

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS  
FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT  
DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

**COPYRIGHT**

**I**

**FITORE BAJRAMI LUBISHTANI**

**2021**

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS  
FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT  
DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

Bashkëudhëheqësit e Fitore Bajrami Lubishtanit vërtetojnë se ky është  
verzioni i miratuar i disertacionit të mëposhtëm:

**“ANALIZA E MODELEVE GLOBALE  
GJEOPOTENCIALE NË PËRCAKTIMIN E  
SIPËRFAQES REFERENTE TË LARTËSIVE PËR  
TERRITORIN E REPUBLIKËS SË SHQIPËRISË”**

Udhëheqësit shkencor: Prof.Asoc.Dr. Përparim AMETI

Prof.Asoc.Dr.Namik KOPLIKU

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS  
FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT  
DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

**“ANALIZA E MODELEVE GLOBALE GJEOPOTENCIALE  
NË PËRCAKTIMIN E SIPËRFAQES REFERENTE TË  
LARTËSIVE PËR TERRITORIN E REPUBLIKËS SË  
SHQIPËRISË”**

Përgatitur nga Grada e mëparshme  
Msc.Ing. Fitore BAJRAMI LUBISHTANI

Disertacioni i paraqitur në  
Fakulteti i Inxhinierisë së Ndërtimit  
Universiteti Politeknik i Tiranës  
Në përputhje të plotë  
Me kërkesat  
Për gradën Doktor

Universiteti Politeknik i Tiranës, Qershor 2021

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS  
FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT  
DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

## **DEDIKIM**

Këtë temë të doktoraturës u'a dedikoj dy prindërve të mi: Enver Bajrami dhe Shahadije Hoxha Bajrami, të cilët më motivuan dhe treguan interes të madh për punën time duke më inkurajuar të vazhdojë më tutje. Gjithashtu u'a dedikoj dy fëmijëve të mi Noar dhe Noa Lubishtani, të cilëve dua t'u kërkoj falje për mungesat e mia të shpeshta gjatë kohës kur kam qenë duke punuar në këtë disertacion dhe padyshim krahu tim të djathtë që edhe këtë rrugëtim e bë më të përbashkë Milot Lubishtanit, që më qëndroj afër dhe më motivoj për punë.

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË**  
**UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS**  
**FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT**  
**DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

## **MIRËNJOHJE/FALËNDERIM**

Kjo temë e doktoraturës dhe hulumtimi themelor nuk do të ishin të mundshme pa ndihmën, përkrahjen dhe mbështetjen e shumë njerëzve. Së pari dua t'i falemnderoj dy bashkëudhëheqësit e mi: Prof. Asoc. Dr. Përparim Ameti dhe Prof. Asoc. Dr. Namik Kopliku, për ndihmën dhe udhëzimet e tyre gjatë periudhës së hulumtimit. Ata ishin gjithmonë në dispozicion për të më udhëzuar dhe diskutuar pavarësisht orarit të tyre të ngjeshur dhe arritën të më mbajnë në rrugën e duhur gjithashtu duke më dhënë lirinë për të ndjekur idetë e mia.

Dua t'i falemnderoj të gjithë profesorët e Departamentit të Gjeodezisë në Tiranë, së pari për mundësinë e dhënë për të filluar këtë studim të doktoraturës pranë Fakultetit të Inxhinierisë së Ndërtimit në Tiranë dhe pastaj duke më mbështetur gjatë gjithë viteve të studimit.

Gjithashtu dua t'u shpreh mirënjohje të gjithë profesorëve të Departamentit të Gjeodezisë në Prishtinë, për ndarjen e njohurive dhe komentet e tyre të vlefshme.

Natyrisht pa harruar Profesorin Reiner Jäger nga Universiteti Karlsruhe, Institut für Angewandte Forschung (IAF) në Gjermani për komentet dhe ndihmën e dhënë.

Dua ta falemnderoj Autoritetin Shtetëror për Informacion Gjeohapësinor-Drejtorinë Gjeodezisë dhe Hartografisë (ASIG) në Tiranë për ofrimin e të dhënave, të cilat janë përdorur në këtë hulumtim.

Në fund dua ta falemnderoj bashkëshortin tim Milotin, falë konsideratës dhe motivimit të vazhdueshëm për punë dhe për çfarëdolloj mbështetje që më duhej ai ishte krahu im i djathtë që të arrij këtu ku jam sot.

*Falemnderit!*

**REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS  
FAKULTETI I INXHINIERISE SE NDERTIMIT  
DEPARTAMENTI GJEODEZISË**

**DEKLARATË MBI ORIGJINALITETIN**

**Fitore BAJRAMI LUBISHTANI**

Deklaroj se kjo tezë përfaqëson punën time origjinale dhe nuk kam përdorur burime të tjera, përveç atyre të evidentuara nëpërmjet citimeve.

Të gjitha të dhënat, tabelat, figurat dhe citimet në tekst, të cilat janë riprodhuar prej ndonjë burimi tjetër, duke përfshirë dhe internetin, janë pranuar në mënyrë eksplicite sit ë tilla.

Jam e vetëdijshëme se në rast të mospërputhjeve, Senati i UPT-së është i ngarkuar të më revokojë gradën “Doktor”, që më është dhënë mbi bazën e kësaj teze, në përputhje me

“Rregulloren e Programeve të Ciklit të tretë (Doktoratë) në UPT”, dt.....neni 21.

Tiranë, 28.06.2021

\_\_\_\_\_

## **Tabela e përmbajtjes**

DEDIKIM .....	4
MIRËNJOHJE/FALËNDERIM .....	5
DEKLARATË MBI ORIGJINALITETIN .....	6
Lista e tabelave .....	10
Lista e figurave .....	10
Lista e diagrameve .....	13
Lista e organogrameve .....	14
Lista e shtojcave .....	14
Lista e shkurtesave .....	14
ABSTRAKT .....	16
<b>1 HYRJE.....</b>	<b>17</b>
1.1 Motivi.....	17
1.2 Objektivat e hulumtimit .....	19
1.3 Korniza konceptuale e tezës.....	19
<b>2 Historiku i ndërtimit të referencave koordinative gjeodezike në Republikën e Shqipërisë.....</b>	<b>25</b>
2.1 Të dhënat gjeodezike për Shqipërinë .....	25
2.2 Sistemi i referencës vertikale të Shqipërisë .....	40
<b>3 Fusha e gravitetit të Tokës .....</b>	<b>43</b>
3.1 Hyrje në teorinë e gravitetit .....	43
3.2 Fusha e gravitetit të Tokës .....	44
3.3 Ekuacioni themelor i gjeodezisë fizike .....	47
3.4 Potenciali i rëndesës.....	47
3.5 Sipërfaqja referente e lartësive.....	54
3.6 Niveli mesatar i detit.....	56
3.7 Sipërfaqja e elipsoidit .....	58
3.8 Sipërfaqja e gjeoidit .....	60
3.8.1 Formulimi i problemit të vlerës kufitare në sipërfaqen e Tokës .....	62

3.8.2	Vlerësimi i anomalisë së gravitetit të Helmertit .....	62
3.8.3	Vazhdimi në rënie i anomalive të gravitetit Helmert në gjeoid .....	63
3.8.4	Integrimi i Stoks-it në zgjidhjen e problemit të vlerës së kufirit .....	64
3.8.5	Shndërrimi i lartësive gjeoidale nga hapësira e Helmertit në hapësirën reale	65
3.8.6	Funksioni Stokes .....	65
3.8.7	Anomalia ajër – lirë .....	69
3.8.8	Anomalia Bouguer .....	70
3.8.9	Anomalitë e lartësive .....	73
3.9	Sipërfaqja e kuazi-gjeoidit .....	74
3.9.1	Teoria Molodensky .....	75
3.9.2	Teknika remove-restore (heqjes-rivendosjes) në përcaktimin e gjeoidit	76
3.9.3	Sipërfaqja referencë e lartësisë së elementeve të përcaktuara dixhitale (DFHRS).....	79
<b>4</b>	<b>Modelet globale gjeopotenciale.....</b>	<b>83</b>
4.1	Modelet globale gjeopotenciale .....	83
4.1.1	Modeli i Gravitetit të Tokës 1984 (EGM84) .....	83
4.1.2	Modeli i gravitetit të Tokës 1996 (EGM96) .....	84
4.1.3	Kuazi-gjeoidi i gravitetit evropian EGG97 .....	86
4.1.4	Modeli i gravitetit të Tokës 2008 (EGM08) .....	88
4.1.5	Modeli i gravitetit evropian i Tokës 6C4 (EIGEN 6c4) .....	90
<b>5</b>	<b>Shtetet rajonale në aspektin e përcaktimit të modelit të gjeoidit.....</b>	<b>91</b>
5.1	Vështrim i përgjithshëm.....	91
5.1.1	Modeli i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë .....	91
5.1.2	Modeli i gjeoidit për territorin e Italisë.....	93
5.1.3	Modeli i gjeoidit për territorin e Greqisë .....	94
5.1.4	Modeli i gjeoidit për territorin e Maqedonisë së Veriut .....	95
5.1.5	Modeli i gjeoidit për territorin e Kosovës.....	95
5.1.6	Modeli i gjeoidit për territorin e Malit të Zi .....	96
5.1.7	Modeli i gjeoidit për territorin e Kroacisë .....	96
5.1.8	Modeli i gjeoidit për territorin e Latvisë.....	97



5.1.9	Modeli i gjeoidit për territorin e Hungarisë .....	99
5.1.10	Modeli i gjeoidit për territorin e Polonisë.....	100
<b>6</b>	<b>Modelimi i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë sipas metodës DFHRS.....</b>	<b>100</b>
6.1	Të dhënat hyrëse, të cilat do të përdoren për adoptimin e modelit të gjeoidit	101
6.2	Modelimi i gjeoidit përmes metodës së elementeve finite (MEF).....	102
6.3	Kontrolluesi i të dhënave (ang. Data snooping).....	106
<b>7</b>	<b>Kriteret, analizat dhe rezultatet e arritura nga vëzhgimet e përzgjedhura për llogaritje .....</b>	<b>107</b>
<b>8</b>	<b>Përcaktimi i sipërfaqes referente të lartësive -modeli i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë .....</b>	<b>116</b>
8.1	Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGM96.....	117
8.2	Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGG97 .....	118
8.3	Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGM2008.....	120
8.4	Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EIGEN04.....	122
8.5	Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EIGEN6c4.....	124
8.6	Ndërtimi i profileve nga rezultatet e arritura .....	126
8.7	Përzgjedhja definitive e modelit të gjeoidit të llogaritur me metodën DFHRS për territorin e Republikës së Shqipërisë .....	137
<b>9</b>	<b>Rezultatet dhe përfundimet .....</b>	<b>139</b>
<b>10</b>	<b>Summary.....</b>	<b>145</b>
<b>11</b>	<b>Literatura.....</b>	<b>151</b>
<b>12</b>	<b>Ueb faqet e përdorura .....</b>	<b>157</b>
<b>13</b>	<b>Shtojcat .....</b>	<b>158</b>

## **Lista e tabelave**

Tabela 2.1 Të dhënat koordinative gjeodezike nga IGUW (Nurçe, 2012): .....	26
Tabela 2.2 Të dhënat gjeodezike të kësaj reference koordinative janë (Nurçe, 2012).	28
Tabela 2.3 Të dhënat për bazën gjeodezike (Nurçe, 2012): .....	29
Tabela 2.4 Të dhënat koordinative gjeodezike nga IGUF (Nurçe, 2012).....	29
Tabela 2.5 Të dhënat gjeodezike nga ITU (Nurçe, 2012).....	34
Tabela 2.6 Parametrat e Helmertit të llogaritur për territorin e Shqipërisë (Nurçe, 2012). .....	39
Tabela 2.7 Paraqitja e pikave absolute gravimetrike në tre stacionet (ang. Absolut Gravity Measurements-Albania-Kosovo-Montenegro 2015). .....	41
Tabela 4.1 Llogaritja e modelit EGM96 për territore te ndryshme të Tokës( <a href="http://icgem.gfz-potsdam.de">http://icgem.gfz-potsdam.de</a> ) .....	85
Tabela 4.2 Llogaritja e modelit EGM2008 për territore të ndryshme të Tokës ( <a href="http://icgem.gfz-potsdam.de">http://icgem.gfz-potsdam.de</a> ).....	89
Tabela 4.3 Krahasimi i Goce dhe Champ sipas modeleve EGM2008 dhe EIGEN6C4 .....	90
Tabela 4.4 Gabimi i EIGEN6C4 sipas territoreve te caktuara.....	90
Tabela 5.1 Ndryshimi mes DFHRS dhe LV'98(Janpaule et al., 2013). .....	98
Tabela 7.1 Janë paraqitur të dhënat nga vlerat minimale dhe maksimale, mesatarja, devijmi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura nga 151 vëzhgimet.....	108
Tabela 7.2 Paraqitja tabelare të vlerave minimale dhe maksimale, mesatarja, devijmi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura për territorin e Republikës së Shqipërisë për 94 vëzhgime. ....	111
Tabela 7.3 Paraqitja tabelare e vlerave minimale dhe maksimale, mesatarja, devijmi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura për territorin e Republikës së Shqipërisë për 98 vëzhgime. ....	115
Tabela 8.1 Vlerat minimale dhe maksimale të profileve .....	137
Tabela 8.2 Paraqitja e rezultateve nga 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura .....	138

## **Lista e figurave**

Figura 1.1 Lidhja në mes të elipsoidit dhe gjeoidit.....	18
Figura 2.1. Matjet e para gjeodezike të kryera nga Perandoria Astro-Hungareze në Ballkan (Kovács & Timár, 2009).....	25
Figura 2.2. Rrjeti i Triangulacionit të rendit të I-rë sipas IGUW, 1868-98 (Nurçe, 2012) .....	26
Figura 2.3 Rrjeti i triangulacionit sipas Institutit Gjeografik Ushtarak të Vjenës (Nurçe et al., 2015) .....	27
Figura 2.4 Fragment hartë e brezit kufitar, shkalla 1: 50 000 (Nurçe, 2012) .....	27
Figura 2.5 Rrjeti i triangulacionit kufitar i rendit I, II, III sipas IGUF, 1922-25 (Nurçe, 2012) .....	28

Figura 2.6. Rrjeti i triangulacionit sipas Institutit Gjeografik Ushtarak të Firencës (Nurçe et al., 2015) .....	30
Figura 2.7. Paraqitja e rrjetit Kl.1 dhe lartësitë gjeoid-elipsoid (Nurçe, 2012) .....	31
Figura 2.8. Paraqitja e Rrjetit të Nivelimit 1930-32 & 1950-52 (Nurçe, 2012) .....	32
Figura 2.9. Rrjeti i Triangulacionit (majtas) dhe Nivelacionit shtetëror (djathtas) sipas IGUSH, 1970-1986 .....	33
Figura 2.10. Fushatat e matjeve satelitore në Shqipëri: 1994, 1998, 2002 (Nurçe, 2012) .....	35
Figura 2.11. Rrjeti kryesor RDN dhe dendësues RSN (Nurçe et al., 2015) .....	36
Figura 2.12. Përzgjedhja e zonës elipsoidike ndërmjet paraleleve dhe meridianeve për territorin shqiptar (Nurçe, 2012) .....	37
Figura 2.13. Paraqitja e lartësive elipsoid Gjeoid NEGM2008-GRS80 (Nurçe, 2012) .....	37
Figura 2.14. Diferencat ndërmjet (ETRF2000-ALB86) në gjerësi (majtas) dhe në gjatësi (djathtas) (Nurçe, 2012).....	38
Figura 2.15. Stacionet permanente të ALBPOS (Nurçe et al., 2015) .....	40
Figura 2.16. Rrjeti gravimetrik i Shqipërisë (Nurçe et al., 2015) .....	41
Figura 2.17. Paraqitja grafike e stacioneve gravimetrike në Republikën e Shqipërisë .....	42
Figura 3.1 Graviteti (Torge & Muller, 2012).....	44
Figura 3.2 Fuqia e fushës mbi sipërfaqen e Tokës (Cooper, 2002) .....	45
Figura 3.3 Grafiku i fushës së gravitetit (Cooper, 2002) .....	45
Figura 3.4 Sipërfaqet e nivelit dhe linjat pingule (Heiskanen & Moritz, 1967) .....	46
Figura 3.5 Forca centrifugale (Heiskanen & Moritz, 1967) .....	48
Figura 3.6 Koordinatat gjeocentrike dhe elipsoidale .....	49
Figura 3.7 Lartësia gjeoidale dhe anomalitë e lartësive (Ameti, 2006) .....	50
Figura 3.8 Gjeoidi dhe elipsoidi referent (Heiskanen & Moritz, 1967).....	52
Figura 3.9 Zgjerimi në harmonika sferike (Heiskanen & Moritz, 1967).....	53
Figura 3.10 Gjeoidi, niveli mesatar i detit, topografia kontinentale dhe sipërfaqja e detit (Torge, 2001) .....	56
Figura 3.11 Sipërfaqja e Tokës dhe dy sipërfaqet referente të përdorura për ta përafuar atë: gjeoidin dhe një elipsoid referimi. Devijimi midis gjeoidit dhe një elipsoidi referent quhet ndarje gjeoidale (N).(Knippers, 2009).....	56
Figura 3.12 Përdorimi i matësve të valës për monitorim të sipërfaqes së detit (Jason-2r, 2008).....	57
Figura 3.13 Përdorimi i altimetrisë satelitore për monitorim të sipërfaqes së detit (Jason-2r, 2008) .....	57
Figura 3.14 Elipsoidi referent dhe koordinatat gjeodezike (Moritz, 1980) .....	58
Figura 3.15 Lartësia ortometrike H (Moritz, 1980). .....	61
Figura 3.16 Valëzimi i gjeoidit në lidhje me elipsoidin referent (Dantor, 2006). .....	62
Figura 3.17 Elipsoid referencë dhe sfera e njësive(Moritz, 1980).....	66
Figura 3.18 Funkzioni origjinal dhe i modifikuar i Stokes (Torge, 2001).....	67
Figura 3.19 Gjeoid dhe bashkë-gjeoidi (Torge, 2001).....	68
Figura 3.20 Sasitë në hapësirën reale dhe në hapësirën e Helmertit (Tenzer & Janak, 2002) .....	69
Figura 3.21 Reduktimi i gravitetit (Heiskanen & Moritz, 1967) .....	70
Figura 3.22 Pllaka Bouguer (Heiskanen & Moritz, 1967).....	71
Figura 3.23 Korrigjimi i terrenit (Heiskanen & Moritz, 1967).....	72

Figura 3.24 Raporti në mes të elipsoidit, gjeoidit dhe anomalisë së lartësive $\zeta$ (Barthelmes, 2009).....	74
Figura 3.25 Pasqyrimi i topografisë sipas kuazi-gjeoidit (Heiskanen & Moritz, 1967). .....	74
Figura 3.26 Paraqitja e kuazi-gjeoidit, gjeoidin dhe elipsoidin(Tenzer& Foroughi, 2018) .....	75
Figura 3.27 Skema e heqjes-rivendosjes për llogaritjen e gjeoidit (Ameti, 2006) .....	78
Figura 3.28 Lidhja midis lartësisë ortometrike H, lartësive elipsoide h valëzimit të gjeoidit N (dfhbf). .....	80
Figura 3.29 Dizajni i llogaritjes së DFHRS_DB: FEM-Meshes (linja të hollë blu), pjesë (linja të trasha blu) dhe pika montimi (B, L, h   H) (trekëndëshat e gjelbër) (www.dfhbf.de/).....	81
Figura 3.30 Polinomet HRS N (p) në rrjete të vetme (shiko gjithashtu Figura 3.29) dhe si pjesë e një HRS të vazhdueshëm në një zonë arbitrare të madhe (www.dfhbf.de/)	82
Figura 4.1 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96.( <a href="http://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html">http://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html</a> ) .....	84
Figura 4.2 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96 sipas ndarjes 15' ( <a href="https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/">https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/</a> ).....	85
Figura 4.3 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96 sipas ndarjes 30' ( <a href="https://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html">https://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html</a> ).....	86
Figura 4.4 Modeli i evropian gravimetrik i kuazigjeoidit EGG97. ( <a href="http://www.igik.edu.pl/pl/geodezja-i-geodynamika-modele-geoidy1">http://www.igik.edu.pl/pl/geodezja-i-geodynamika-modele-geoidy1</a> ). .....	87
Figura 4.5 EGM2008 me rezolucion 2.5 minuta (EGM2008-NGA <a href="https://earth-info.nga.mil/GandG///wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html">https://earth-info.nga.mil/GandG///wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html</a> ).....	88
Figura 4.6 Paraqitja gjeografike e disa prej karakteristikave të zonës 5 harkut-minutë nënkupton anomalitë e gravitetit në skedarin e shkrirë të përdorur për zhvillimin e modelit EGM2008: (a) Disponueshmëria e të dhënave. (b) Identifikimi i burimit të të dhënave. ( <a href="https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011JB008916">https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011JB008916</a> ).....	89
Figura 5.1 Majtas: Dizajni i Patching dhe Meshing për Shqipërinë. Djathtas, vijat e izohipseve të gjeoidit të përputhshëm me RTCM (1-5) cm për Shqipërinë (Owusu-Banahene, 2013). .....	91
Figura 5.2 Mbetjen në kuotë (Asig& Krgjsh, 2015).....	92
Figura 5.3 Grafiku i ndarjeve në kurben e vlerave të barabarta të lartësive gjeoid elipsoid(Asig & Krgjsh, 2015).....	93
Figura 5.4 Geoid italian i lëshuar në vitin 2009 (ITG2009) (Corchete, 2010). .....	94
Figura 5.5 GreekGeoid2010. ( <a href="https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece_g.html">https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece_g.html</a> ).....	95
Figura 5.6 Përcaktimi i modelit përfundimtar gjeoid i Kosovës nga koncepti DFHRS (Ameti & Jager, 2016). .....	96
Figura 5.7 Modeli i ri gjeoid me rezolucion të lartë HRG2009(Bašić & Bjelotomic, 2014). .....	97
Figura 5.8 Projektimi i llogaritjes për Letoninë DFHRS-DB(Janpaule et al., 2013)...	98
Figura 5.9 Diferenca midis tretjes LV'98 dhe DFHRS(Janpaule et al., 2013).....	98
Figura 5.10 Llogaritjet modeli gjeoid EGM2008 (Corchete, 2013). .....	99
Figura 5.11 Gjeoidi Gravimetrik Hungarez i lëshuar në 2013 (HGG2013). (Corchete, 2013). .....	99
Figura 5.12 Modeli gjeoid gravimetric I përcaktuar (në m). .....	100

Figura 6.1 Territori i Republikës së Shqipërisë me Shtetet në rajon (cia.gov/the-world-factbook)(The World Factbook 2020. Washington, DC: Central Intelligence Agency, 2020).	101
Figura 6.2 Rrjeti statik RGN (ASIG & KRGJSH, 2015).....	102
Figura 6.3w-test (Kontrollues i të dhënave) .....	107
Figura 7.1 Paraqitja e 151 vëzhgimeve të ndara në rrjeta të rregullta 5kmx5km dhe paraqitja e krijimit të 9 grupeve/regjioneve .....	109
Figura 7.2 Modeli i llogaritur nga 94 vëzhgime të përzgjedhura për llogaritje.....	112
Figura 7.3 Me ngjyrë të kaltër paraqitet integriti i 5 vëzhgimeve të cilat ishin eliminuar nga shpërndarja e gabimit dhe me ngjyrë vjollcë paraqitet largimi i një pike e cila rrit gabimet e vëzhgimeve fqinje.....	114
Figura 8.1 Paraqitja grafike e 98 vëzhgimeve në softuerin DFHRS të ndara në rrjetin e rregullt 5kmx5km dhe ndarja e regjioneve/ grupeve .....	116
Figura 8.2 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGM96 për territorin e Shqipërisë.....	118
Figura 8.3 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGG97 për territorin e Shqipërisë.....	120
Figura 8.4 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGM2008 për territorin e Shqipërisë.....	122
Figura 8.5 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EIGEN04 për territorin e Shqipërisë.....	124
Figura 8.6 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EIGEN6c4 për territorin e Shqipërisë.....	126
Figura 8.7 Paraqitja grafike e ndërtimit të hartës së profileve .....	127
Figura 9.1 Paraqitja e 98 vëzhgimeve të përdorura për llogaritje të modelit të gjeoidit të Shqipërisë.....	141
Figura 9.2 Paraqitja e vizuele e rezultateve të arritura ndërmejt modelit EGM2008 dhe EIGEN6c4.....	143

## **Lista e diagrameve**

Diagrami 7.1 Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje nga 151 vëzhgime. ....	108
Diagrami 7.2 Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje.....	111
Diagrami 7.3 Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje.....	115
Diagrami 8.1 Paraqitja e lartësive gjeoidale $N_{EGM96}$ .....	117
Diagrami 8.2 Paraqitja e lartësive gjeoidale $N_{EGG97}$ .....	119
Diagrami 8.3 Paraqitja e lartësive gjeoidale $N_{EGM2008}$ .....	121
Diagrami 8.4 Paraqitja e lartësive gjeoidale $N_{EIGEN04}$ .....	123
Diagrami 8.5 Paraqitja e vlerave të Lartësive gjeoidale $N_{EIGEN6C4}$ .....	125

Diagrami 8.6 Paraqitja e profileve dhe modelet digjitale të terrenit për të gjitha profilet duke filluar nga gjerësia gjeografike 42.45 <sup>0</sup> deri në shtrirjen e fundit të profilit që përfshinë gjerësinë gjeografike 39.90 <sup>0</sup> .....	127
Diagrami 9.1 Paraqitja e rezultateve ndërmejt modelit EGM2008 dhe EIGEN6c4..	142

## **Lista e organogrameve**

Organogrami 1.1 Korniza konceptuale .....	24
Organogrami 9.1 Aplikimi i 151 vëzhgimeve .....	145

## **Lista e shtojcave**

Shtojca 13.1 Me poshtë jepen koordinatat përfundimtare të të gjitha 151 pikave të përcaktuara, me treguesit e rrjetit të nisjes. Në shtojcën 13.1 janë hedhur koordinatat në sistemin ETRF2000, vlerat me të zeza ju referohen pikave që i përkasin rrjetit RDN (dinamik), të tjerat rrjetit RGN (Relacion i ASIG-ut, 2015).....	158
Shtojca 13.2 Janë përmbledhur koordinatat e të gjitha 151 pikave në sistemin Lokal ALB86, vlerat në sfond të kaltërt janë marrë nëpërmjet rrjetës, të tjerat janë përcaktuar me metodologjinë klasike dhe i përkasin katalogut zyrtar shqiptar(Relacion i ASIG-ut, 2015). .....	163
Shtojca 13.3 Përmbledhja e rezultateve të llogaritura nga 98 vëzhgimet për 5 modelet globale gjeopotenciale të përdorura EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6C4 me metodën DFHRS në përcaktimin e Sipërfaqes Referente të Lartësive-modeli i gjeoidit. ....	168
Shtojca 13.4 Përmbledhja e rezultateve nga profilet e llogaritura për 5 modelet globale gjeopotenciale. ....	171

## **Lista e shkurtesave**

IGUW (Instituti Gjeografik Ushtarak i Vienës)  
IGUF (Instituti Gjeografik Ushtarak i Firencës)  
NGA ose NIMA (Agjencia Kombëtare e Inteligjencës Gjeohapësinore e SHBA)  
ASIG (Autoriteti Shtetëror për Informacion Gjeohapësinor)  
ALB86 (Referencë lokale koordinative)  
ITRF96 (Referencë globale koordinative)  
ITRF2005 (Sistemi Ndërkombëtar i Referencës Tokësore 2005)  
ITRF2000 (Korniza Ndërkombëtare e Referencës Tokësore 2000)  
ETRF2008 (Sistemi Ndërkombëtar i Referencës Tokësore 2008)  
ETRS89 (Sistemi Evropian i Referencës Tokësore 1989)  
ETRF2000 (Sistemi Ndërkombëtar i Referencës Tokësore 2000)  
WGS84 (Sistemi Gjeodezik Botëror 1984)

GPS (Sistemi i Pozicionimit GPS)  
GNSS (Sistemi satelitor global i navigimit)  
ZRPP (Zyra e Regjistrimit të Pasurive të Paluajtshme)  
ALBPOS(Sistemi satelitor i pozicionimit Shqiptar-Albanian Positioning Satellite Service)  
RDN(Rrjeti dinamik)  
RGN (Rrjeti statik)  
HALB86 (Lartësia gjeoide lokale)  
BKG (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie)  
IFE (Instituti për gjeodezi, Hanover )  
GRS80 (Sipërfaqja Globale referente)  
EGM84 (Modeli gjeopotencial i Tokës 1984)  
EGM96 (Modeli gjeopotencial i Tokës 1996)  
EGM2008 (Modeli gjeopotencial i Tokës 2008)  
EGG97 (Modeli i gjeoidit dhe kuazigjeoidit gravimetrik evropian 1997)  
EIGEN (Modelit gravimetrik evropian i Tokës)  
GRACE (Rigjenerimi i gravitetit dhe eksperimenti i klimës)  
CHAMP (Sfidimi i ngarkesës minimale satelitore)  
GOCE (Gravity field and steady-state ocean circulation Explorer)  
LAGEOS ( Laser Geometric Environmental Observation Survey)  
SLR (Satellite Laser Ranging)  
IERS (International Earth Rotation Service- Shërbimi Ndërkombëtar i Rotacionit të Tokës)  
DTM (Modeli dixhital i terrenit)  
DFHRS(Sipërfaqja e referencës së lartësisë së elementeve të përcaktuar dixhitale)  
HRS (Sipërfaqja referimit të lartësisë)  
MEF (Metoda e elementeve finite)  
EGGP (European Gravity and Geoid Projekt)

## **ABSTRAKT**

*Përcaktimi i sipërfaqes referente të lartësive -modeli i gjeoidit ka një rëndësi shumë të madhe për zhvillimin e detyrave të ndryshme gjeodezike në kuadër të një shteti. Duke u nis nga kjo, njëra nga detyrat kryesore të gjeodezisë është përcaktimi i gjeoidit, i cili përcaktohet si një sipërfaqe ekuipotenciale e fushës së gravitetit të Tokës, e cila përkon mesatarisht me nivelin mesatar të detit.*

*Në këtë studim, me qëllim të përcaktimit të sipërfaqes referente të lartësive (SRL), është përdorur metoda DFHRS (Digital Finite Element Height Reference Surface)(www.dfhb.de), e zhvilluar nga Universiteti i Shkencave të Zbatuara të Karlsruhe, Fakulteti i Gjeomatikës (Jäger, 1999). Baza e të dhënave e përdorur për llogaritje, përbëhet nga pikat me koordinata tredimensionale të përcaktuara me matje GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Fokusi kryesor i këtij studimi është vendosur në llogaritjen e modelit më të përshtatshëm të gjeoidit për territorin e Shqipërisë duke përdorur 5 (pesë) modele globale gjeopotenciale (EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04, EIGEN6c4).*

*Gjeoidi i parë i llogaritur me një precizitet shumë të lartë ( saktësi centimetri) për territorin e Republikës së Shqipërisë paraqitet në kuadër të kësaj teme të doktoraturës. Në përllogaritje të sipërfaqes referente të lartësive-modeli i gjeoidit janë përdorur 151 pika të rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit.*

*Pas përfundimit të llogaritjeve është bërë analiza e rezultateve të nxjerra nga modelet globale gjeopotenciale të lartcekura, për të cilat janë ndërtuar diagrame, harta dhe profile. Pas nxjerrjes dhe analizimit të rezultateve dhe krahasimit të modeleve ndërmjet vete është bërë përzgjedhja e modelit EIGEN6c4 si modeli më i përshtatshëm për territorin e Shqipërisë. Ky model ka shpërndarje topografike dhe përshtatet mjaft mirë në territorin e Republikës së Shqipërisë. Sipërfaqja referente e lartësive (SRL) vlerësohet mjaft e saktë dhe mund të përdoret si një model referimi për lartësi në sistemin e pozicionimit të Shqipërisë (ALBPOS).*

**Fjalë kyçe:** *Sipërfaqja referente e lartësive, elipsoidi, gjeoidi, modelet globale gjeopotenciale, EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04, EIGEN6c4, metoda DFHRS, Republika e Shqipërisë.*



# 1 HYRJE

Një nga detyrat kryesore të gjeodezisë është përcaktimi i gjeoidit, i cili përcaktohet si një sipërfaqe ekuipotenciale e fushës së gravitetit të Tokës, që përkon mesatarisht me nivelin mesatar të detit. Shumë metoda të ndryshme për përcaktimin e gjeoidit janë propozuar ndër vite. Secila metodë përdor teknikën dhe ka përmbajtjen e saj. Qëllimi i përbashkët i të gjithave metodave të propozuara është përcaktimi i një modeli të gjeoidit me saktësi të lartë (centimetrike). Një model gjeoidi me saktësi të lartë kërkon të dhëna të sakta dhe të dendura. Përcaktimi, shfrytëzimi dhe posedimi i një modeli të gjeoidit me saktësi të lartë dhe të saktë, është një domosdoshmëri në disa gjeo-shkenca.

Në gjeodezi, inxhinieri dhe në fusha të ngjashme është i nevojshëm përcaktimi i koordinatave me saktësi të lartë, për këtë arsye teknologjia GNSS luan një rol të rëndësishëm. Transformimi i lartësive elipsoidale GNSS në lartësi ortometrike ose në lartësi normale kërkon një model gjeoidi me saktësi të lartë dhe të saktë. Kështuqë, një nga qëllimet kryesore të gjeodezisë është të zhvillojë një model gjeoidi, i cili më pas mund të përdoret për llogaritjen e lartësive ortometrike.

Qasja e propozuar në këtë hulumtim është zbatuar me sukses dhe rezultatet janë krahasuar me lartësitë aktuale normale dhe në profilet e zgjedhura të sipërfaqes referuese të ngritjes dixhitale të llogaritur nga rrjeti kombëtar i kontrollit. Vëmendje e veçantë i është kushtuar zgjedhjes së modelit global gjeopotencial dhe përgjedhjes së vëzhgimeve, të cilat do të marrin pjesë në llogaritjen e modelit të gjeoidit për aplikim të mëtutjeshëm.

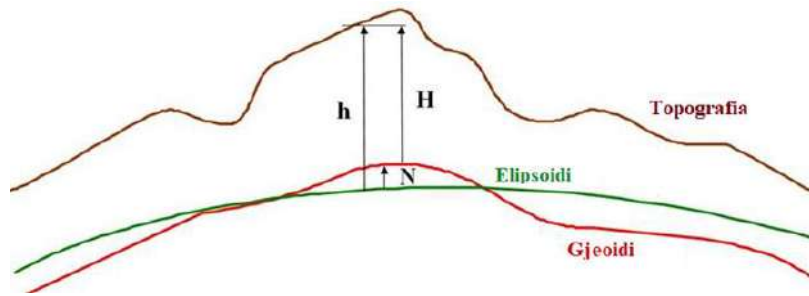
Baza e këtij hulumtimi ishte përcaktimi i sipërfaqes referente të lartësive, krijimi i modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë, gjithashtu edhe analizimi i modelit të gjeoidit për sipërfaqen e përzgjedhur në mënyrë arbitrare. Llogaritja e modelit të gjeoidit me saktësi të lartë është një detyrë e vështirë, e cila kërkon kujdes të veçantë dhe hulumtim të plotë në të gjitha fazat e llogaritjes, në mënyrë që të prodhojë rezultate sa më të mira.

Sipërfaqja referente e lartësive konsiderohet mjaft e saktë me një përputhje maksimale me territorin përkatës dhe mund të përdoret si model referimi për lartësi në sistemin e pozicionimit të Shqipërisë (ALBPOS).

## 1.1 Motivi

Fjala lartësi nuk ka kuptim të veçantë. Në mënyrë ideale, lartësia kuptimplotë fizike duhet t'i referohet gjeoidit që është një sipërfaqe ekuipotenciale e fushës së gravitetit të Tokës dhe përafrohet me nivelin mesatar të detit. Duke qenë një sipërfaqe ekuipotenciale, gjeoidi është një sipërfaqe në të cilën forca e gravitetit është kudo pingul. Sipas C.F. Gauss, i cili e përshkroi gjeoidin për herë të parë si, "është figura matematikore e Tokës" (ang. It is the mathematical figure of the Earth), një sipërfaqe e lëmuar por e parregullt që nuk korrespondon me sipërfaqen aktuale të kores së Tokës, por me një sipërfaqe, e cila mund të dihet vetëm përmes matjeve dhe llogaritjeve të

gjera gravitacionale. Shpesh përshkruhet si figura e vërtetë fizike e Tokës, në kontrast me figurën e idealizuar gjeometrike të një elipsoidi referimi. Në mënyrë praktike, është shumë e vështirë të vendoset një sipërfaqe e tillë për shkak të ndërlikimeve të përfshira. Por në të gjitha projektet e zhvillimit dhe inxhinierisë, kërkohen lartësi të bazuara në nivelin mesatar të detit, siç edhe shihet në figurën 1.1. Lartësitë që rezultojnë nga përpunimi i të dhënave GNSS quhen lartësi elipsoidale ( $h$ ). Kjo gjë ka krijuar një dëshirë të ngutshme për një përcaktim po aq të shpejtë dhe të saktë të lartësive ortometrike ( $H$ ). Detyra e shndërrimit të lartësisë elipsoidale ( $h$ ) të marrë nga pozicionimi GNSS në lartësinë ortometrike ( $H$ ), ka shtyrë gjeodetët në të gjithë botën të përcaktojnë modelin e gjeoidit me një saktësi dhe precizitet të lartë.



**Figura 1.1 Lidhja në mes të elipsoidit dhe gjeoidit**

Gjatë dekadës së fundit, nevoja për model të saktë gjeoidi ka fituar vulltin për të minimizuar/eliminuar detyrën e mundimshme, që kërkon kohë për realizim të nivelimit. Në mënyrë që të bëhet shndërrimi nga lartësitë elipsoide në lartësitë ortometrike, duhet të llogaritet një model i gjeoidit.

Kohët e fundit jemi dëshmitarë të një progresi të madh që po bëhet në cilësinë dhe zgjedhjen e modeleve globale gjeopotenciale me qëllim të vetëm përcaktimin e një modeli të gjeoidit. Krijimi dhe zhvillimi i modeleve globale gjeopotenciale me cilësi të lartë, si funksione matematikore që përafrojnë fushën e gravitetit të Tokës në hapësirën 3D, është shumë i rëndësishme në shumë aspekte. Këto modele mund të konsiderohen si një referencë për vetë gjeodezinë (Barthelmes, 2014), ndër të tjera edhe sigurojnë mundësinë e llogaritjes së lartësive ortometrike dhe ndryshimeve në lartësi në kombinim me pozicionimin GNSS (Pavlis et al., 2012). Ekziston gjithashtu një mundësi që në të ardhmen të kemi një model unik global gjeoidal i nxjerrë/marrë nga një model global gjeopotencial me saktësi të lartë dhe me rezolucion të lartë, që mund të shërbejë si një sipërfaqe referimi për krijimin dhe realizimin e një të dhëne globale vertikale (Balasubramania, 1994; Schwarz et al., 1987; Ihde & Sanchez, 2005). Gjeodezia përballet me një detyrë të rëndësishme për të siguruar modelin global gjeopotencial dhe të gjitha produktet e tij. Një nga produktet e modeleve globale gjeopotenciale është gjeoidi, i cili zakonisht shpërndahet në formë të një modeli. Shumë vende në të gjithë botën tashmë e kanë zhvilluar modelin e tyre të gjeoidit, i cili shërben si mjet për nxjerrjen e lartësive ortometrike nga vëzhgimet GNSS.

Mbi bazë të të gjithave të përmendura më lartë, ekziston një nevojë e qartë për llogaritjen e një modeli të gjeoidit edhe Shqipërinë me qëllim që të bëhet i mundshëm shndërrimi i lartësive elipsoidale në lartësi ortometrike, që do të mund të shërbente për punë dhe nevoja të tjera në kuadër të shkencës së gjeodezisë.

## **1.2 Objektivat e hulumtimit**

Sistemi GNSS është themeluar si mjet kryesor gjeodezik në shumicën e aktiviteteve gjeodezike. Objektivi kryesor i praktikës dhe shkencës gjeodezike ka qenë gjithmonë një saktësi e lartë dhe besueshmëri e të dhënave me shpenzime minimale të kostos. Përgjigjja ndaj këtyre aspiratave është zgjidhur duke përdorur sistemin GNSS. Me kombinimin e matjeve të diferencës së lartësive dhe matjeve të gravitetit, është e mundur që të përfitohen vlerat përfundimtare të lartësive që janë të njohur si lartësi ortometrike dhe janë të lidhura me sipërfaqen e nivelit zero (nivelit të detit).

Duke u nisur nga kjo kërkesë është paraqitur nevoja që të kemi një model të gjeoidit dhe ky do të jetë objektivi kryesor i këtij hulumtimi: përcaktimi i një sipërfaqeje zero të lartësive (modeli gjeoidit) duke përdorur modelet globale gjeopotenciale dhe të dhëna të tjera tokësore në dispozicion, kryesisht nga GPS dhe nivelimi i saktë. Metoda e zgjedhur është quajtur metoda e Sipërfaqes Referencë të Lartësive të Elementeve Finite Dixhitale (DFHRS). Kjo qasje është e bazuar në modelimin parametrik dhe llogaritjen e sipërfaqes referente të lartësive (SRL) nga komponentët gjeometrikë dhe fizikë të vëzhgimit në një qasje të përshtatjes hibride (ang. hybrid). Qasja në modelin parametrik SRL është mundësuar nga bazat e të dhënave të metodës DFHRS, të cilat lejojnë shndërrimin e drejtpërdrejtë të lartësive GNSS (elipsoidale) në lartësi fizike (ortometrike, normale). Bazat e të dhënave të DFHRS-së si të tilla mund të përdoren për matje të lartësive (ang. GNSS online) në rrjetet CORS (Jäger et al., 2006) duke i lejuar përdoruesit për të marrë lartësi normale gjatë matjes në kohë reale.

Objektivi kryesor i këtij disertacioni ka qenë të zhvillojë një qasje të integruar për llogaritjen e sipërfaqes referente së lartësive (SLR) në kontekstin e pozicionimit të GNSS. Për këtë qëllim, është përdorur metoda DFHRS (ang. Digital Reference Element Height Reference Surface), duke lejuar përdorimin e vëzhgimeve fizike përveç llojeve të vëzhgimeve gjeometrike. Metoda DFHRS përdor një gamë të gjerë të të dhënave hyrëse (gjeometrike dhe fizike) dhe në rastin tonë kishte 151 të dhëna me lartësi GPS/nivelim, si dhe derivate fizike nga modelet e ndryshme globale gjeopotenciale, që në rastin e Shqipërisë janë përdorur për testim modelet globale EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6c4. Të dhënat e përcaktuara janë ofruar si rezultat i llogaritjeve, por edhe eksperimenteve të shumta që është kërkimi i të dhënave përsëritëse (ang. SNOOPING ITERATIVE DATA). Kjo metodë është përdorur për të përcaktuar sipërfaqen referente të lartësive, me qëllim të definimit të saj si Datum Kombëtar Vertikal, dhe shndërrimit të lartësive elipsoidale të përcaktuara nga GPS në lartësi ortometrike, të cilat i referohen sipërfaqes referente të lartësive (SRL) dhe të njëjtat mund të përdoren për qëllime të ndryshme gjeodezike apo hartografike.

## **1.3 Korniza konceptuale e tezës**

Hulumtimi i kësaj teze të doktoratës është i ndarë në 8 kapituj të cilat përshkruhen shkurtimisht në skicën e tezës, në të cilën tregohen se si janë të lidhur kapitujt njëra me

tjetrën. Gjithashtu është dhënë edhe paraqitja grafike e kornizës konceptuale të tezës, e cila është e vendosur në organogramin 1.1.

## Kapitulli 1 – Historiku i ndërtimit të referencave të koordinatave gjeodezike në Republikën e Shqipërisë

Historia e ndërtimit të referencave të koordinatave gjeodezike që datojnë nga shekulli XIX të përpiluara nga Perandoria Astro-Hungareze e deri te ndërtimi i referencave të koordinatave gjeodezike, të cilat përdoren në ditët e sotme. Gjithashtu është bërë edhe një përshkrim i sistemit të referencës vertikale të Shqipërisë.

## Kapitulli 2 – Fusha e gravitetit të Tokës

Për arritjen e rezultateve përfundimtare duhet të kalohen disa procedura bazë. Kapitulli i dytë është ndarë dhe është shtjelluar se si ndikon fusha e gravitetit të Tokës. Në nënseksionin e parë është shtjelluar teoria e gravitetit dhe cilat problematika duhet të trajtohen edhe si vlera të gravitetit, që ndikojnë në llogaritjen e masës së densitetit mesatar të Tokës. Në nënseksionin e dytë paraqitet fusha e gravitetit të Tokës, ku gravitetin e shënojmë me  $g$ , pastaj është bërë paraqitja se si fusha paraqet një hapësirë ku ne mund të zbulojmë një forcë. Në vazhdim paraqitet vektori i gravitetit se si ndikon në masë, dhe po ashtu ndikimi i linjës pingule. Në nënseksionin e tretë është bërë paraqitja e ekuacionit themelor të gjeodezisë fizike. Në nënseksionin e katërt është paraqitur potenciali i rëndesës dhe ndikimi i forcës së gravitetit dhe forcës centrifugale, pastaj është paraqitur valëzimi i gjeoidit dhe arritja deri tek anomalia e gravitetit. Në nënseksionin e pestë është sipërfaqja referente e lartësive, e cila përcaktohet me ndonjë model gjeopotencial, po ashtu bëhet paraqitja edhe e gravitetit teorik, i cili bazohet në një elipsoid të revolucionit, ku elipsoidi paraqet sipërfaqe tjetër të referencës. Në nënseksionin e gjashtë paraqitet niveli mesatar i detit dhe matësit e nivelit të detit, si dhe llojet, të cilat përdoren për matje. Në nënseksionin e shtatë paraqitet sipërfaqja e elipsoidit. Në nënseksionin e tetë paraqitet sipërfaqja e gjeoidit, e cila përfshin formulimin e problemit të vlerës kufitare në sipërfaqen e Tokës, vlerësimin e anomalisë së gravitetit të Helmertit, vazhdimi në rënie i anomalive të gravitetit Helmert në gjeoid, integrimi i Stoks-it në zgjidhjen e problemit të vlerës së kufirit, shndërrimin e lartësive gjeoidale nga hapësira e Helmertit në hapësirën reale, funksioni i Stokes, anomalia ajër – lirë, anomalia Bouguer dhe anomalitë e lartësive. Në nënseksionin e nëntë paraqitet sipërfaqja e kuazi-gjeoidit, e cila përfshin teorinë Molodensky, teknikën (ang. Remove-restore) heq-rivendos në përcaktimin e gjeoidit, sipërfaqen e referencës së lartësive të elementeve të përcaktuar dixhitale DFHRS.

## Kapitulli 3 – Modelet globale gjeopotenciale

Ky seksion paraqet modelet globale gjeopotenciale, metodat e matjeve dhe teknikave të zgjidhjes. Modelet globale janë zhvilluar në masë të madhe dhe janë gjithnjë e më të sakta, të cilët kanë gjetur përdorim të gjerë në zgjidhjen dhe përcaktimin e modelit të gjeoidit të një vendi. Në Botë janë të njohura disa modele globale gjeopotenciale, të cilat përdorin të dhëna tokësore, këto modele i kemi përdorur gjatë llogaritjes për territorin e Shqipërisë siç janë: Modeli i gravitetit të Tokës 1984 (EGM84), Modeli i gravitetit të Tokës 1996 (EGM96), Kuazi-gjeoidi i gravitetit evropian EGG97, Modeli i gravitetit të Tokës 2008 (EGM08), Modelit gravimetrik evropian i Tokës 04 (EIGEN 04), Modeli i gravitetit evropian i Tokës 6c4 (EIGEN 6c4).

#### Kapitulli 4 – Shtetet rajonale në aspektin e përcaktimit të modelit të gjeoidit

Në këtë seksion paraqitet një pasqyrë e shkurtër e përcaktimit të modelit të gjeoidit për territoret fqinje të Shqipërisë dhe më gjerë, si dhe paraqitjen e gjendjes së tanishme të Shqipërisë në aspektin e përcaktimit të modelit të gjeoidit. Gjithashtu vëmendje të veçantë i është kushtuar metodave të përdorura si dhe saktësisë së arritur për modelin e përzgjedhur.

#### Kapitulli 5 – Modelimi i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë sipas metodës DFHRS

Në seksionin e parë paraqiten të dhënat hyrëse, të cilat do të përdoren për adoptimin e modelit të gjeoidit për të vazhduar me seksionin e dytë për modelimin e gjeoidit përmes metodës së elementeve finite (MEF) dhe kërkuesi i të dhënave të përsëritura (ang. Snooping Iterative Data).

#### Kapitulli 6 – Kriteret, analizat dhe rezultatet e arritura nga vëzhgimet e përzgjedhura për llogaritje

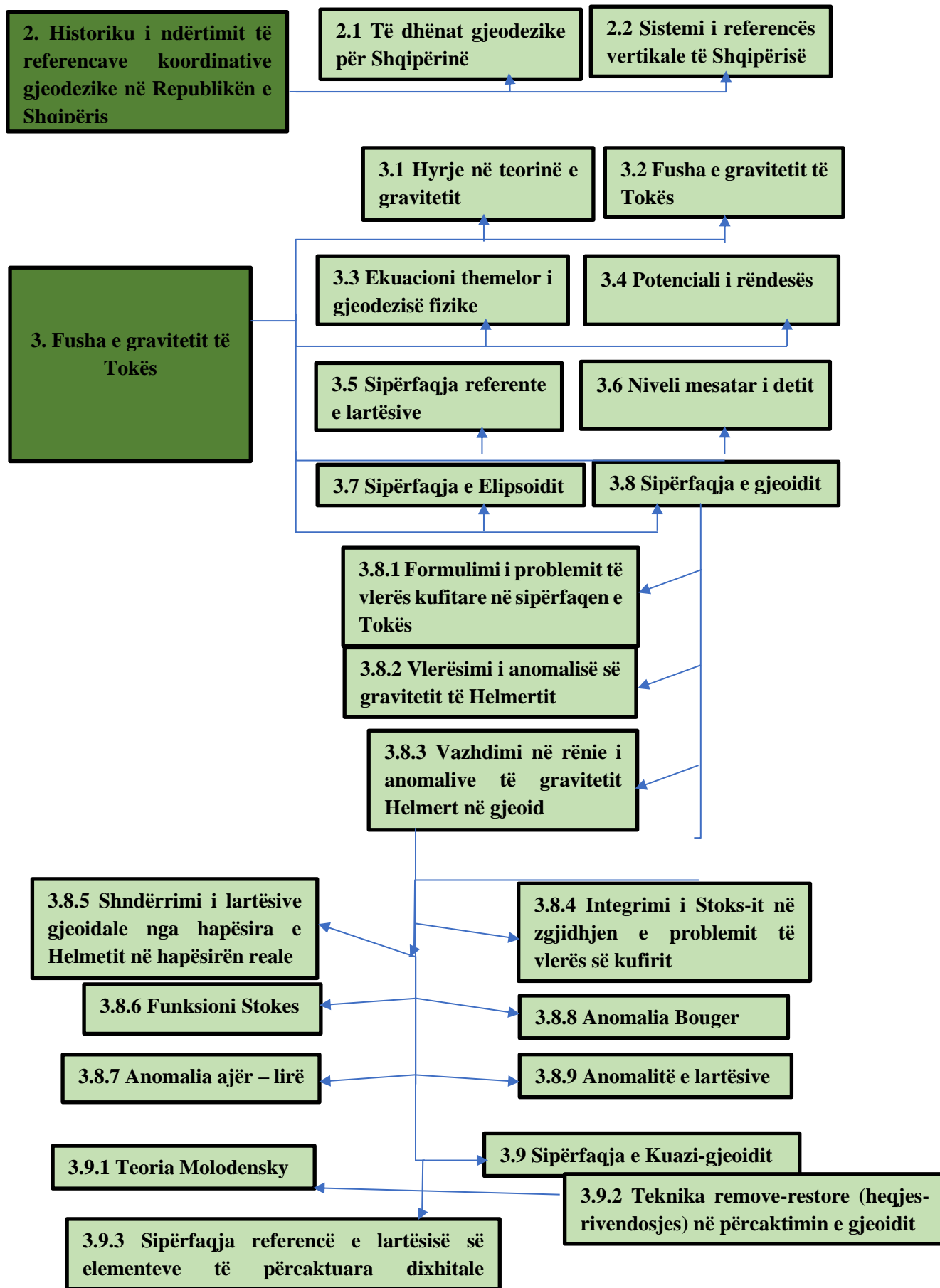
Në këtë seksion paraqiten kriteret e parashtruara dhe metodat e përdorura me qëllim të përcaktimit të vëzhgimeve të cilat do të marrin pjesë në testimin e 5 modeleve globale gjeopotenciale. Gjithashtu janë ndërtuar harta dhe diagrame për testimet e realizuara, të cilat janë të shoqëruara edhe me llogaritjen e devijimit standard dhe vlerave minimale dhe maksimale për modelet e testuara

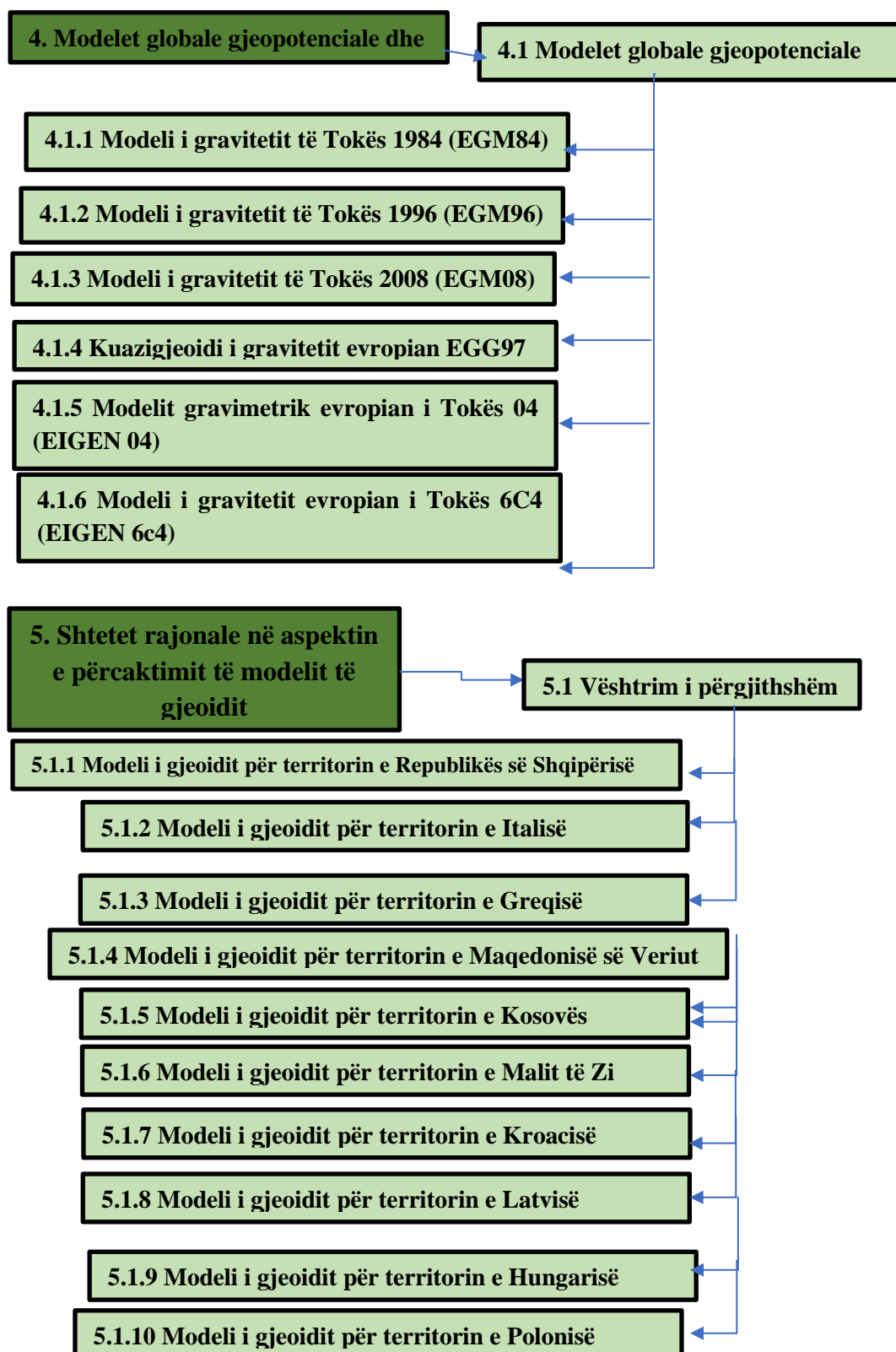
#### Kapitulli 7 – Përcaktimi i modelit të gjeoidit më të përshtatshëm për territorin e Republikës së Shqipërisë

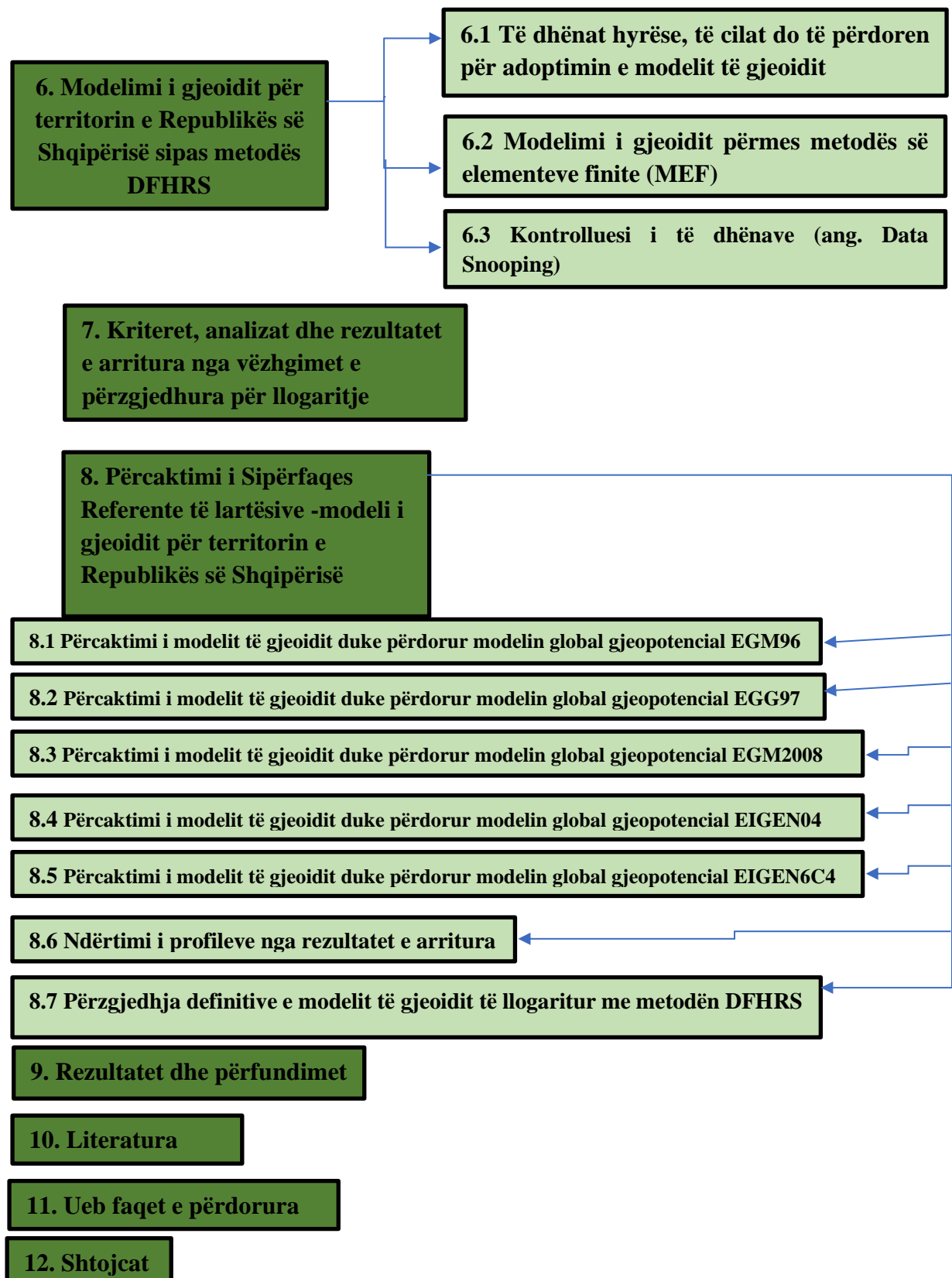
Në këtë seksion janë paraqitur të dhënat detaje për 5 modelet globale gjeopotenciale të përdorura. Është bërë përshkrimi veç e veç i 5 modeleve, si dhe janë paraqitur hartat dhe diagramet për secilin model global gjeopotencial. Gjithashtu është paraqitur edhe ndërtimi i profileve nga rezultatet e arritura. Profilet janë ndërtuar me një shtrirje të gjerësisë gjeografike çdo  $15^0$ , nga të cilat na kanë rezultuar gjithsej 18 profile me të dhënat e të gjitha modeleve të llogaritura si dhe paraqitjen e diagrameve. Dhe në fund, në bazë të rezultateve të arritura dhe analizave të bëra në kuadër të këtij kapitulli, është bërë përzgjedhja e modelit të gjeoidit më të përshtatshëm për territorin e Republikës së Shqipërisë.

#### Kapitulli 8 – Rezultatet dhe përfundimet

Në këtë kapitull është bërë një analizë e rezultateve të arritura në lidhje me saktësinë e modelit të gjeoidit të përzgjedhur.







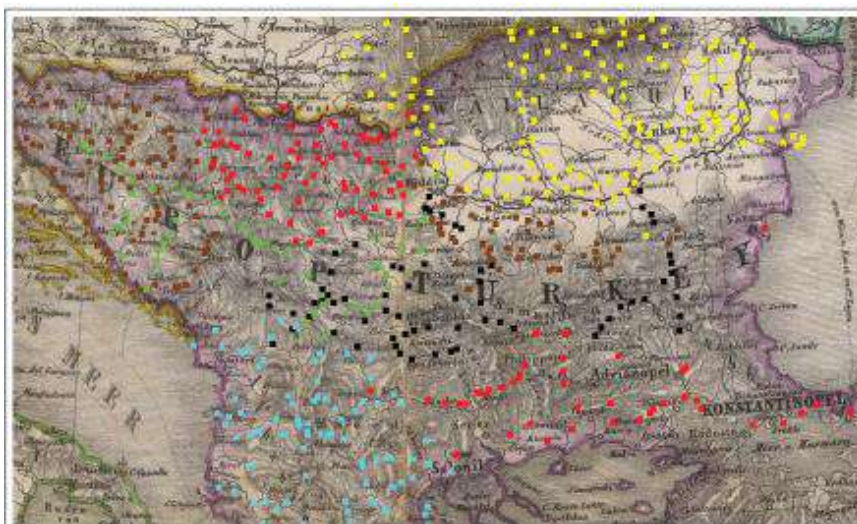
Organogrami 1.1 Korniza konceptuale



## **2 Historiku i ndërtimit të referencave koordinative gjeodezike në Republikën e Shqipërisë**

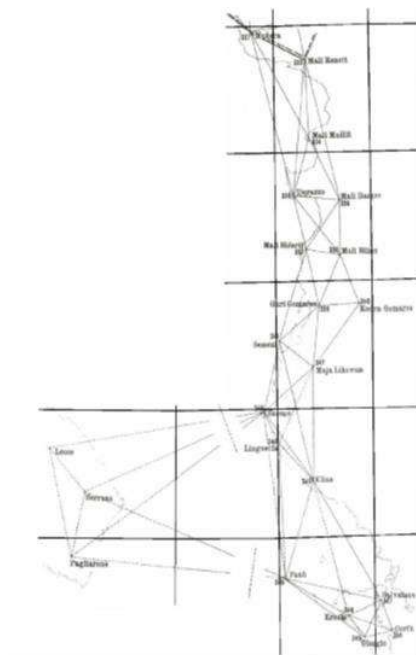
### **2.1 Të dhënat gjeodezike për Shqipërinë**

Që nga shekulli XIX në territorin e Republikës së Shqipërisë janë kryer matje për ndërtimin e referencave koordinative gjeodezike. Matjet e para që lidhen me ndërtimin e referencës së parë koordinative janë matjet e kryera nga Perandoria Astro-Hungareze gjatë viteve 1853-1875 në gjithë territorin e Gadishullit Ballkanik, me qëllim krijimin e një baze gjeodezike të përshtatshme për krijimin e hartave në shkallë: 1:75 000 dhe 1: 200 000. Gjatë viteve 1871-1875 ekipeve gjeodezike austriake iu bashkuan edhe ekipet osmane për matjet e kryera në territoret ku shtrihen sot Bosnje-Hercegovina, Kosova, Rumania, Mali i Zi, Shqipëria, Maqedonia e Veriut, Serbia dhe Greqia. Si rezultat i këtyre matjeve të zhvilluara në atë kohë kemi mbulim me pika gjeodezike në të gjithë Ballkanin, siç shihet edhe në figurën 2.1.



**Figura 2.1. Matjet e para gjeodezike të kryera nga Perandoria Astro-Hungareze në Ballkan (Kovács & Timár, 2009)**

Gjatë periudhës kohore 1913-1918 IGUW (Instituti Gjeografik Ushtarak i Vjenës) ka kryer një tjetër etapë të matjeve gjeodezike me synim krijimin e bazës gjeodezike të përshtatshme për hartografinë e territorit (prej veriut deri në afërsi të lumit Vjosa) në shkallën 1:50 000. Ky triangulacion u shtrua me një dendësi 1 pikë/40km<sup>2</sup> dhe u zhvillua në tre rinde dhe u mbështet në disa baza rombrike të dyfishta të cilat janë paraqitur në figurën 2.2., ku njëra nga të cilat ishte baza e Shkodrës e matur në vitin 1869.



**Figura 2.2. Rrjeti i Triangulacionit të rendit të I-rë sipas IGUW, 1868-98 (Nurçe, 2012)**

Përveç triangulacionit u ndërtuan dhe realizuan disa vija të nivelimit, në sistemin e lartësive me pikënisje në Trieste, Itali siç edhe vërehet në figurën 2.3. Të dhënat gjeodezike të kësaj baze koordinative të krijuar janë (Nurçe, 2012):

**Tabela 2.1 Të dhënat koordinative gjeodezike nga IGUW (Nurçe, 2012):**

Elipsoidi	Bessel 1841
Origjina elipsoidike e veriut	$\varphi = 0^0$
Origjina elipsoidike e lindjes	$\lambda_{\text{Ferro}} = 17^{\circ} 30' 46.5''$
Projeksioni	Gauss- Krüger
Origjina fallco kënddrejtë e veriut	0.000 m
Origjina kënddrejtë e lindjes	0.000 m

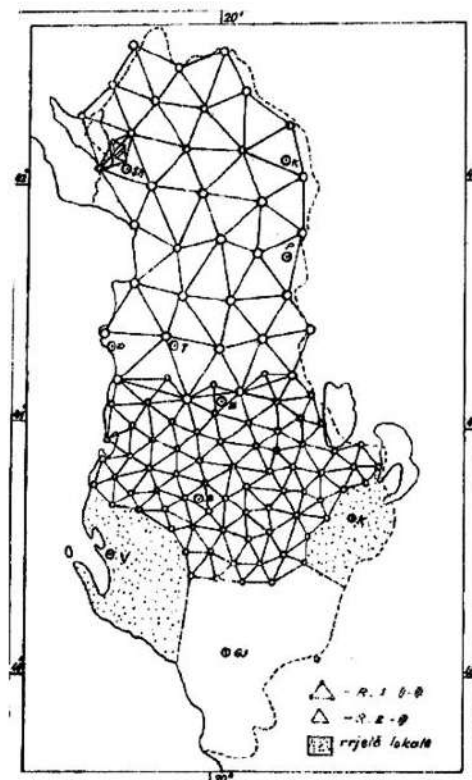


Figura 2.3 Rrjeti i triangulacionit sipas Institutit Gjeografik Ushtarak të Vjenës (Nurçe et al., 2015)

Gjatë periudhës 1922-25, Instituti Gjeografik Ushtarak i Firencës (IGUF), ndërtoi bazën koordinative gjeodezike mbështetëse në formë triangulacioni (figura 2.4.), për rilevimin dhe krijimin e hartës së brezit kufitar shqiptar (me gjatësi 734km dhe gjerësi të brezit kufitar 2km) në shkallën 1:50 000.

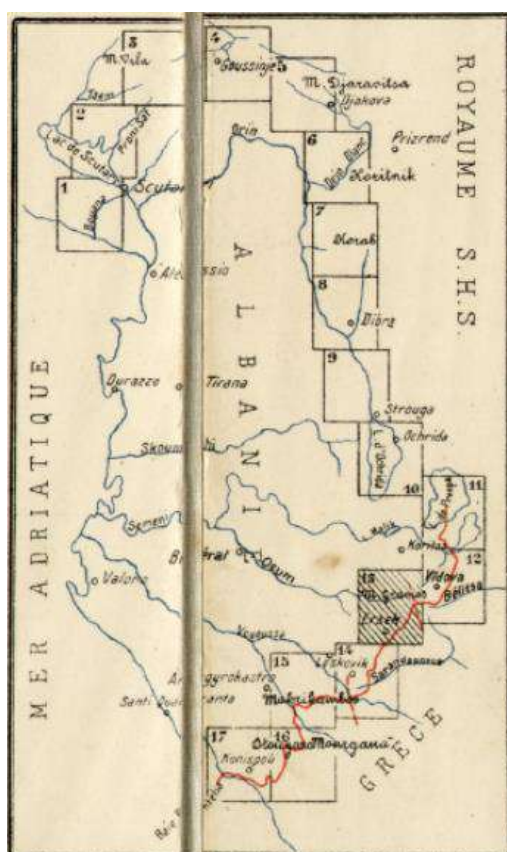


Figura 2.4 Fragment hartë e brezit kufitar, shkalla 1: 50 000 (Nurçe, 2012)

Këto harta janë të detajuara dhe qartësisht të lexueshme siç edhe vërehet në figurën 2.5., relievi paraqitet me izohipse me baras lartësi 20m. Fletët e hartave kanë kornizën gjeografike dhe nuk kanë rrjetin e koordinatave kënddrejta të projeksionit (Nurçe, 2012).

**Tabela 2.2 Të dhënat gjeodezike të kësaj reference koordinative janë (Nurçe, 2012).**

Elipsoidi	Klark
Origjina elipsoidike e veriut	$\varphi = 0^0$
Origjina elipsoidike e lindjes	$\lambda_{\text{Ferro}} = 17^{\circ} 39' 09''$
Projeksioni	Polikonik ekuivalent i Bonit
Origjina fallco kënddrejtë e veriut	0.000 m
Origjina kënddrejtë e lindjes	0.000 m



**Figura 2.5 Rrjeti i triangulacionit kufitar i rendit I, II, III sipas IGUF, 1922-25 (Nurçe, 2012)**

Në periudhën kohore 1927-1934 IGUF (Instituti Gjeografik Ushtarak i Firences), Itali u angazhua në punimet që lidheshin me monometalizmin, matjet e nevojshme gjeodezike dhe kompensimin e një rrjeti të ri të triangulacionit. Ky rrjet ishte i përbërë nga katër rende, gjë që mundësoi hartografimin e territorit të Shqipërisë në shkallën:

1:50 000. Ky triangulacion u shtrua me një dendësi 1175 pika, 45 prej të cilave ishin të rendit të parë, u mbështet në dy baza të dyfishta rombrike, në bazën veriore të Shkodrës dhe atë jugore të Dukatit, Vlorë e matur më 1917 prej Observatorit Astronomik të Triestes. Dendësia ishte 1 pikë / 25km<sup>2</sup>. Të dhënat për bazën e re gjeodezike janë të paraqitura në tabelën 1.3 (Nurçe, 2012).

**Tabela 2.3 Të dhënat për bazën gjeodezike (Nurçe, 2012):**

Rendi	Gjatësia mesatare e brinjës (km)	Saktësia e matjes së këndeve horizontale (‘‘)	Forma
I	25	± 1.55	Rrjet trekëndëshash
II	16	± 2.10	Rrjet trekëndëshash
III	11	± 3.80	Pjesërisht rrjet trekëndëshash
IV	2-4	-	Ndërprerje gjeodezike

Baza koordinative e të dhënave gjeodezike e krijuar nga IGUF, ku janë paraqitur të dhënat e kësaj baze mund të shihen në tabelën 1.4. (Nurçe, 2012):

**Tabela 2.4 Të dhënat koordinative gjeodezike nga IGUF (Nurçe, 2012).**

Elipsoidi	Bessel 1841
Origjina elipsoidike e veriut	$\varphi = 0^{\circ}$
Origjina elipsoidike e lindjes	$\lambda_0 = 20^{\circ}$
Projeksioni	Gauss- Boaga
Origjina fallco kënddrejtë e veriut	0.000 m
Origjina kënddrejtë e lindjes	0.000 m

Me qëllim të unifikimit të sistemit të koordinatave, triangulacioni i Shqipërisë u lidh me atë të Italisë nëpërmjet katërkëndëshit gjeodezik Vlorë-Bari. Shtrimi i këtij rrjeti u mbështet në dy baza të dyfishta rombrike, njëra në bazën veriore të Shkodrës dhe tjetra në bazën jugore të Dukatit të Vlorës.

Gjatë periudhës kohore 1930-1932 krahas punimeve në rrjetin e triangulacionit ky institut u angazhua edhe në krijimin e referencës vertikale për territorin e Shqipërisë, të paraqitur në figurën 2.6., e cila do t’i referohej nivelit mesatar të detit Adriatik të matur në portin e Durrësit.



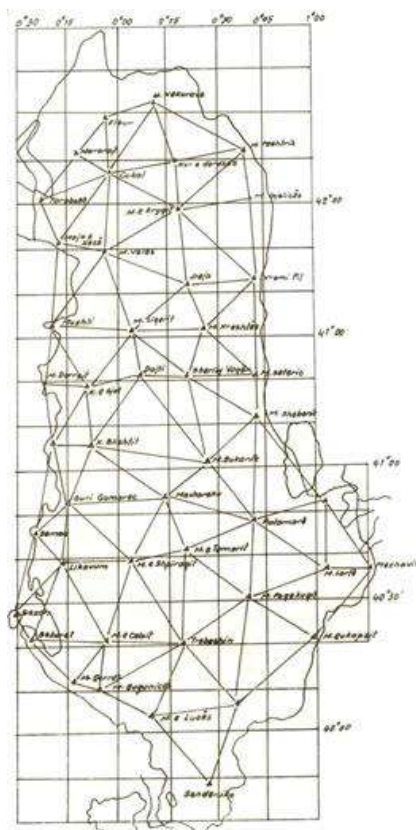


Figura 2.6. Rrjeti i triangulacionit sipas Institutit Gjeografik Ushtarak të Firencës (Nurçe et al., 2015)

Një tjetër periudhë e rëndësishme u shënuar në vitet 1934–1942, IGUF, Itali, kreu nivelim gjeometrik të saktësisë së lartë në vijën e nivelimit Durrës–Fier, rreth 128 km dhe në vijën Durrës–Tiranë. U matën gjithashtu, edhe disa vija nivelimi të rendit të dytë sipas rrugëve automobilistike Vorë-Shkodër-Pukë, Rrogozhinë-Elbasan dhe Lushnjë-Berat. Lartësitë e pikave të këtyre vijave u llogaritën në sistemin e lartësive ortometrike të përafërta. Gjithashtu edhe disa vija të tjera më të shkurtra nivelimi, por me saktësi më të ulët (Nurçe, 2012).

Zero e lartësive u përcaktua me vëzhgimet njëmuajore në mareografinë e portit në Durrës. Sistemi i lartësive i kësaj periudhe ishte sistemi i lartësive të përafërta, që nënkupton korrigjim vetëm për gravitet normal në mungesë të vlerave reale të gravitetit.

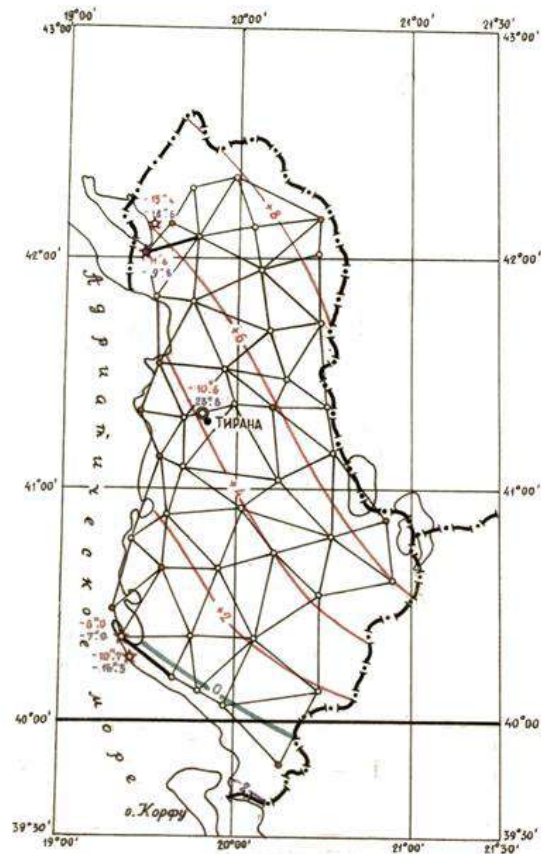
Në periudhën 1950 - 1955 baza koordinative italiane (në plan) u transformua në elipsoidin Krassowsky dhe meridian qendror  $\lambda_0 = 21^\circ$

Gjatë viteve 1950-1955, Instituti CNIGA Moskë, transformoi rrjetin horizontal ekzistues të ndërtuar nga IGUF gjatë periudhës 1930 -1932 në sistemin e koordinatave të vitit 1942 (elipsoidi Krasovskiy, zona e 4 koordinatave  $6^\circ$ , me meridian qendror  $\lambda_0 = 21^\circ$ ), por nuk ka informacion rreth transformimit të kryer! (Nurçe, 2012).

Gjithashtu më 1955, në brinjët e hyrjeve të bazave të Shkodrës dhe Vlorës u kryen vëzhgime astronomike, ku u përcaktuan:

- Gjerësia astronomike
- Gjatësia astronomike
- Azimuti astronomik

Janë bazuar në katalogun Yjor FK-3, duke marrë parasysh korrigjimet për nutacionin periodë-shkurtër, lëvizjen e polit dhe korrigjimin për reduktim në nivelin e detit (për gjerësinë dhe gjatësinë astronomike) (Nurçe, 2012) të cilat janë të paraqitura në figurën 2.7.



**Figura 2.7. Paraqitja e rrjetit Kl.1 dhe lartësitë gjeoid-elipsoid (Nurçe, 2012)**

Në periudhën kohore 1950-52, Sektori Topografik i Ministrisë së Bujqësisë, ndërtoi dhe i kreu matjet e vijave të nivelimit Fier-Delvinë 148.6km dhe Vorë-Koplik 122.6km me nivela me saktësi të horizontimit të boshtit të vizimit  $\pm 5''$ .6 sipas metodikës së nivelimit të kl. 3., të paraqitura në figurën 2.8.

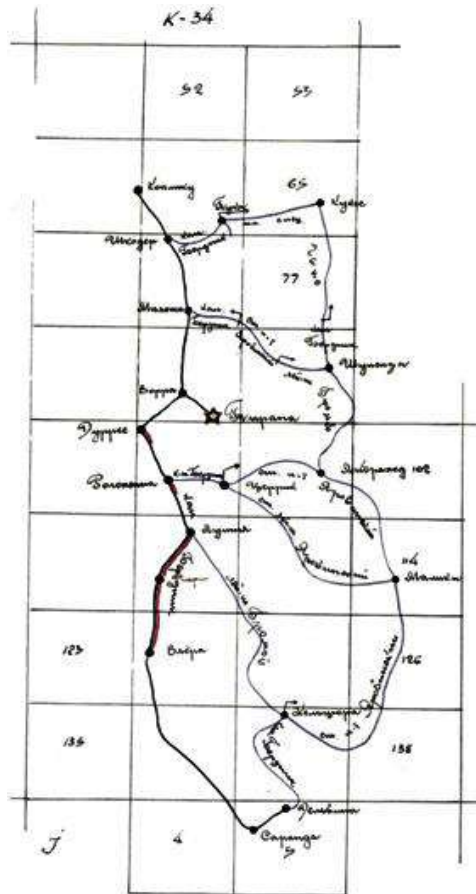


Figura 2.8. Paraqitja e Rrjetit të Nivelimit 1930-32 & 1950-52 (Nurçe, 2012)

Nga Instituti Topografik i Ushtrisë u kryen matje në periudhën kohore 1970 -1987, mandej u angazhua në matjet që lidheshin me monometalizmin, matjet e nevojshme dhe kompensimin e një rrjeti të ri të triangulacionit dhe nivelacionit me parametra teknik më të avancuara se rrjetet paraardhëse të ndërtuara nga të huajt. Ky rrjet i ndërtuar është i përbërë nga tre rrede, ku në rrjetin e trekëndëshave (triangulacionit) janë matur të gjitha këndet horizontale dhe zenitale (Nurçe, 2012).

Gjithashtu u caktua edhe një pikë origjinë në Kamëz – 8814, e cila ka këto koordinata (Nurçe et al., 2015):

$$\varphi_0 = 41^\circ 21' 29.69''$$

$$\lambda_0 = 19^\circ 45' 58.215''$$

Në kuadër të këtyre matjeve janë bërë disa nga këto përcaktime:

- 7-përcaktime astronomike (gjerësi, gjatësi dhe azimuti astronomik) në 7-sistemet rombike të rrjetit.
- Janë krijuar 7-baza të triangulacionit të matura me saktësi relative 1/1 000 000, të cilat, nëpërmjet sistemeve rombike, përcaktojnë 7-brinjë hyrje rrjeti me saktësi relative 1/350 000.



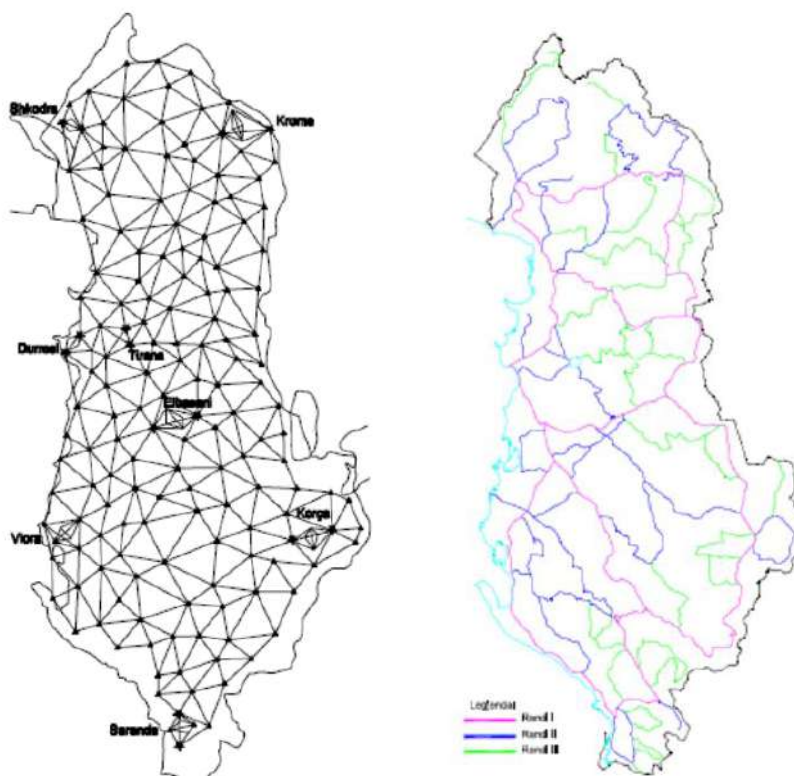
- Nuk janë kryer matje gravimetrike, rrjedhimisht nuk janë kryer korrigjime gravimetrike si në pikën fillestare, ashtu dhe në pikat e rrjetit të trekëndëshave. Brinjët e hyrjes nuk mund të jenë reduktuar në elipsoid për arsye të mungesës së lartësive gjeoid-elipsoid (N), pra dhe të lartësive elipsoidike.
- Lartësitë absolute (të nivelimit) në pikat fundore të brinjëve të hyrjes janë përdorur për reduktimin e tyre, në nivelin mesatar të detit e jo në elipsoid. Reduktimi i brinjëve të hyrjes në projeksionin Gauss ka qenë i mundur të bëhej.
- Gjithashtu është përcaktuar edhe niveli mesatar i detit në bazë të vrojttimeve të pandërprera 18-vjeçare (1957-1975).

Në pikat e rrjetit “zero” dhe të nivelimit nuk janë matur vlerat e gravitetit real  $g$ , duke sjellë një sistem lartësie jokorrekt. Disnivelet e matura janë korrigjuar vetëm për gravitet normal  $\gamma$ , prandaj sistemi i lartësive të fituara mund të klasifikohet si ortometrik me korrigjim normal. (Nurçe, 2012).

$$\gamma_{\varphi, 0} = 978.0327(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi_m - 0.0000058 \sin^2 2\varphi_m) \text{ gal}$$

Mungesa e matjeve gravimetrike bën të pamundur llogaritjen e lartësive elipsoid- gjeoid (N), gjithashtu edhe të lartësive elipsoidike. (Nurçe, 2012).

Një paraqitje grafike e Rrjetit të Triangulacionit (majtas) dhe Nivelacionit shtetëror (djathtas) sipas IGUSH, 1970-1986 mund të shihet në figurën 2.9.



**Figura 2.9. Rrjeti i Triangulacionit (majtas) dhe Nivelacionit shtetëror (djathtas) sipas IGUSH, 1970-1986**

Ndërsa të dhënat gjeodezike të kësaj baze koordinative u formuluan në këtë formë:

**Tabela 2.5 Të dhënat gjeodezike nga ITU (Nurçe, 2012)**

Elipsoidi	Krassowsky 1940
Origjina elipsoidike e veriut	$\varphi = 0^0$
Origjina elipsoidike e lindjes	$\lambda_0 = 21^0$
Projeksioni	Gauss-Krüger (TM)
Origjina fallco kënddrejtë e veriut	0.000 m
Origjina kënddrejtë e lindjes	4 500 000 m
Shkalla e shformimit në MQ	$s_0 = 1$

Tani fillon një periudhë e re për sistemet referente gjeodezike në të gjithë botën, njësoj ndodhi edhe me Shqipërinë. Kornizat referente gjeodezike “klasike” duhet të kalonin në korniza “moderne” në mënyrë që t’i përshtateshin trendeve të zhvillimit të hovshëm të teknologjisë. Kështu në Shqipëri janë bërë disa fushata të transformimit të referencave koordinative si:

Në tetor të vitit 1994, në bashkëpunim me DMA (sot NIMA) u kryhen vërtetimet GPS me qëllim të transformimit të referencës lokale ALB86 (Krasowsky) në referencën e re koordinative globale ITRF96 (WGS84). Në atë fushatë matjesh janë matur gjithsej 35 pika, prej këtyre 24 pika të triangulacionit dhe 11 pika të nivelacionit shtetëror.

Në shkurt të vitit 1998, si rezultat i bashkëpunimit me Universitetin Wiskonsini, USA, u kryhen vërtetime të tjera GPS me qëllim të testimit të marrësëve Corvallis GPS, si dhe lidhjen e rrjetit gjeodezik shtetëror me Sistemin Referues Ndërkombëtar, ITRF. Vërtetimet u kryen në tre stacione, 8814 (Kamzë), 6339 (Shkodër) dhe 12602 (Korçë) për më shumë se 14 orë. Devijimet standarde për koordinatat e llogaritura (X, Y, Z) dhe koordinatat elipsoidike ( $\varphi$ ,  $\lambda$ , h) në WGS 84, ITRF96, Epoch 1998 janë në rangun 1-2cm, ndërsa për pikat e rillogaritura deri 10cm. (Nurçe, 2012). Paraqitja e fushatës së matjeve të Shqipërisë për periudhat: 1994, 1998, 2002 mund të shihet në figurën 2.10.



**Figura 2.10. Fushatat e matjeve satelitore në Shqipëri: 1994, 1998, 2002 (Nurçe, 2012)**

Në shtator të vitit 1998 një bashkëpunim në mes BKG (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie) Frankfurt, Gjermani dhe personelit të ITU, u kryen vërtetime të tjera GPS me qëllim të lidhjes së Rrjetit Gjeodezik Shtetëror me Sistemin Referencë, kështu që në atë kohe u bë i mundur transformimi i pozicioneve lokale të Referencës ALB86 (Krasowsky) në Evropiane, ETRS89. Vërtimet u kryen në pesë (5) seksione, në 24 orësh janë kryer në nëntë (9) stacione (5 pika të triangulacionit shtetëror dhe 4 të rrjetit gjeodinamik). (Nurçe, 2012).

Me qëllim të gjetjes së parametrave të transformimit ndërmjet dy sistemeve të referencës ETRF2000 dhe ALB86 (vjeshtë 2007 – pranverë 2008) u zhvillua edhe një fushatë matjesh. Qëllimi kryesor i saj ishte gjetja e parametrave të rrjetit gjeodezik, i cili u organizua në dy nivele të ndryshme. Rrjeti RDN i projektuar përbëhej nga 14 stacione GPS në distancë mesatare 100km, gjashtë (6) stacione të Shërbimit Sizmologjik dhe tetë (8) stacione të reja. Rrjeti statik (RSN) ka qenë projektuar si një rrjet me rreth 150 pika (triangulacion + nivelim) së bashku në distancë mesatare të pikave 35 - 40km, siç edhe mund të shihet në figurën 2.11., (Nurçe, 2012).



**Figura 2.11. Rrjeti kryesor RDN dhe dendësues RSN (Nurçe et al., 2015)**

Transformimi i koordinatave ITRF2005 në sistemin ETRF2000, Epoka 2008.0 është bërë nëpërmjet dy hapave: së pari kalimi nga ITRF2005 në ITRF2000 dhe pastaj kalimi nga ITRF2000 në ETRF2000.

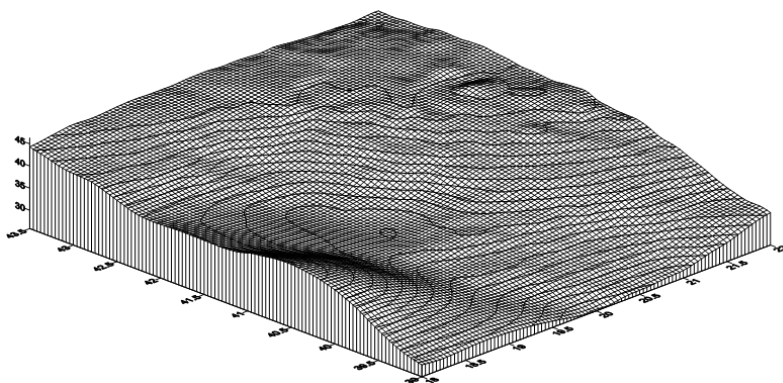
$$X (ITRF2005,2008.0) = X (ITRF2005,2000.0) + X (ITRF2005,2000.0) (2008.0 - 2000.0)$$

Nga 136 pika të rrjetit RSN, 7 pika janë hequr nga lista sepse nuk korrespondojnë, prej këtyre 90 pika janë të triangulacionit dhe 39 pika të nivelimit.

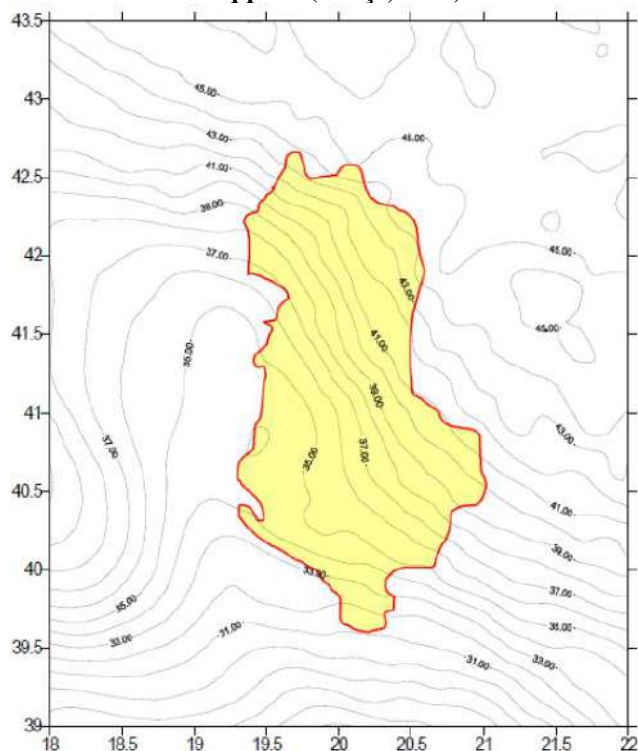
Për të filtruar matjet prej gabimeve të mëdha dhe për të realizuar përshtatjen lokale të elipsoidit global EGM2008 për territorin shqiptar, ishte i nevojshëm të bëhej edhe transformimi i lartësive nga  $h_{GRS80} \rightarrow H_{ALB86}$ , për të arritur këtë paraprakisht është kryer një transformim hapësinor 7P Helmert, me sistem nisje ETRF2000, me kuota elipsoidike të korrigjuara për modelin EGM2008 dhe sistem mbërritje ALB86. Pas transformimit Helmert, janë përjashtuar tetë (8) pika që kishin ndryshime  $\geq 70$  cm në gjerësi, gjatësi, si dhe në lartësi. (Nurçe, 2012).

Për t'u realizuar ky transformim u bë një përshtatje lokale e gjeoidit global EGM2008 me një transformim 7P Helmert në 125 pika të përbashkëta: Sistem "nisje" ETRF2008 (me lartësi  $h_{GRS80}$  dhe  $H_{EGM2008}$ ) dhe sistem "mbërritje" përsëri ETRF2008 me lartësi gjeoidike të vërteta (nivelimi ALB86). Për të përmirësuar besueshmërinë e llogaritjes së mëtejshme të lartësive, u përjashtuan edhe tetë (8) pika të tjera me mospërputhje hapësinore  $\geq 50$  cm (Nurçe, 2012).

Për 10753 kulmet e gridës me përmasa qelizash  $2'.5 \times 2'.5$  të zonës elipsoidike ndërmjet paraleleve  $39^\circ$ - $43^\circ.5$  dhe meridianeve  $18^\circ$ - $22^\circ$ , të përshtatura lokalisht me 7-parametrat e transformimit Helmert me modelin e gjeoidit global EGM2008, janë llogaritur valëzimet e gjeoidit N. Si rezultat i gjithë kësaj u arrit një përafrim i mirë i gjeoidit EGM2008 për territorin shqiptar (Nurçe, 2012). Paraqitja grafike e saj është bërë në figurat 2.12. dhe 2.13.



**Figura 2.12. Përzgjedhja e zonës elipsoidike ndërmjet paraleleve dhe meridianeve për territorin shqiptar (Nurçe, 2012)**



**Figura 2.13. Paraqitja e lartësive elipsoid Gjeoid NEGM2008-GRS80 (Nurçe, 2012)**



Lartësia gjeoidike ( $H_{ALB86}$ ) është llogaritur prej lartësive elipsoidike  $h_{GRS80}$  të çdo pike të territorit të Shqipërisë, në bazë të relacionit (Nurçe, 2012), siç edhe mund të shihet në figurën 2.13.

$$H_{ALB86} = h_{GRS80} + N_{EGM2008} - GRS80$$

Transformimi i lartësive elipsoidike u realizua nëpërmjet programit ALBGEO3, i cili llogarit lartësitë gjeoidale duke u nisur nga lartësitë elipsoidike. Saktësia e llogaritjes së lartësive ALB86 shkon deri 20cm (me nivel sigurie 68%) dhe deri 40cm (me nivel sigurie 85%). Në rrethanat e mungesës së matjeve të gravitetit, rezultati i arritur konsiderohet i mirë. Një përmirësim themelor i saktësisë mund të arrihet vetëm duke futur në llogaritje një numër të mjaftueshëm matjesh gravimetrike dhe një model të saktë dixhital të terrenit.

Për transformimin e pozicioneve planimetricke ndërmjet referencave, ETRF2000, 2008  $\leftrightarrow$  ALB86, janë përzgjedhur 90-pika me koordinata planimetricke të përbashkëta, ku për çdo pikë janë vlerësuar ndryshimet: (Nurçe, 2012), siç edhe mund të shihet në figurën 2.14.

$$\Delta\varphi = \varphi_{ALB86} - \varphi_{ETRF2000}$$

$$\Delta\lambda = \lambda_{ALB86} - \lambda_{ETRF2000}$$

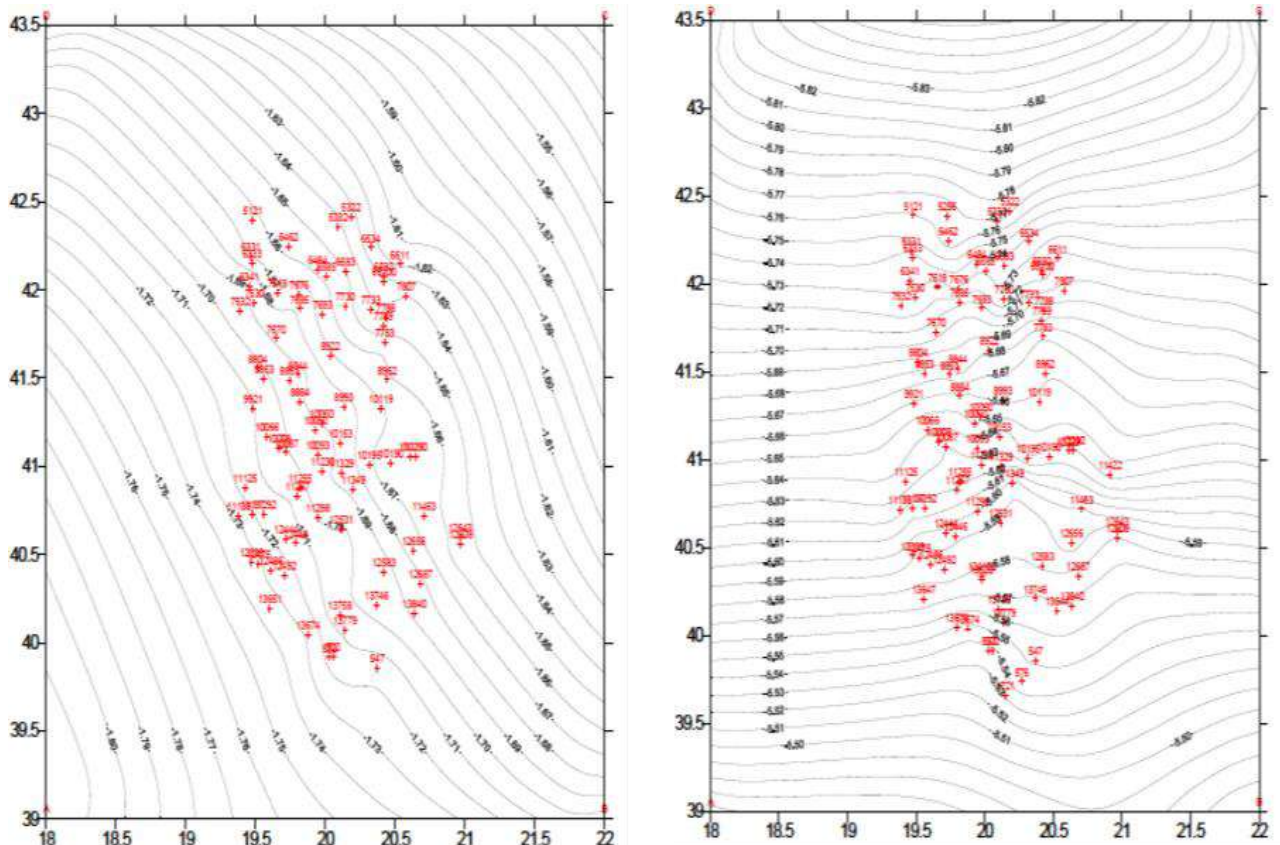


Figura 2.14. Diferencat ndërmjet (ETRF2000-ALB86) në gjerësi (majtas) dhe në gjatësi (djathtas) (Nurçe, 2012)

Për 90 pikat e përbashkëta të përdorura për gridat, u llogaritën 7-parametrat e Helmertit për gjithë territorin e Shqipërisë (Nurçe, 2012):

**Tabela 2.6 Parametrat e Helmertit të llogaritur për territorin e Shqipërisë (Nurçe, 2012).**

Elipsoidi fillestar:	GRS80
a = 6378137; f = 0.003352811	
Elipsoidi i mbërritjes:	Krassovsky 1940
a = 6378245; f = 0.00335233	

Edhe pse janë eliminuar prej llogaritjeve pikat me ndryshime koordinatash më të mëdha se 50cm, shmangia mesatare kuadratike për njësi të peshës nuk është më e vogël se nën 18cm. Atëherë si rrjedhojë e gjithë kësaj, u krye fushata prej IGM, me rezultatet më të mira të arritura deri tani, gjë që vendosi marrëdhëniet matematike më të mira të mundshme ndërmjet referencave ETRF2000, 2008.0 ↔ ALB86.

Ndërtimi i sistemit GNSS, pozicionimi për Shqipërinë u quajt ALBPOS. Punimet për ndërtimin e ALBPOS u mbikëqyrën nga Instituti Gjeografik Ushtarak, Zyra e Regjistrimit të Pasurive të Paluajtshme dhe nga Departamenti i Gjeodezisë-Fakulteti i Inxhinierisë së Ndërtimit. Procesi i matjeve u krye në vitin 2010 duke përdorur Bernese GNSS Softuer Versioni 5.0 në përputhje me rekomandimet e EPN (ang. Analysis Centre). Koordinatat e përfituara në IGS05, Epoka 2009.9 u transformuan në ETRF 2000, Epoka 2008.0 dhe ETRF 2000 në Epoka 1989.0. ALBPOS përbëhet nga 16 stacione permanente GNSS dhe Qendra e Kontrollit, një paraqitje grafike e të cilave mund të shihet në figurën 2.15.



Figura 2.15. Stacionet permanente të ALBPOS (Nurçe et al., 2015)

## 2.2 Sistemi i referencës vertikale të Shqipërisë

Punimet gravimetrike në Shqipëri datojnë që pas çlirimit të vendit, vetëm për kërkime minerare dhe gjeofizike. Punimet e vetme gravimetrike për qëllime gjeodezike janë kryer në pikat e poligonit të nivelimit të rendit të parë, në zonën veriore të Shqipërisë, por ato kanë qenë relative dhe të palidhura me ndonjë vlerë absolute.

Mungesa e matjeve gravimetrike absolute dhe relative bënë të pamundur llogaritjen e lartësive elipsoid –gjeoid (N). Paraqitja grafike e rrjetit gravimetrik të Shqipërisë mund të shihet në figurën 2.16.





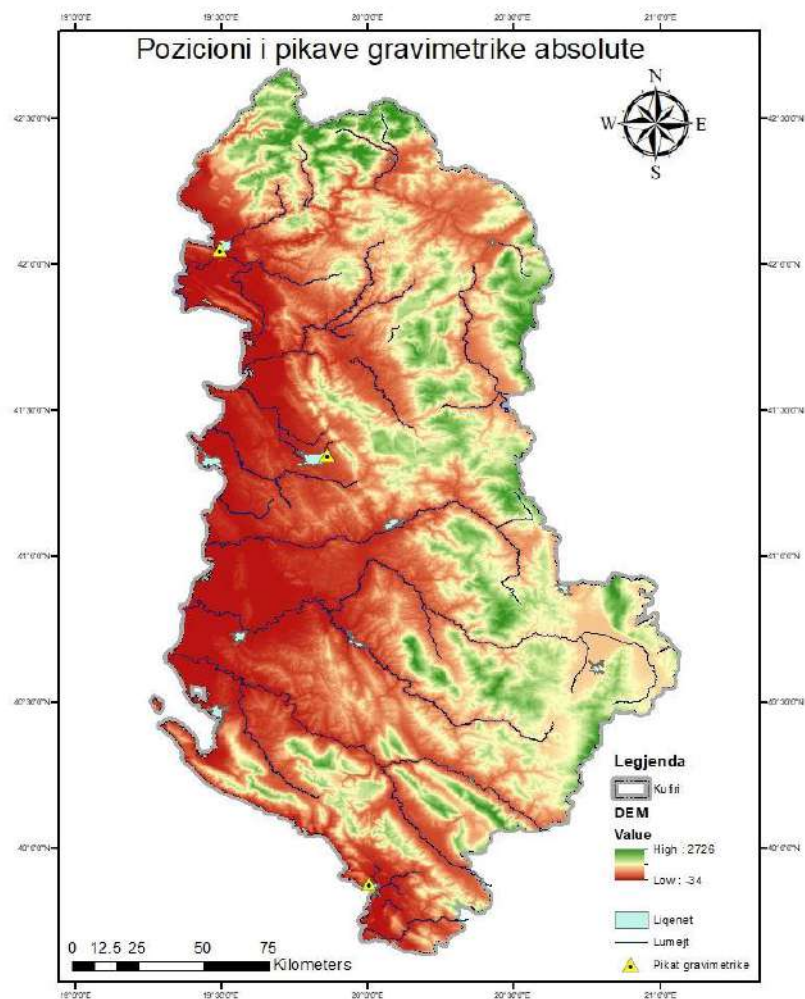
**Figura 2.16. Rrjeti gravimetrik i Shqipërisë (Nurçe et al., 2015)**

Vetëm në vitin 2015 u arrit që me ndihmën e autoritetit norvegjez Statens Kartverk të bëhet i mundur zhvillimi i matjeve absolute gravimetrike për tre vende të rajonit: Shqipërinë, Kosovën dhe Malin e Zi. Në Republikën e Shqipërisë janë bërë matje gravimetrike absolute në tri pika për gjithë territorin (Shkodër, Tiranë dhe Sarandë) duke marrë si bazë stacionin në pikën e Tiranës siç edhe mund të shihet në figurën 2.17.

**Tabela 2.7 Paraqitja e pikave absolute gravimetrike në tre stacionet (ang. Absolut Gravity Measurements-Albania-Kosovo-Montenegro 2015).**

Stacioni	Qyteti	Gjerësia	Gjatësia	Pozicioni referent	Lartësia [m]	Lartësia referente
Albania_1	Shkodër	42°03'02.04"	19°29'46.89"	ETRS89	24.63	Niveli i detit
Albania_2	Tirana	41°20'49.98"	19°51'48.17"	ETRS90	197.73	Niveli i detit
Albania_3	Saranda	39°52'41.82"	20°00'19.01"	ETRS91	48.72	Niveli i detit

Si rezultat i këtyre matjeve gravimetrike absolute të bëra në këto tri stacione janë shfaqur vlerat e matura për tre pikat absolute gravimetrike për Shqipërinë.



**Figura 2.17. Paraqitja grafike e stacioneve gravimetrike në Republikën e Shqipërisë**

Vlera e gravitetit të matur i referohet lartësisë 1.22 mbi markën e vendosur në bllokun e betonit. Matjet janë kryer me gravimetër absolut FG5/242. Gradienti vertikal është matur me gravimetër relativ Scintrex CG5, në tre (3) lartësi të ndryshme 25, 70 dhe 125cm sensor mbi dysheme). Për përpunimin e llogaritjeve të gravitetit absolut u përdor softueri G9 (version 9.12).

### **3 Fusha e gravitetit të Tokës**

#### **3.1 Hyrje në teorinë e gravitetit**

Në gjeodezi luan një rol të madh fusha e gravitetit të Tokës. Bazat e teorisë së fushës së gravitetit qëndrojnë në përkufizimin se një trup në sipërfaqen e Tokës përjeton forcën e gravitetit të masës së Tokës, si dhe forca centrifugale për shkak të rrotullimit të Tokës dhe këtë e quajmë gravitet. Teoritë mbi fushën e gravitetit janë trajtuar në gjeodezi e në librat e gjeografisë, ku janë marrë: (Heiskanen & Moritz, 1967), (Moritz, 1980), (Hofman-Wellenhof & Moritz, 2005), (Jeffreys, 1970), (Lowrie, 2007).

Për përcaktimin e fushës së gravitetit të Tokës është e nevojshme të trajtohen disa problematika shkencore siç janë:

- Teoria e potencialit
- Funksionet matematikore
- Vlerat kufitare
- Trajtimi i sinjalit etj.

Përafrimi i parë i Tokës ishte që Toka mund të shihet si sferë me strukturën e dendësisë qendrore simetrike, ku për llogaritjen e brendshme dhe të jashtme të mbulesës përdorim sistemin koordinativ të sferës që janë:  $r$ ,  $v$ ,  $\lambda$ .

Me rrotullimin e tokës rreth boshtit çdo objekt që ndikohet nga forca centrifugale, si dhe shpejtësia këndore ( $\omega$ ) e vazhdueshme paraqitet me saktësi të lartë nga astronomia:

$$\omega = 7.292\ 115 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1} \quad (3.1)$$

Sipas ligjeve të Newton-it për Gravitetin, masa e dy -pikave  $m_1$  e  $m_2$  tërheqin njëra tjetrën me forcën gravitacionale (forca tërheqëse) (Torge & Muller, 2012).

$$K = G \frac{m_1 m_2}{l^2} \quad (3.2)$$

ku:

G paraqet konstantën gravitacionale me një pasiguri relative  $1 \times 10^{-4}$  dhe e paraqesim si mëposhtë (CODATA, 2006; Mohr et al., 2008).

$$G = (6.674\ 28 \pm 0.000\ 67) \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2} \quad (3.3)$$

ose ( $\text{N} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$ )

Vlera G është sipas konventave të IERS, (Petit dhe Luzum, 2010) dhe e paraqet largësinë në mes të masave. Duhet të theksohet se pasiguria G ndikon në llogaritjen e masës dhe densitetit mesatar të Tokës dhe në momentet e saj të inercisë (Torge & Muller, 2012), siç edhe shihet në figurën 3.1. (Graviteti).

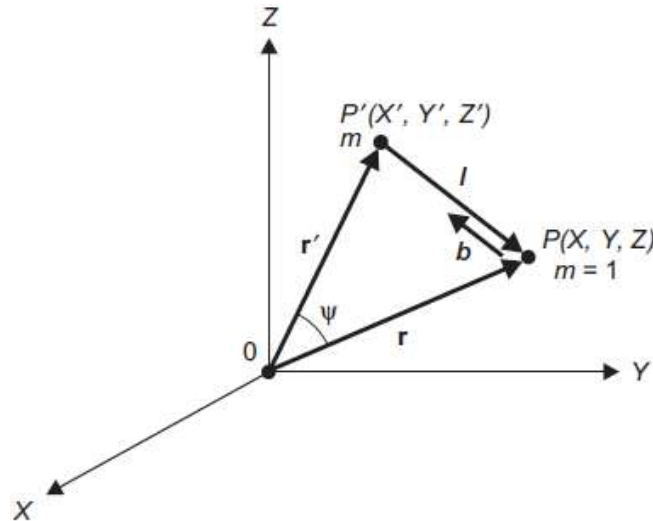


Figura 3.1 Graviteti (Torge & Muller, 2012)

$$l = |\mathbf{l}| = \sqrt{(X - X')^2 + (Y - Y')^2 + (Z - Z')^2} \quad (3.4)$$

ku:

$l$  paraqet pozicionin e vektorëve  $r$  dhe  $r'$  në sistemin global karteziqan  $X, Y, Z$ .

Ku pozicionet e vektorëve janë  $r^T = (X, Y, Z)$  dhe  $r'^T = (X', Y', Z')$

### 3.2 Fusha e gravitetit të Tokës

Fusha paraqet një hapësirë ku ne mund të zbulojmë një forcë por për të gjetur një fushë gravitacionale të një pike, duhet vendosur një masë  $m$  në një pikë dhe të matet forca  $F$ . Fuqia e fushës gravitacionale e paraqitur në figurën 3.2., përcaktohet të jetë fuqia për kilogram (kg):

$$F = mg \quad (3.5)$$

siç dhe është paraqitur ndikimi i masës me gravitetin e Tokës.

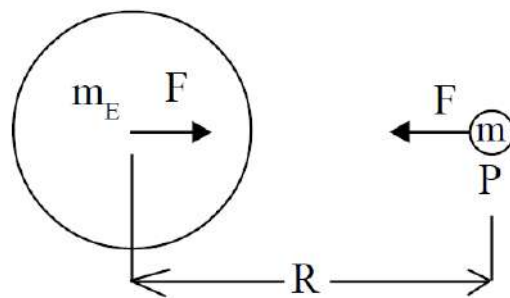


Figura 3.2 Fuqia e fushës mbi sipërfaqen e Tokës (Cooper, 2002)

Sipas Newton-it, të cilin e kemi cekur në (ekuacioni 3.2), ku dy trupa me të njëjtën magnitudë, por që veprojnë në drejtime të kundërta, si dhe përgjatë një vije duke u bashkuar me qendrat e masës së dy trupave dhe duke qenë gjithmonë tërheqës, paraqesin forcën gravitacionale. Duke pasur parasysh (ekuacioni 3.3) që në të shumtën e rasteve e marrim si 9.81, kjo paraqitet si e saktë vetëm në ose afër sipërfaqes së Tokës siç paraqitet edhe në figurën 3.3.

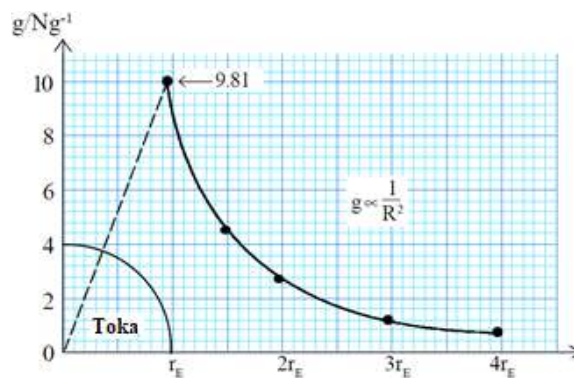


Figura 3.3 Grafiku i fushës së gravitetit (Cooper, 2002)

Gjeometria e fushës së gravitetit është veçanërisht e rëndësishme për aplikimet lokale, tek sa zgjerimi i harmonikës sferike siguron një mjet i fuqishëm për përfaqësimin e fushës së gravitetit global.

Vektori gradient i potencialit të gravitetit quhet vektori i gravitetit  $\bar{g}$ , ku forca centrifugale plus ajo gravitacionale veprojnë në njësi masë. Ku si një vektor ka magnitudë dhe drejtim.

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2} = \|\bar{g}\| \quad (3.6)$$

Pasi që gradienti  $W$  jep  $\bar{g}$  vektorin e gradientit atëherë do të kemi:

$$\bar{g} = \text{grad } W = \begin{pmatrix} W_x \\ W_y \\ W_z \end{pmatrix} \quad (3.7)$$

Me komponentët të cilat janë dhënë sipas (Heiskanen & Moritz, 1967):

$$\begin{aligned} g_x &= \frac{\partial W}{\partial x} = -k \iiint_v \frac{x-\xi}{l^3} \rho \, dv + \omega^2 x \\ g_y &= \frac{\partial W}{\partial y} = -k \iiint_v \frac{y-\eta}{l^3} \rho \, dv + \omega^2 y \\ g_z &= \frac{\partial W}{\partial z} = -k \iiint_v \frac{z-\zeta}{l^3} \rho \, dv \end{aligned} \quad (3.8)$$

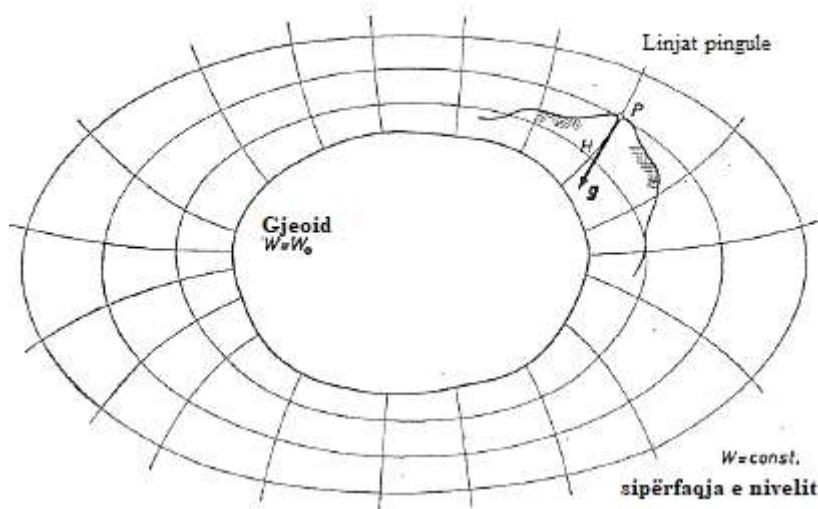
Përbërësit e tij janë derivate të pjesshme të W duke i respektuar x, y, z, që është rezultati i forcës gravitacionale V dhe forcës centrifugale.

Derivatet e pjesshme të rendit të dytë V paraqiten nga një matricë simetrike:

$$\begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix}$$

i cili quhet tensori i gradientit të gravitetit (të rendit të dytë). Në mënyrë të ngjashme, derivatet e rendit të dytë W formojnë tensorin e gradientit të gravitetit (Moritz, 1980).

Drejtimi i vektorit të gravitetit është drejtimi i linjës pingule ose vertikale, ku çdo linjë që ndërpret të gjitha sipërfaqet ekuipotenciale, normal që nuk janë saktësisht të drejta por pak të lakuara, quhen linja pingule, siç edhe janë paraqitur në figurën 3.4.



**Figura 3.4** Sipërfaqet e nivelit dhe linjat pingule (Heiskanen & Moritz, 1967)

Madhësia g quhet gravitet në kuptim më të ngushtë. Ka dimensionin fizik të një përsheptimi dhe matet me gals (1gal = 1cm sec<sup>-2</sup>), njësia ka marrë emrin në nder të Galile Galileos. Vlera numerike e g është 978gals në ekuator dhe 983gals në pole. Kurse në gjeodezi është më i përshtatshëm miligal që është mgal (1mgal = 10<sup>-3</sup> gal) (Heiskanen & Moritz, 1967).

$$\begin{aligned} 1Gal &= 10^{-2}m/s^2 = 1cm/s^2 \\ 1mGal &= 10^{-5}m/s^2 \\ 1\mu Gal &= 10^{-8}m/s^2 \end{aligned} \quad (3.9)$$

### 3.3 Ekuacioni themelor i gjeodezisë fizike

Ekuacioni themelor i gjeodezisë fizike mund të shkruhet (Moritz, 1980):

$$\Delta_g = -\frac{\partial T}{\partial h} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial h} T \quad (3.10)$$

Në përafrimin sferik formula e mësipërme mund të shkruhet edhe në formën (Moritz, 1980):

$$\Delta_g = -\frac{\partial T}{\partial h} - \frac{2}{R} T \quad (3.11)$$

ku:

R - është rrezja mesatare e Tokës.

### 3.4 Potenciali i rëndesës

Në bazë të parametrave të potencialit të trupit të ngurtë supozohet se masat e një pike shpërndahen vazhdimisht mbi një vëllim  $v$  me densitet, ku  $dv$  paraqet elementin e volumit dhe  $dm$  paraqet elementin e masës (Heiskanen & Moritz, 1967).

$$\rho = \frac{dm}{dv} \quad (3.11)$$

Si dhe shuma e një sistemi të masave të disa pikave  $m_1, m_2, \dots, m_n$ , ku potenciali i sistemit është shuma e kontribuesit individual që ndërlihet me funksionin skalar.

$$V = \frac{km_1}{l_1} + \frac{km_2}{l_2} + \dots + \frac{km_n}{l_n} = k \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{l_i} \quad (3.12)$$

si funksion skalar paraqesim:

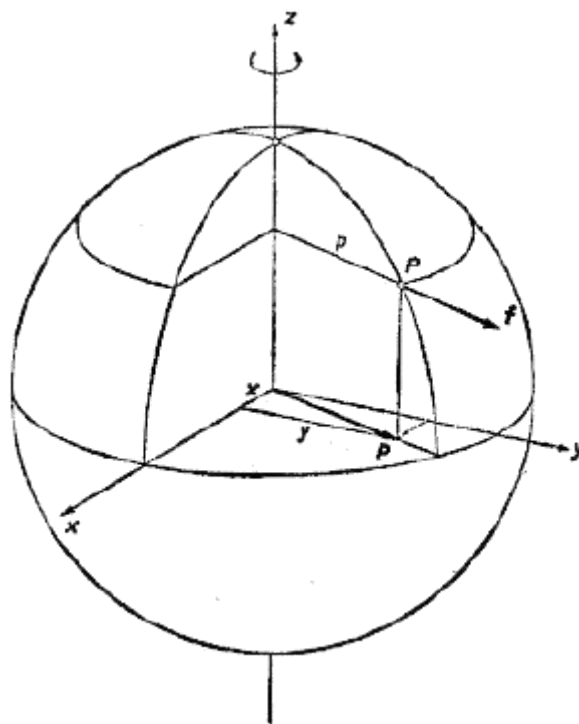
$$V = \frac{km}{l} \quad (3.13)$$

Por nga shuma (ekuacioni. 3.12) fitohet forca gravitacionale potenciale e cila definohet:

$$V_p = G \iiint_{Earth} \frac{dM}{l} \quad (3.14)$$

Ku  $dM$  është element i masës, i paraqet distancën në mes pikës së llogaritur dhe pikës së lëvizshme, si dhe konstanta e Newton-it për gravitetin (ekuacioni 3.3).  $\omega$  është shpejtësia mesatare këndore e rrotullimit të Tokës e paraqitur (ekuacioni 2.1) dhe potenciali i forcës centrifugale është  $\varphi$  (Heiskanen & Moritz, 1967) të paraqitura në figurën 3.5.

$$\varphi = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (3.15)$$

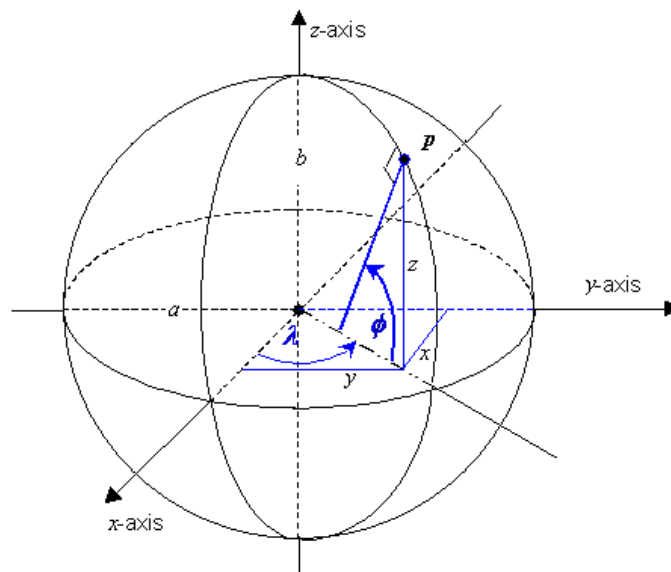


**Figura 3.5** Forca centrifugale (Heiskanen & Moritz, 1967)

ku:

$x$  dhe  $y$  janë koordinata gjeocentrike të pikës së dhënë  $P$  në kuadër të sistemit referent siç edhe mund të shihen në figurën 3.6.





**Figura 3.6 Koordinatat gjeocentrike dhe elipsoidale**

Kështu në bazë të shumës së potencialit të forcës së gravitetit  $V$  dhe forcës centrifugale  $\varphi$  paraqitet potenciali i gravitetit  $W$  (Heiskanen & Moritz, 1967):

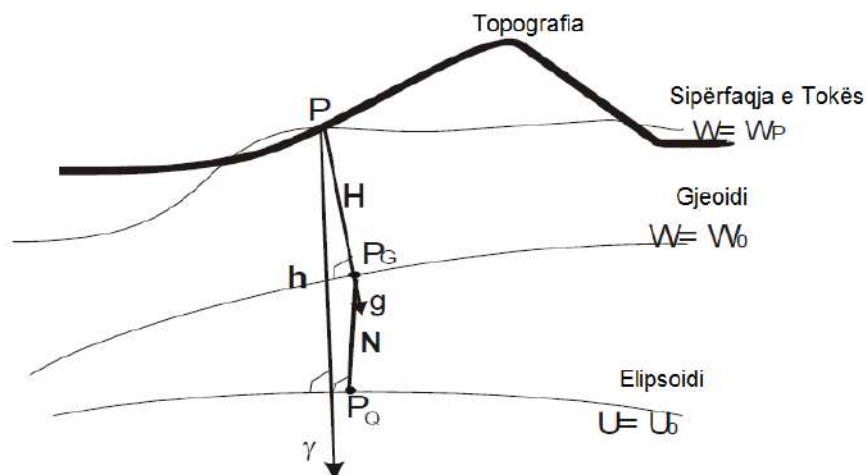
$$\begin{aligned} W &= W(x, y, z) = V + \varphi \\ W(x, y, z) &= V(x, y, z) + \varphi(x, y, z) \end{aligned} \quad (3.16)$$

ku:

integrimi shtrihet mbi Tokë.

Dallimi në mes të potencialit aktual të gravitetit  $W$  dhe potenciali normal i gravitetit  $U$  përcaktohet nga anomalia e potencialit  $T$ , siç edhe mund të vërehet në figuën 3.7.

$$\begin{aligned} W(x, y, z) &= U(x, y, z) + T(x, y, z) \\ W(x, y, z) &= W_0 = \text{const} \\ \text{Gjeoidi: } W(x, y, z) &= W_0 \\ \text{Elipsoidi referent: } U(x, y, z) &= W_0 \end{aligned} \quad (3.17)$$



**Figura 3.7** Lartësia gjeoidale dhe anomalitë e lartësive (Ameti, 2006)

E ndajmë potencialin  $W$  në potencialin normal  $U$  dhe potencialin shqetësues  $T$  (ekuacioni 3.17), kjo është e rëndësishme për të përcaktuar koordinatat elipsoidale ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ ) në lidhje me këtë nivel të elipsoidit:  $U(h=0)=U_0=W_0$ .

ku:

$h$ -është lartësia mbi elipsoid (e matur përgjatë elipsoidit normal),

$\lambda$ -është gjatësia elipsoidale,

$\varphi$ -është gjerësia elipsoidale,

nga ekuacioni (3.17) mund të shkruajmë (Barthelmes, 2009):

$$W(h, \lambda, \varphi) = U(h, \varphi) + T(h, \lambda, \varphi) \quad (3.18)$$

dhe gjeoidi në koordinatat elipsoidale është sipërfaqja ekuipotenciale (Barthelmes, 2009):

$$W(h = N(\lambda, \varphi), \lambda, \varphi) = U(h = 0, \varphi) = U_0 \quad (3.19)$$

ku:

$N(\lambda, \varphi)$  - është përfaqësim i zakonshëm i gjeoidit si largësi  $N$  në lidhje me elipsoidin ( $U=U_0$ ), si funksion i koordinatave  $\lambda$  dhe  $\varphi$ .

Kështu që  $N$  është valëzim i sipërfaqes gjeoidale në lidhje me elipsoidin. Tani me elipsoidin dhe gjeoidin, kemi dy sipërfaqe referente në lidhje me të cilat mund të jepet lartësia e një pike. Për të treguar lartësinë e sipërfaqes së Tokës, përkatësisht lartësinë

e topografisë në lidhje me elipsoidin  $h_t$  dhe në lidhje me gjeoidin  $H$ , do të kemi (Barthelmes, 2009):

$$h_t(\lambda, \varphi) = N(\lambda, \varphi) + H(\lambda, \varphi) \quad (3.20)$$

si potenciali  $W$  (ekuacioni 3.17) potenciali normal gjithashtu përbënë një pjesë atraktive  $U_a$  dhe potenciali centrifugal (Barthelmes, 2009):

$$U = U_a + \varphi \quad (3.21)$$

padysim potenciali shqetësues (Barthelmes, 2009):

$$T(h, \lambda, \varphi) = W_a(h, \lambda, \varphi) - U_a(h, \varphi) \quad (3.22)$$

nuk përmban potencialin centrifugal dhe është harmonik jashtë masave. Gradienti i potencialit normal (Barthelmes, 2009):

$$\vec{\gamma} = \nabla W \quad (3.23)$$

është quajtur graviteti normal vektor dhe madhësia (Barthelmes, 2009):

$$\gamma = |\nabla W| \quad (3.24)$$

është graviteti normal.

Nëse ne krahasojmë gjeoidin me elipsoidin referent në të njëjtin potencial  $U_0 = W_0$ , ku pika  $P$  e gjeoidit është projektuar në pikën  $Q$  të elipsoidit, në anë të elipsës normale. Distanca ndërmjet gjeoidit dhe elipsoidit  $PQ$  quhet lartësi e gjeoidit ose valëzim i gjeoidit (Heiskanen & Moritz, 1967). Paraqitja grafike e të cilës jepet në figurën 3.8.

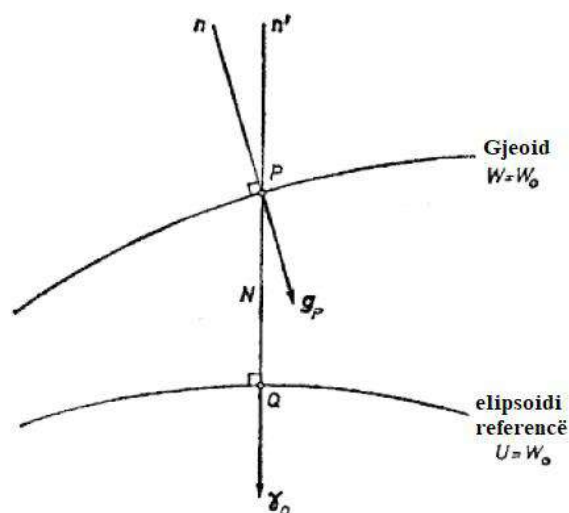


Figura 3.8 Gjeoidi dhe elipsoidi referent (Heiskanen & Moritz, 1967).

Mbas valëzimit, për llogaritjen e anomalisë së gravitetit ajo është diferenca ndërmjet magnitudës dhe drejtimit. Nëse e konsiderojmë që vektori i gravitetit  $g$  në pikën  $P$  dhe normalja e vektorit të gravitetit  $\gamma$  në pikën  $Q$  atëherë do të kemi: (Heiskanen & Moritz, 1967)

$$\Delta g = g_p - \gamma_Q \quad (3.25)$$

Si dhe nëse krahasojmë vektorët  $g$  dhe  $\gamma$  në të njëjtën pikë  $P$  e fitojmë.

$$\delta g = g_p - \gamma_p \quad (3.26)$$

ku diferencën në magnitudë e quajmë gravitet shqetësues.

$$\delta g = g_p - \gamma_p \quad (3.27)$$

Tjetër e konsiderojmë shqetësimin e gravitetit (Heiskanen & Moritz, 1967),

ku:

$$g = \text{grad } W, \quad \gamma = \text{grad } U \quad (3.28)$$

dhe vektori shqetësues i gravitetit do të marrë formën:

$$\delta g = \text{grad } (W - U) = \text{grad } T = \left( \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.29)$$

atëherë:

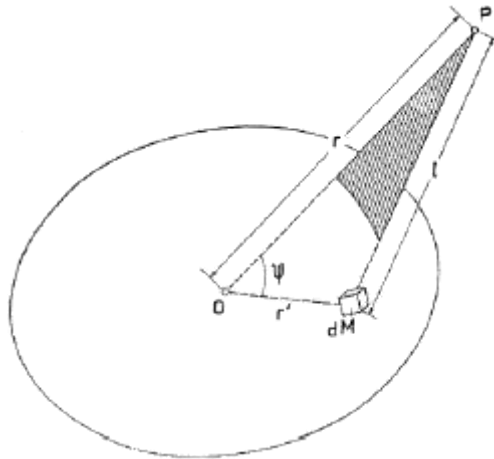
$$g = -\frac{\partial W}{\partial n}, \quad g = -\frac{\partial U}{\partial n'} = -\frac{\partial U}{\partial n} \quad (3.30)$$

pasi që normalët  $n$  dhe  $n'$  pothuajse përkojnë, atëherë shqetësimi i gravitetit jepet si në figurën 3.9.

$$\delta g = g_p - \gamma_p = -\left(\frac{\partial W}{\partial n} - \frac{\partial U}{\partial n'}\right) = -\left(\frac{\partial W}{\partial n} - \frac{\partial U}{\partial n}\right) \quad (3.31)$$

ose

$$\delta g = -\frac{\partial T}{\partial n}, \quad (3.32)$$



**Figura 3.9** Zgjerimi në harmonika sferike (Heiskanen & Moritz, 1967)

Funksioni i potencialit gravitacional  $V$  shprehet me zgjerim sferik harmonik si në vijim:

$$V = \frac{GM}{r} \left( 1 + \sum_{l=2}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^l \bar{P}_{lm}(\sin\Phi') (\bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \bar{S}_{lm} \sin m\lambda) \right) \quad (3.33)$$

ku paraqesin:

- $V$  – Potenciali gravitacional ( $\frac{m^2}{s^2}$ ),
- $GM$  – Konstanta e gravitetit të Tokës,
- $r$  – Distanca nga qendra e masës së Tokës,
- $a$  – Gjysmë boshti kryesor i elipsoidit referent,
- $l, m$  – Shkalla dhe rendi,

$\varphi'$  – Gjerësia gjeocentrike

$\lambda$  – Gjatësi gjeocentrike, gjatësi gjeodezike,

$\bar{C}_{lm}, \bar{S}_{lm}$  – Koeficientet e normalizuar të gravitetit.

$\bar{P}_{lm}(\sin\Phi')$  – Funkzioni i normalizuar i shoqëruar Lazhandrian (Legendre):

$$= \left[ \frac{(l-m)!(2l+1)k}{(l+m)!} \right]^{1/2} \bar{P}_{lm}(\sin\Phi') \quad (3.34)$$

$\bar{P}_{lm}(\sin\Phi')$  – Funkzioni i shoqëruar Legendre:

$$= (\cos\Phi')^m \frac{d^m}{d(\sin\Phi')^l} [\bar{P}_{lm}(\sin\Phi')] \quad (3.35)$$

$P_l(\sin\Phi')$  – Polinom Lazhandrian (Legendre):

$$= \frac{1}{2^l l!} \frac{d^l}{d(\sin\Phi')^l} (\sin\Phi' - 1)^l \quad (3.36)$$

$$= \begin{vmatrix} \bar{C}_{lm} \\ \bar{S}_{lm} \end{vmatrix} = \left[ \frac{(l+m)!}{(l-m)!(2l+1)k} \right]^{1/2} \begin{vmatrix} C_{lm} \\ S_{lm} \end{vmatrix} \quad (3.37)$$

ku:

$C_{lm}, S_{lm}$  – Koeficientet e harmonikës sferike.

Për  $m = 0, k = 1$

$m \neq 0, k = 2$

Si dhe potenciali i gravitetit normal  $U$  është ndërtuar duke përpunuar elipsoidin referent GRS80 me sipërfaqen ekuipotenciale (ekuacioni 3.17).

Dallimi në mes potencialit të gravitetit  $W$  dhe potencialit të gravitetit normal  $U$  në pikën  $P$  quhet potencial anomalik ose potencial shqetësues  $T$ , i cili luan rol të rëndësishëm (Heiskanen & Moritz, 1967):

$$T = W - U \quad (3.38)$$

### 3.5 Sipërfaqja referente e lartësive

Niveli mesatar i detit përafrohet gjeoidin, atë sipërfaqe të veçantë ekuipotenciale të fushës së gravitetit të Tokës që duhet të shërbejë si sipërfaqe referente globale e lartësisë.

Sipërfaqja referente mund të përcaktohet si një sipërfaqe mesatare me rezolucion që korrespondon me një model Global Gjeopotencial (p.sh.EGM96), një sipërfaqe e llogaritur nga filtrimi i thjeshtë i lartësive lokale të terrenit ose një sferë me lartësi përkatëse (Ameti, 2006).

Përdorimi i elipsoidit si sipërfaqe referuese për fushën e gravitetit është relativisht i kohëve të fundit. Nuk u përdor zyrtarisht deri në vitin 1930, kur Asambleja e Shoqatës Ndërkombëtare të Gjeodezisë në Stokholm miratoi formulën e gravitetit teorik (ekuacioni 3.39), i cili bazohet në një elipsoid të revolucionit (Heiskanen & Moritz, 1967).

Me poshtë paraqesim formulën internacionale të gravitetit të miratuar si më lartë:

$$\gamma=978.0490(1+0.005\ 2884\ \sin^2\phi-0.000\ 0059\ \sin^22\phi)\ \text{gal} \quad (3.39)$$

Sipërfaqet korresponduese të sipërfaqes referente  $U = U_0$  quhen sferoidet e Tokës.

Në sipërfaqe:

$$U'(x, y, z) = U_0 \quad (3.40)$$

që dihet si sferoid i Brunsit, kurse sipërfaqja:

$$U''(x, y, z) = U_0 \quad (3.41)$$

është sferoidi i Helmertit.

Gjeoid është përdorur për të përshkruar lartësitë, për të vendosur gjeoidin si referencë për lartësitë, niveli i ujit të oqeanit është regjistruar në vendet bregdetare gjatë disa viteve duke përdorur matëset e valëve (mareografët). Mesatarja e regjistrimeve eliminon kryesisht ndryshimet e nivelit të detit me kohën. Niveli i ujit që rezulton përfaqëson një përafrim me gjeoidin dhe quhet niveli mesatar i detit (Knippers, 2009).

Gjeoidi, si një sipërfaqe referimi e përcaktuar fizikisht për lartësitë. Është me interes themelor për gjeo-shkencat dhe inxhinierinë. Përdoret për përshkrimin e topografisë kontinentale dhe të sipërfaqes së detit.

Pika P mund t'i atribuohet një sipërfaqeje të caktuar të nivelit nga potenciali i saj i gravitetit W (Figura 3.10). Në lidhje me gjeoidin potencialin  $W_0$ , "lartësia" P jepet nga diferenca potenciale negative e gjeoidit, i cili quhet numri gjeopotencial C (Torge, 2001) siç edhe mund të shihen në figurën 3.10.

$$C = W_0 - W_p \quad (3.42)$$

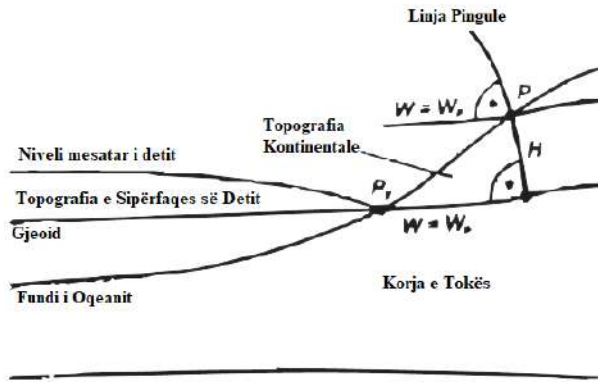


Figura 3.10 Gjeoidi, niveli mesatar i detit, topografia kontinentale dhe sipërfaqja e detit (Torge, 2001)

Integrali është i pavarur nga rruga, prandaj PQ është një pikë arbitrare në gjeoid. C mund të përcaktohet nga nivelimi gjeometrik dhe matjet e gravitetit përgjatë çdo shtegu midis  $P_0$  dhe P (Torge, 2001).

$$C = \int_{P_0}^P dW = \int gdn \quad (3.43)$$

Një sipërfaqe referimi quhet gjeoid, ndërsa sipërfaqja tjetër e referencës është elipsoidi. Këto janë të ilustruara në figurën 3.11.

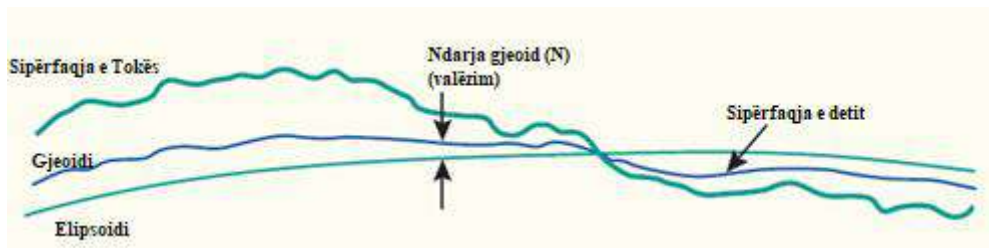


Figura 3.11 Sipërfaqja e Tokës dhe dy sipërfaqet referente të përdorura për ta përafëruar atë: gjeoidin dhe një elipsoid referent. Devijimi midis gjeoidit dhe një elipsoid referent quhet ndarje gjeoidale (N). (Knippers, 2009)

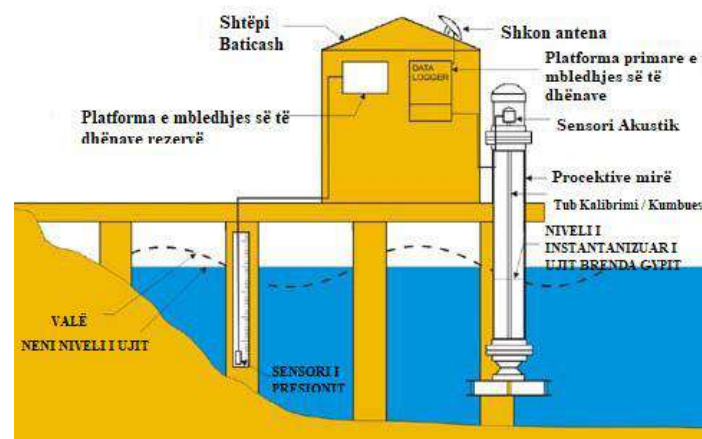
### 3.6 Niveli mesatar i detit

Siç dihet nga oqeanografia, niveli mesatar i detit nuk është një sipërfaqe ekuilibër në fushën e gravitetit të Tokës, për shkak të rrymave të oqeanit dhe efekteve të tjera kuazistacionare. Për më tepër, ndryshimet në sipërfaqen e detit me kohë mund të reduktohen vetëm pjesërisht nga mesatarja me kalimin e kohës ose nga modelimi. Prandaj, niveli mesatar i detit akoma ndryshon për një kohë më të gjatë dhe përkufizimi gjeoid duhet t'i referohet një epoke të caktuar të nivelit mesatar të detit (Torge & Muller, 2012). Mesatarja e sipërfaqes së oqeanit me kalimin e kohës (të paktën mbi një vit) ose



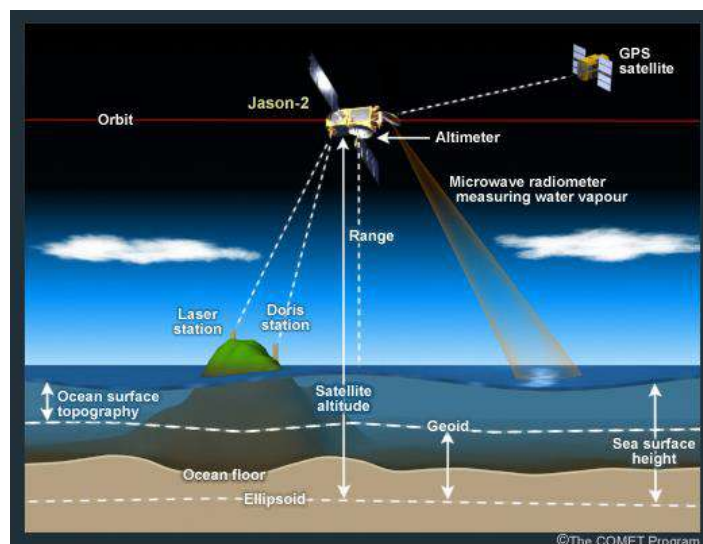
modelimi i baticave të oqeanit siguron nivelin mesatar të detit (MSL). Kurse r.m.s. ndryshimi i kësaj topografie mesatare dinamike të oqeanit është  $\pm 0.6\text{m}$  në  $\pm 0.7\text{m}$ , përveçse devijimi maksimal nga gjeoidi është rreth  $\pm 1\text{m}$  ose më shumë (Bosch et al., 2010). Niveli mesatar i detit mund të rrjedhë nga regjistrimet e matësve të valëve, altimetria satelitore dhe metodat oqeanografike (Torge & Muller, 2012).

Matësit e valëve (baticës-mareografët) regjistrojnë vazhdimisht lartësinë e nivelit të ujit në lidhje me një sipërfaqe referente të lartësive afër gjeoidit. Mesatarja e rezultateve në intervalet e gjata kohore (muaj, vit) eliminon shumicën e variacioneve me kohën. Në figuën 3.12, janë paraqitur të dhënat për matësin e valëve që janë të disponueshme për mbi 2000 stacione në të gjithë botën, por vetëm disa stacione mbulojnë një hapësirë kohore prej disa shekujsh (në regjistrimet e Amsterdemit kthehen në 1700).



**Figura 3.12** Përdorimi i matësve të valës për monitorim të sipërfaqes së detit (Jason-2r, 2008)

Altimetria satelitore siguron drejtpërdrejt topografinë e sipërfaqes së detit në lidhje me një sipërfaqe të referencës elipsoide, të cilat janë të ilustruara në figurën 3.13.



**Figura 3.13** Përdorimi i altimetrisë satelitore për monitorim të sipërfaqes së detit (Jason-2r, 2008)

Metodat oqeanografike nxjerrin topografinë e sipërfaqes së detit nga matjet në det (Rummel & Ilk, 1995). Nivelimi sterik supozon se sipërfaqet ekuipotenciale dhe izobarike përkojnë në një thellësi të caktuar (p.sh., 2000m): “nivel pa lëvizje”.

### 3.7 Sipërfaqja e elipsoidit

Nëse e zëvendësojmë gjeoidin me një elipsoid, atëherë koordinatat natyrale  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $H$  janë zëvendësuar nga koordinatat gjeodezike  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ , të cilat janë definuar si në figurën 3.14 (Moritz, 1980).

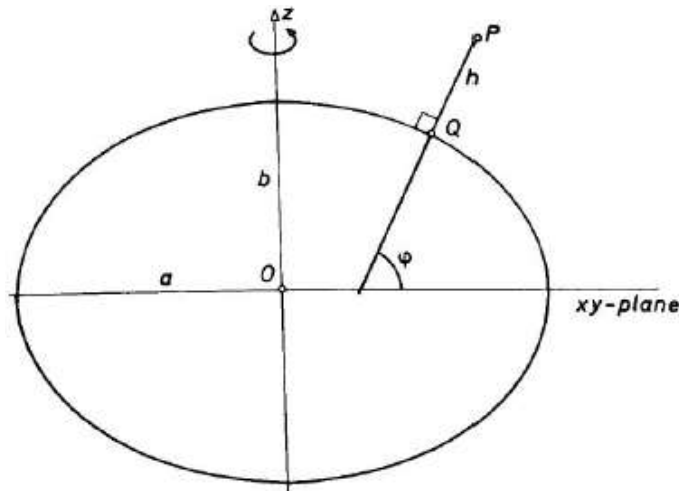


Figura 3.14 Elipsoidi referent dhe koordinatat gjeodezike (Moritz, 1980)

Një elipsoid i revolucionit, është i gjeneruar nga rrotullimi i një elipsoidi rreth gjysmë boshteve a dhe b në lidhje me boshtin e vogël është i vendosur në qendrën e saj në gjeoqendër në atë mënyrë që boshti i vogël përkon me aksin z. Një pikë hapësinore P është projektuar me anë të vijës së drejtë normale në elipsoid, në elipsoid kjo jep pikën Q. Segmenti i drejtë QP paraqet lartësinë gjeodezike h, si dhe koordinatat gjeografike elipsoidale të pikës Q janë gjerësia gjeodezike  $\varphi$  dhe gjatësia gjeodezike  $\lambda$  e pikës P (Moritz, 1980).

Sistemi  $(\varphi, \lambda, h)$  është i lidhur me sistemin  $(x, y, z)$  sipas formulave (Moritz, 1980):

$$x = (v + h) \cos\varphi \cos\lambda \quad (3.44)$$

$$y = (v + h) \cos\varphi \sin\lambda \quad (3.45)$$

$$z = \left( \frac{b^2}{a^2} v + h \right) \sin \varphi \quad (3.46)$$

ku:

$$v = \frac{c}{\sqrt{1 + e'^2 \cos^2 \varphi}} \quad (3.47)$$

$$c = \frac{a^2}{b} \quad (3.48)$$

$$e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2} \quad (3.49)$$

ku:

v – është rrezja transversale e lakimit të elipsoidit

c - është rrezja polare e lakimit,

$e'^2$  – quhet ekscentriciteti i dytë (numerik).

Gjerësa potenciali i gravitetit paraqitet (ekuacioni 3.17), është sipërfaqe ekuipotenciale W, është e qartë se edhe elipsoidi mund të jetë sipërfaqe ekuipotenciale për U:

$$U(x, y, z) = U_0 = \text{const} \quad (3.50)$$

në mënyrë që elipsoidi të bëhet elipsoid ekuipotencial, ose elipsoidi i nivelit.

ku:

U- duhet të jetë shuma:

$$U(x, y, z) = V(x, y, z) + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (3.51)$$

e potencialit normal gravitacional V dhe potenciali centrifugal. V duhet të plotësojë ekuacionin e Laplace (Moritz, 1980).

$$\Delta V = 0 \quad (3.52)$$

jashtë elipsoidit dhe sillet përafërsisht në pafundësi si një pikë masë:

$$V = \frac{G\bar{M}}{r} + O\left(\frac{1}{r^2}\right) \text{ si } r \rightarrow \infty \quad (3.53)$$

ku:

$\bar{M}$  – duke shënuar masën totale të mbyllur nga elipsoidi.

Masën e elipsoidit e shprehim si:

$$G\bar{M} = \frac{E}{\arctang e'} \left( U_0 - \frac{1}{3} \omega^2 a^2 \right) \quad (3.54)$$

ku:

$$E = \sqrt{a^2 - b^2} \quad (3.55)$$

është ekscentriciteti linear:

$$e' = \frac{E}{b} \quad (3.56)$$

është ekscentriciteti i dytë (numerik) i elipsoidit (Moritz, 1980).

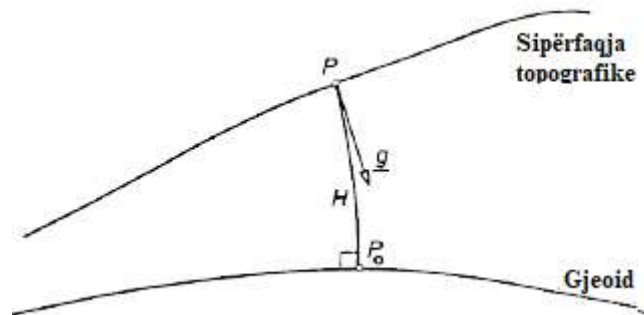
### **3.8 Sipërfaqja e gjeoidit**

Sipërfaqja e gjeoidit është definuar nga Gauss në vitin 1828 si sipërfaqe ekuipotenciale e fushës së gravitetit të Tokës në përputhshmëri me mesataren e nivelit të detit të oqeanëve. Si gjeoid ka marrë emrin nga Listing në vitin 1873. Sipërfaqja e gjeoidit përdoret më së shumti në sipërfaqen referente të lartësive për përshkrim kontinental, si dhe sipërfaqen topografike të detit (Torge & Muller, 2012). Gjeoidi është forma që sipërfaqja e oqeanit do të merrte nën ndikimin e gravitetit dhe rrotullimit të Tokës, vetëm nëse ndikimet e tjera të tilla si erërat dhe baticat do të mungonin. Sipërfaqja e gjeoidit është e parregullt, ndryshe nga elipsoidi referent (i cili është një përfaqësim matematikor i idealizuar i Tokës). Në një sipërfaqe të gjeoidit të gjitha pikat kanë të njëjtin potencial efektiv (shuma e energjisë potenciale gravitacionale dhe energjia potenciale centrifugale), ku forca e gravitetit vepron kudo pingul në gjeoid. Edhe pse ne përvetësojmë një përkufizim, kjo nuk do të thotë se jemi të përsosur në realizimin e këtij përkufizimi. Për shembull, lartësia shpesh përdoret për të përcaktuar "nivelin mesatar të detit" në oqeanë, por lartësia nuk është globale (mungojnë rajonet polare të afërta). Si e tillë, përshtatja midis nivelit "global" të nivelit të detit dhe gjeoidëve nuk është plotësisht e konfirmuar. Gjithashtu, mund të ketë ndryshime jo periodike në nivelin e detit (për shembull: si një rritje e vazhdueshme e nivelit të detit). Nëse është

kështu, atëherë "mesatarja e nivelit të detit" ndryshon në kohë dhe për këtë arsye edhe gjeoidi duhet të ndryshojë në kohë. Këto janë vetëm disa shembuj të vështirësisë në përcaktimin e "gjeoidit" (NOAA, 2001).

Sipërfaqja që më së shumti përdoret për përafrimin e formës së gjeoidit është harmonia sferike, si dhe grupi më i mirë i koeficienteve janë ato të EGM96 ( modeli i gravitetit të Tokës 1996), i cili është i përcaktuar nga një projekt i NGA dhe formulat që përdoren në këtë model janë të paraqitura (ekuacioni 3.33).

Le të jetë P një pikë e sipërfaqes së dukshme të Tokës, të cilën e quajmë sipërfaqe topografike ose sipërfaqe fizike të Tokës (Moritz, 1980), e cila është paraqitur në figurën 3.15.



**Figura 3.15 Lartësia ortometrike H (Moritz, 1980).**

Vija e forcës që kalon përmes P kryqëzon gjeoidin në një pikë  $P_0$ . Gjatësinë e segmentit të vijës pingule (pak e lakuar)  $P_0P$  e quajmë lartësi ortometrike H.

Koordinatat  $(\varphi, \lambda, H)$  paraqesin koordinatat natyrale të pikës P, të cilat formojnë një sistem të koordinatave të vijave të lakuara të përcaktuara në lidhje me fushën e gravitetit.

Një definicion i koordinatave natyrale është  $(\varphi, \lambda, W)$ , pasi që potenciali W i pikës P mund të vlerësohet si masë fizike e lartësisë së pikës P. Kjo është veçanërisht e dukshme nëse marrim parasysh numrin gjeo-potencial:

$$C = W_0 - W \quad (3.57)$$

që lidhet lehtësisht me H, por është konceptuali më i thjeshtë (Moritz, 1980).

Distanca në mes të pikës  $P_G$  në gjeoid dhe pikës projektuese  $P_Q$  në elipsoid përmes vektorit  $(\gamma)$  normal është quajtur valëzim i gjeoidit (Figura 3.16).

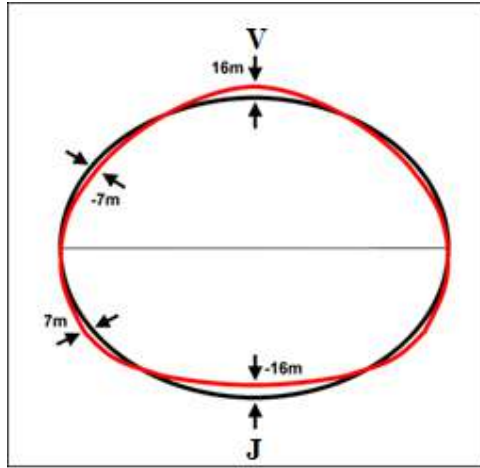


Figura 3.16 Valëzimi i gjeoidit në lidhje me elipsoidin referent (Dantor, 2006).

Valëzimi i gjeoidit është i lidhur me potencialin shqetësues  $T$  në bazë të formulës së Brunssit (Heiskanen & Moritz, 1967):

$$N = \frac{T_{(geoid)}}{\gamma_{(EU)}} \quad (3.58)$$

### 3.8.1 Formulimi i problemit të vlerës kufitare në sipërfaqen e Tokës

Problemi i vlerës së kufirit gjeodezik përfshin përcaktimin e sipërfaqes së Tokës dhe të gravitetit të saj të jashtëm nga vëzhgimet në ose afër sipërfaqes së Tokës. Sipërfaqja që do të përcaktohet është ose gjeoidi (problemi Stokes) ose sipërfaqja fizike e Tokës dhe kuazi-gjeoidi (problemi Molodensky), (Torge & Muller, 2012).

Problemet e Stokes dhe Molodensky kanë të bëjnë me të dhënat e dhëna në një sipërfaqe (gjeoidi dhe sipërfaqja fizike e Tokës), e cila është një kufi për rajonin jashtë kësaj sipërfaqeje. Këto janë probleme me vlera kufitare gjeodezike (Moritz, 1980).

Në gjeodezinë moderne, kur kemi të bëjmë me matje që mund të jenë jashtë dhe/ose në sipërfaqen e Tokës, problemet e vlerës së kufirit gjeodezik kanë të bëjnë me përcaktimin e potencialit të gravitetit brenda dhe jashtë sipërfaqes së Tokës nga të dhënat e parformuara brenda dhe jashtë sipërfaqes së Tokës (Ameti, 2006).

### 3.8.2 Vlerësimi i anomalisë së gravitetit të Helmertit

Graviteti i Helmertit në gjeoidin  $g_g^h$ , i nevojshëm për të mbledhur anomalinë e Helmertit, merret duke shndërruar fillimisht gravitetin sipërfaqësor të vëzhguar në modelin Helmert dhe pastaj duke e zvogëluar atë (akoma në modelin Helmert) mbi gjeoidin. Matematikisht, transformimi i gravitetit aktual, i korrigjuar për efektin e

tërheqjes atmosferike, në gravitetin e Helmertit  $g_g^h$  arrihet duke marrë gradientin e ekuacionit (3.59), domethënë (Vanicek & Martinec, 1994).

$$W^h = W - \square T^* - V \quad (3.59)$$

ku  $\square T^*$  është ndryshimi midis T dhe T\*, d.m.th., potenciali i gravitetit të atmosferës.

$$g_g^h \square \square \square \text{grad} \square W \square \square \square T^* \square V \square \square \square \quad (3.60)$$

Kjo është e barabartë me:

$$g_g^h \square \square g^* \square \frac{\partial V}{\partial H} \square \square O\left(\frac{1}{2} \text{grad}^2 \frac{V}{g^*}\right) \quad (3.61)$$

ku:

termi i fundit në anën e djathtë do të jetë patjetër më i vogël se 1  $\mu\text{Gal}$  sepse  $|\text{grad}(V)|$  është sigurisht më i vogël se 40 mGal. Termi i fundit atëherë mund të neglizhohet në mënyrë të sigurtë. Për transformimin e gravitetit sipërfaqesor, derivati në këtë ekuacion vlerësohet qartë në sipërfaqen e Tokës, ku më pas quhet efekti i drejtpërdrejtë topografik mbi gravitetin (Heiskanen & Moritz, 1967).

Reduktimi i gravitetit të Helmertit në sipërfaqen  $g_t^h$  mbi gjeoidin (bërë në modelin e Helmertit) mund të arrihet duke zhvilluar gravitetin sipërfaqesor në një seri Taylor:

$$g_g^h \square \square g_t^{h*} \square \frac{\partial^2 W^h}{\partial H^2} \Big|_H + \frac{\partial^3 W^h}{\partial H^3} \Big|_H + \dots \quad (3.62)$$

Në literaturë ky proces quhet vazhdimi në rënie i gravitetit (Helmert) (Vanicek & Martinec, 1994).

### 3.8.3 Vazhdimi në rënie i anomalive të gravitetit Helmert në gjeoid

Anomalitë e gravitetit në gjeoid janë të nevojshme si hyrje për llogaritjen e gjeoidit. Pas transformimit të anomalive të gravitetit në sipërfaqen topografike nga hapësira reale në hapësirën Helmert, duhet të vazhdojnë deri në gjeoide në hapësirën e Helmertit. Vazhdimi lart është përshkruar nga integruesi Poisson (Heiskanen & Moritz, 1967). Kjo është një formulë për vazhdimin lart të funksioneve harmonike nga një sferë me rrezin R. Integrali Poisson për anomalitë e gravitetit është dhënë (Kellogg, 1929):

$$\Delta g^h(r_t, \Omega) = \frac{R}{4\pi r_t(\Omega)} \iint K[r_t(\Omega), \psi(\Omega, \Omega'), R] \Delta g^h(r_g, \Omega') d\Omega' \quad (3.63)$$

ku:

$K[r_t(\Omega), \psi(\Omega, \Omega'), R]$ -është bërthama integrale sferike Poisson.

Kur kërkohet një vazhdim në rënie, ekuacioni (3.63) është përmbysur, duke dhënë një integral të (eng. Fredholm) llojit të parë. Mund të rishkruhet si një ekuacion integral, zgjidhja e të cilit kërkohet përmes diskretizimit që çon në një sistem ekuacionesh lineare. Në formën e matrica-vektorit, mund të paraqitet si mëposhtë (Klu, 2015):

$$\Delta g^h(r_t, \Omega) = K[r_t(\Omega), \psi(\Omega, \Omega'), R] \Delta g^h(r_g, \Omega') \quad (3.64)$$

ku:

$\Delta g^h(r_t, \Omega)$  - është vektori i anomalive të gravitetit referuar sipërfaqes së tokës,  $\Delta g^h(r_g, \Omega')$  - vektori i anomalive të gravitetit referuar sipërfaqes gjeoide dhe  $K[r_t(\Omega), \psi(\Omega, \Omega'), R]$  - është matrica e vlerave të bërthamës integrale Poisson shumëzuar me elementet e mbetur në anën e djathtë të ekuacionit (3.63) (Klu, 2015).

Kështu vazhdimi në rënie anasjelltas i ekuacionit (3.63), d.m.th. siguron vlerat e anomalive të gravitetit në gjeoide duke pasur parasysh anomalitë e gravitetit në topografi. Si rezultat, nga operacioni i anasjelltë, vazhdimi në rënie i Poisson-it duhet të jetë numerikisht i paqëndrueshëm (Klu, 2015).

### **3.8.4 Integrimi i Stoks-it në zgjidhjen e problemit të vlerës së kufirit**

Pas transformimit të anomalive të gravitetit (Helmert) nga sipërfaqja e tokës në gjeoide, anomalitë e gravitetit shndërrohen në (Helmert) potencial shqetësues T. Potenciali shqetësues Helmert është ndryshimi midis potencialit të gravitetit Helmert në bashkë-gjeoid dhe potencial normal në elipsoidin e referencës. Anomalitë e gravitetit shndërrohen në potenciale shqetësuese përmes ekuacionit themelor të gravimetrisë. Ky potencial shqetësues shndërrohet në lartësi gjeoidale përmes formulës së Brunsit treguar në ekuacionin (3.58). (Klu, 2015).

Ky përafrim nga formula e Brunsit tregon që N mund të llogaritet nëse mund të gjendet një shprehje për T. Një zgjidhje e saktë sferike gjendet duke përdorur funksionet e gjelbërta për një sferë, e cila zëvendësohet në integralin e Stokes, japin anomali të gravitetit transformues në gjeoid në potencial shqetësues duke përdorur integralin e Stokes si në ekuacionin (3.66) (Heiskanen & Moritz, 1967).



### 3.8.5 Shndërrimi i lartësive gjeoidale nga hapësira e Helmertit në hapësirën reale

Vlerësimi i problemit të vlerës së kufirit të Stokes në hapësirën Helmert rezulton në një sipërfaqe ekuipotenciale të quajtur bashkë-gjeoide Helmert. Për të gjetur gjeoidin në hapësirën reale do të kërkoj një vlerësim të efektit primar indirekt topografik (PITE) dhe efektit primar indirekt atmosferik (PIAE). Transformimi arrihet duke shtuar PITE dhe PIAE në bashkë-gjeoidin e Helmertit si (Klu, 2015):

$$N = \text{Helmert } C_0 - \text{geoid} + \frac{SV'(R, \Omega)}{\gamma_0(\Phi)} + SN^a(\Omega_g) \quad (3.65)$$

ku:

$$\frac{SV'(R, \Omega)}{\gamma_0(\Phi)} - \text{është PITE}$$

$$SN^a(\Omega_g) - \text{është PIAE}$$

N - është ndarja gjeoide.

### 3.8.6 Funkzioni Stokes

Përcaktimi i gjeoidit duke përdorur formulën e Stokes kërkon që të gjitha masat topografike të hiqen në një shtresë mbi ose poshtë gjeoidit. Për të përmbushur këtë gjendje që anomalitë e gravitetit duhet t'i referohen gjeoidit, është e nevojshme të zvogëlohen anomalitë e gravitetit tokësor nga sipërfaqja e Tokës në gjeoid (Guo et al., 2019).

Përcaktimi i formulës së Stokes bëhet në bazë të zgjedhjes së ekuacionit të Laplace  $\Delta T=0$  subjekt i kushtit kufitar:

$$T_P = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g_Q S(\psi) d\sigma \quad (3.66)$$

ku:

pika P është pika në të cilën llogaritet pika T dhe pika Q është pikë variabël në të cilën i referohet  $\Delta g$  (Moritz, 1980), siç edhe mund të shihet sipas paraqitjes grafike në figurën 3.17.

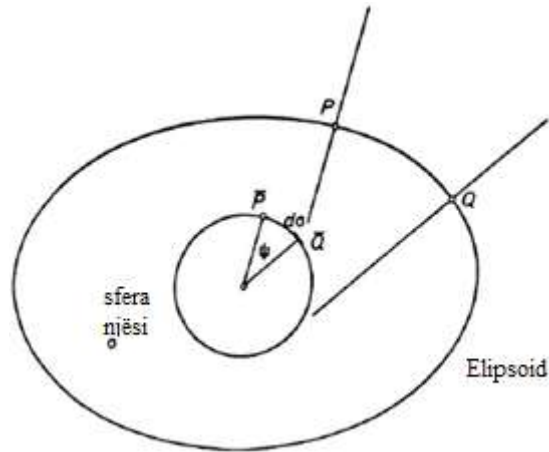


Figura 3.17 Elipsoid referencë dhe sfera e njësive (Moritz, 1980)

Simboli  $\sigma$  tregon një sferë njësi, qendra e së cilës mund të merret që të përkojë me qendrën e elipsoidit. Pikat P dhe Q janë të hartuara në pikat  $\bar{P}$  dhe  $\bar{Q}$  në sferën  $\sigma$  në atë mënyrë që rrezet në pikë  $\bar{P}$  dhe  $\bar{Q}$  janë paralele me pikat normale elipsoidale në P dhe Q. Koordinatat sferike (gjatësia dhe gjerësia) e pikës  $\bar{P}$  dhe  $\bar{Q}$  janë identike si koordinata gjeodezike  $\varphi, \lambda$  të P dhe  $\varphi', \lambda'$  të Q. Elementi i sipërfaqes  $d\sigma$  të sferës së njësive jepet si ekuacioni i mëposhtëm: (Moritz, 1980).

$$d\sigma = \cos\Phi' d\Phi' d\lambda' \quad (3.67)$$

Kurse funksioni  $S(\psi)$  ka këtë formë:

$$S(\psi) = \left(\sin\frac{\psi}{2}\right)^{-1} - 6\sin\frac{\psi}{2} + 1 - 5\cos\psi - 3\cos\psi \ln\left(\sin\frac{\psi}{2} + \sin^2\frac{\psi}{2}\right) \quad (3.68)$$

ku sipas formulave të Stokes rezultojnë që lartësia gjeoidale paraqitet në këtë formë:

$$N_P = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g_Q S(\psi) d\sigma \quad (3.69)$$

ku:

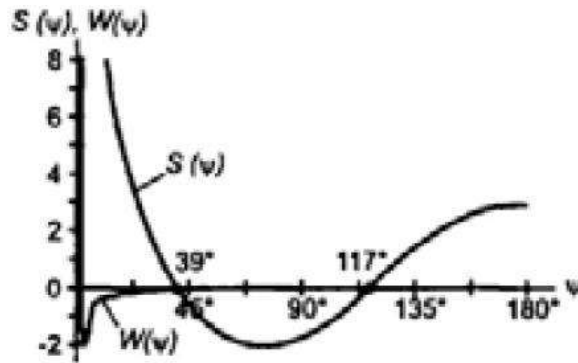
$\gamma$  mund të zhvendoset nga një vlerë mesatare globale siç është 980 gal dhe  $S(\psi)$  është integrali thelbësor Kerneli Stokes.

Formula e Stokes ose Integrali Stokes është formula më e rëndësishme në gjeodezinë fizike, për arsye që e bën të mundur përcaktimin e gjeoidit nga të dhënat e gravitetit.

Formula e Stokes supozon se anomalia e gravitetit  $\Delta g_Q$  të jepet në çdo pikë të elipsoidit. Gjithashtu mund të nxirret si një zgjidhje e ekuacionit integral nëse aplikohet në gjeoid.

Funksioni Stokes  $S(\psi)$  vepron si një funksion peshimi në anomalitë e gravitetit. Varet nga distanca sferike  $\psi$  midis pikës së llogaritjes dhe elementit sipërfaqësor të  $d\sigma$  me anomalinë e gravitetit  $\Delta g$ .  $S(\psi)$  zvogëlohet me  $\psi$  deri në një zero të parë në  $\psi = 39^\circ$ ,

dhe pastaj lëkundet me vlera të mëdha deri  $\psi=180^\circ$  (Figura 3.18). Lagjja e pikës (ang. neighborhood points) së llogaritur kërkon vëmendje të veçantë, pasi  $S(\psi)$  bëhet i pafund në  $\psi=0^\circ$  (Torge, 2001), siç edhe tregohet në figurën 3.18.



**Figura 3.18** Funksioni original dhe i modifikuar i Stokes (Torge, 2001).

Në (ekuacionin 3.37) janë paraqitur edhe koeficientet e Stokes të harmonikës sferike (Torge, 2001):

$$C_{l0} = C_l = \frac{1}{M} \iiint_{earth} \left(\frac{r}{a}\right)^l P_l(\cos \vartheta) dm \text{ për } m = 0 \text{ dhe} \quad (3.70)$$

$$\begin{cases} C_{lm} \\ S_{lm} \end{cases} = \frac{2}{M} \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \iiint_{earth} \left(\frac{r}{a}\right)^l P_{lm}(\cos \vartheta) \begin{cases} \cos m\lambda' \\ \sin m\lambda' \end{cases} dm \text{ për } m \neq 0$$

Duke krahasuar me formulën e Stokes ne gjejmë që funksioni i Stokes mund të shprehet si një seri polinomesh Lazhandrian (Legendre).

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) \quad (3.71)$$

Për të fituar gjeoidin, lartësia ko-gjeoide duhet të shndërrohet nga hapësira e Helmeritit përsëri në hapësirën reale. Ky transformim bëhet duke vlerësuar efektin primar indirekt topografik në lartësinë gjeoide sipas ekuacionit të mëposhtëm (Torge & Muller, 2012):

$$\delta N = \frac{\delta V}{\gamma} \quad (3.72)$$

Ku  $\delta V$  është potenciali i mbetur gravitacional i masave topografike, i cili llogaritet në gjeoid. Paraqitja grafike e të cilës është dhënë në figurën 3.19.

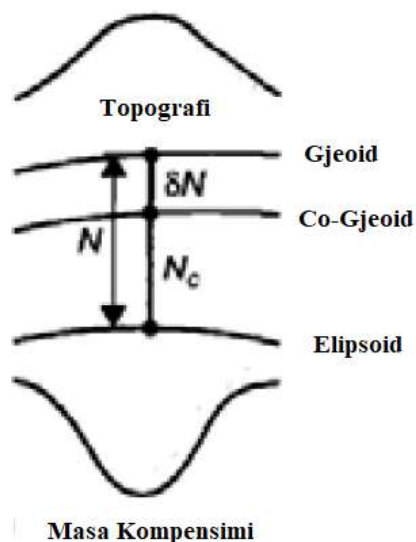


Figura 3.19 Gjeoid dhe bashkë-gjeoidi (Torge, 2001)

Atëherë mund të llogaritet gjeoidi (Torge, 2001):

$$N = N_c + \delta N \quad (3.73)$$

ku:

$\delta N$  paraqet distancën vertikale në mes gjeoidit dhe bashkë-gjeoidin duke iu referuar teorisë Bruns (ekuacioni 3.58).

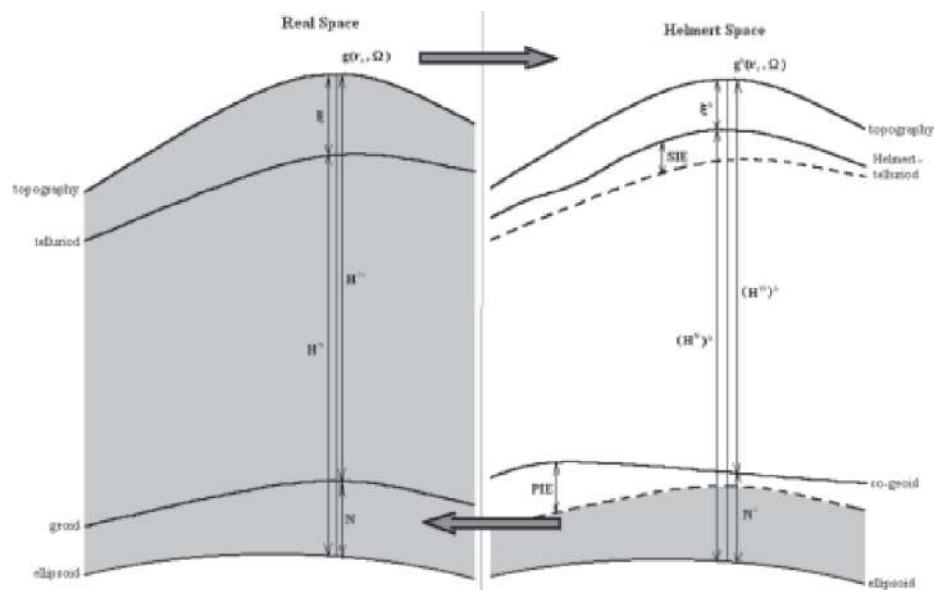
Dhe  $N_c$  paraqet llogaritjen e lartësisë së bashkë-gjeoidit sipër elipsoidit, si një zgjidhje e problemit me vlerën e kufirit gravimetrik.

Kurse anomalia e gravitetit  $\Delta g^H(r_t, \Omega)$  sipas Helmertit duke iu referuar sipërfaqes së Tokës është dhënë nga:

$$\Delta g^H(r_t, \Omega) = g^H(r_t, \Omega) - \gamma(H^H(\Omega)) \quad (3.74)$$

ku:

$\gamma(H^H(\Omega))$ - është graviteti normal në telluroid në hapësirën e Helmertit. Edhe graviteti i Helmertit  $g^H(r_t, \Omega)$  në sipërfaqen e Tokës është përfituar nga graviteti i vrojtuar  $g(r_t, \Omega)$  duke shtuar efektin e drejtpërdrejtë topografik dhe efektin e drejtpërdrejtë atmosferik (Tenzer & Janak, 2002), siç edhe mund të shihet në figurën 3.20.



**Figura 3.20** Sasitë në hapësirën reale dhe në hapësirën e Helmertit (Tenzer & Janak, 2002)

### 3.8.7 Anomalia ajër – lirë

Anomalia e gravitetit të ajrit të lirë, shpesh e quajtur thjesht anomali e ajrit të lirë, është anomali e gravitetit të matur pasi të bëhet një korrigjim i ajrit të lirë për të korrigjuar për lartësimin, në të cilin bëhet një matje. Korrigjimi i ajrit të lirë e bën këtë duke rregulluar këto matje të gravitetit në atë që do të ishte matur në një nivel reference. Për Tokën, ky nivel referencë zakonisht merret si niveli mesatar i detit.

Për një ulje teorikisht korrekte të gravitetit në gjeoid, na duhet gradienti vertikal i gravitetit. Nëse  $g$  është vlera e vëzhguar në sipërfaqen e tokës, atëherë vlera  $g_0$  në gjeoid mund të merret si një zgjerim i Taylor-it (Hofman-Wellenhof & Moritz, 2005):

$$g_0 = g - \frac{\partial g}{\partial H} H \dots \quad (3.75)$$

ku:

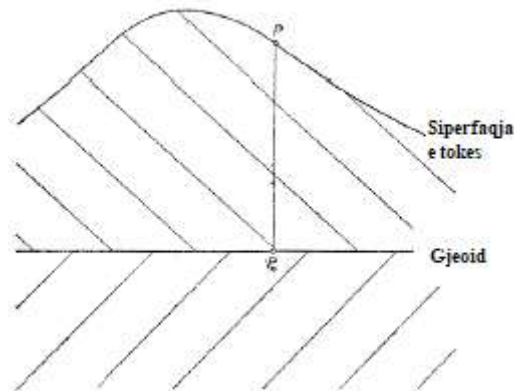
$H$  - është lartësia në mes stacionit të gravitetit mbi gjeoid  $P$  dhe pika përkatëse në gjeoide  $P_0$ . Supozimi se nuk ka masë mbi gjeoid dhe duke lënë pas dore të gjitha termat, përveç asaj lineare, atëherë kemi:

$$g_0 = g + F \quad (3.76)$$

ku:

$$F = -\frac{\partial g}{\partial H} H \quad (3.77)$$

është reduktimi i “ajër të lirë” në gjeoid. Paraqitja grafike e reduktimit të gravitetit mund të shihet në figurën 3.21.



**Figura 3.21 Reduktimi i gravitetit (Heiskanen & Moritz, 1967)**

Nëse në vend të gradientit normal të gravitetit  $\frac{\partial g}{\partial H}$  lidhet me lartësinë elipsoidale  $h$ , përfitojmë  $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$  (Hofman-Wellenhof & Moritz, 2005):

$$F = -\frac{\partial \gamma}{\partial h} H = +0.3086H \text{ [mgal]} \quad (3.78)$$

Anomalia e gravitetit të ajrit të lirë  $g_F$  jepet nga ekuacioni (Fowler, 2005):

$$g_F = g_{obs} - g_\lambda - \delta_{gF} \quad (3.79)$$

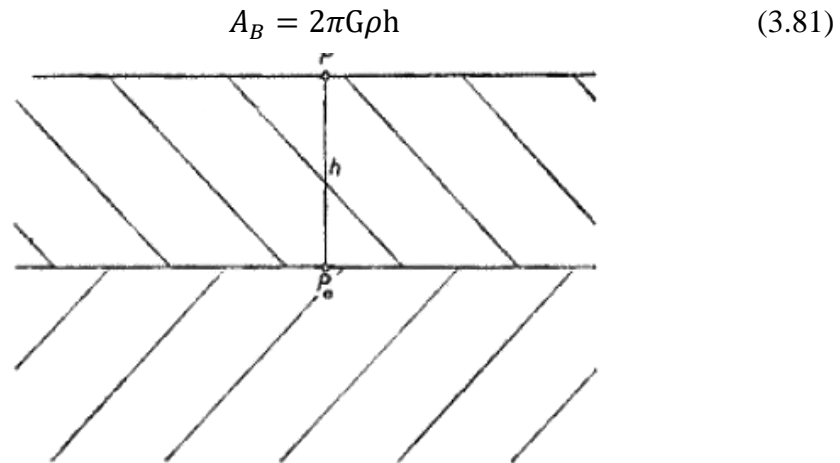
Kurse korrigjimi i ajrit të lirë është sasia që duhet t'i shtohet një matje në lartësinë  $h$  për ta korrigjuar atë në nivelin e referencës (Fowler, 2005):

$$\delta_{gF} = \frac{2g}{R} \times h \quad (3.80)$$

### 3.8.8 Anomalia Bouguer

Objektivi Bouguer është zvogëlimi i gravitetit që është heqja e plotë e masave topografike, d.m.th., masat jashtë gjeoidit (Heiskanen & Moritz, 1967).

Sipas (Heiskanen & Moritz, 1967) pllaka Bouguer paraqitet si në vazhdim. Duke supozuar që zona përreth stacionit të gravitetit P të jetë plotësisht e sheshtë dhe horizontale dhe lejon që masat midis gjeoidit dhe sipërfaqes së Tokës të kenë një dendësi konstante  $\rho=2.67\text{g/cm}^3$ . Atëherë tërheqja A e kësaj pllake Bouguer të shoqëruar fitohet duke lënë  $a \rightarrow \infty$ , siç edhe mund të shihet në figurën 3.22, pasi pllaka mund të konsiderohet si një cilindër rrethor me trashësi  $b=h$  dhe rreze të pafundme.



**Figura 3.22 Pllaka Bouguer (Heiskanen & Moritz, 1967).**

Nga rregullat e njohura të llogaritjes e marrim si tërheqja e një pllake të pafund Bouguer, ku G paraqet konstantën e gravitetit,  $\rho$  është dendësia e pllakës së pafundme të shkëmbit midis lartësisë h dhe nivelit të detit, marrim G nga (ekuacioni 3.3) dhe duke supozuar një dendësi konstante, korigjimi i Bouguer-it është  $1.1 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$  për metër lartësi (Geology.cwu.edu).

$$A_B = 0.1119h \text{ mgal} = 0.1119 \text{ mGal } m^{-1} \quad (3.82)$$

Për të përfunduar uljen e gravitetit, duhet të ulim stacionin e gravitetit nga P në gjeoid, në Po. Kjo bëhet duke aplikuar uljen e ajrit të lirë sepse pas heqjes së topografisë, stacioni P është në “ajër të lirë”. Dhe këtë e quajmë reduktim i kompletuar i Bouguer-it (Heiskanen & Moritz, 1967).

Rezultati është graviteti i Bouguer-it në gjeoid:

$$g_B = g - A_B + F \quad (3.83)$$

Sipas vlerave të supozuara numerike:

$$g_B = g + 0.1967H \quad (3.83)$$

Anomalitë Bouguer janë të përdorura për kërkime rajonale dhe lokale, pasi ato janë të lira nga efekti i topografisë. Ato kryesisht reflektojnë anomali të densitetit në koren dhe mantelin e sipërme dhe mund të lidhen me struktura tektonike siç janë kreshtat e oqeanit, kanalet e detit të thellë, malet e reja dhe me strukturat e sipërme të mantelit (Torge, 2001), siç edhe mund të shihet në figurën 3.23.

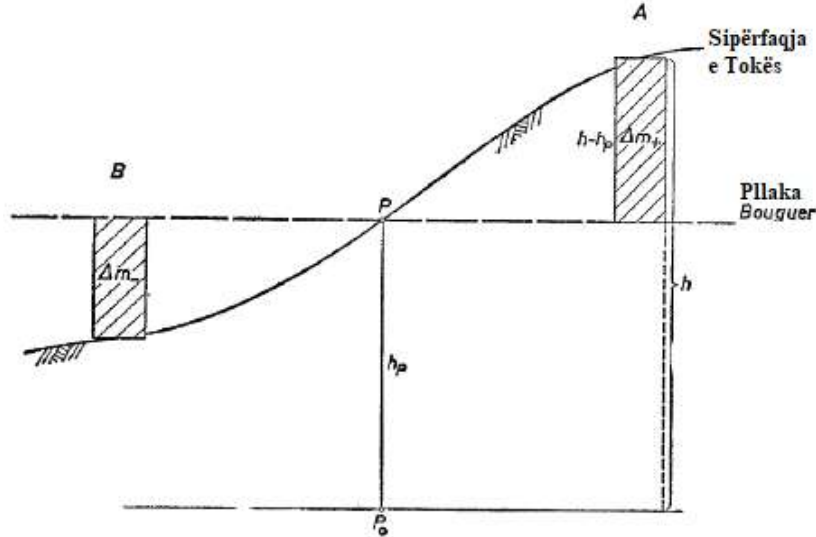


Figura 3.23 Korrigjimi i terrenit (Heiskanen & Moritz, 1967).

Anomalia Bouguer paraqet tërheqjen gravitacionale të materialit nën nivelin e detit. Anomalia Bouguer  $g_B$  është e lidhur me gravitetin e vërtetuar  $g_{obs}$  si në vazhdim (Bernard & Helmut, 2005):

$$g_B = g_{obs} - g_\lambda - \delta_{gF} - \delta_{gB} + \delta_{gT} \quad (3.84)$$

$$g_B = g_F - \delta_{gB} \quad (3.85)$$

ku:

$g_B$ - anomalia e Bouguer,

$g_{obs}$  - graviteti i vërtetuar,

$g_\lambda$  - korrigjimi i gjerësisë (sepse Toka nuk është një sferë e përsosur),

$\delta_{gF}$ - korrigjimi i ajrit të lirë,

$\delta_{gB}$ - korrigjimi Bouguer, i cili lejon tërheqjen gravitacionale të shkëmbinjve midis pikës së matjes dhe nivelit të detit,

$\delta_{gT}$  - është një korrigjim i terrenit, i cili lejon devijime të sipërfaqes nga një plan i pafundmë horizontal,

$g_F$  - anomalia e gravitetit të ajrit të lirë.



### 3.8.9 Anomalitë e lartësive

Anomalia e lartësive  $\zeta(\lambda, \varphi)$  përafrim i njohur i valëzimit të gjeoidit duke u bazuar sipas teorisë së Molodensky-it mund të përcaktohet distanca nga sipërfaqja e Tokës deri te pika  $U$ , ku potenciali normal ka të njëjtën vlerë si gjeopotenciali  $W$  në sipërfaqen e Tokës (Molodensky et al., 1962; Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005; Moritz, 1989):

$$W(h_t, \lambda, \varphi) = U(h_t - \zeta, \lambda, \varphi) \quad (3.86)$$

ku:

$h_t$  – është lartësia elipsoidale në sipërfaqen e Tokës.

Në figurën 3.24. është paraqitur pozicioni gjeometrik. Sipërfaqja me lartësinë  $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi)$  në lidhje me elipsoidin është quajtur shpesh kuazi-gjeoid dhe sipërfaqja  $h_t$  është quajtur telluroid. Duke theksuar që kuazi-gjeoidi nuk ka kuptim fizik, por është një përafrim i gjeoidit.

Në sipërfaqen ku:  $h_t = N$  (ose  $H = 0$ ) do të thotë mbi sipërfaqen e detit, kuazi-gjeoidi përkon me gjeoidin siç mund të shihet nga ekuacioni (3.67). Nëse do të përdorim (ekuacioni. 3.20) (Barthelmes, 2009):

$$W(N + H, \lambda, \varphi) = U(N + H - \zeta, \lambda, \varphi) \quad (3.87)$$

Shënojmë  $H = 0$ , atëherë do të kemi (Barthelmes, 2009):

$$W(N, \lambda, \varphi) = U(N - \zeta, \varphi) \quad (3.88)$$

Nëse përdorim ekuacionin:

$$W(h=N(\lambda, \varphi), \lambda, \varphi) = U((h=0, \varphi) = U_0 \quad (3.89)$$

atëherë përcaktimi i gjeoidit do të jetë (Barthelmes, 2009):

$$U(0, \varphi) = U(N - \zeta, \varphi) \quad (3.90)$$

nga e cila do të kemi (Barthelmes, 2009):

$$N = \zeta \text{ për } H = 0 \quad (3.91)$$

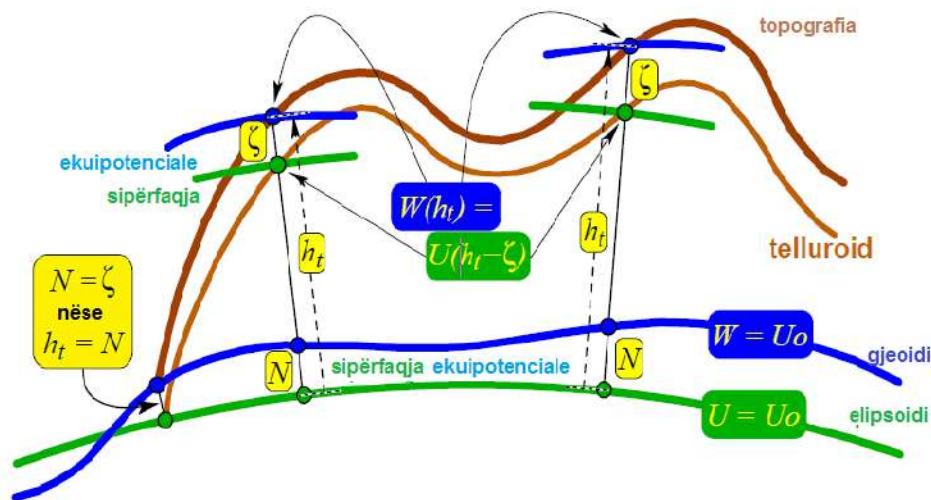


Figura 3.24 Raporti në mes të elipsoidit, gjeoidit dhe anomalisë së lartësive  $\zeta$  (Barthelmes, 2009).

Ekuacioni (3.86) nuk është i kufizuar në lartësi  $h=h_t$  në sipërfaqen e Tokës, kështu që një anomali e lartësisë e përgjithësuar:  $\zeta_g = \zeta_g(h, \lambda, \varphi)$  për lartësitë arbitrare  $h$  mund të përcaktohet si (Barthelmes, 2009), siç edhe mund të shihen në figurën 3.24.

$$W(h, \lambda, \varphi) = U(N - \zeta_g, \varphi) \quad (3.92)$$

### 3.9 Sipërfaqja e kuazi-gjeoidit

Fakti që dendësia topografike nuk njihej me një saktësi adekuate që në vitet 1960 (dhe ky problem vazhdon të mbetet edhe sot) bëri që Molodensky ta deklarojë gjeoidin të pamundur për të përcaktuar në një saktësi të mjaftueshme dhe për të futur një sasi alternative të njohur si kuazi-gjeoid (Molodenskii et al., 1960; Vanicek et al., 2012). Një paraqitje e pasqyrimin të topografisë sipas kuazi-gjeoidit është dhënë në figurën 3.25.

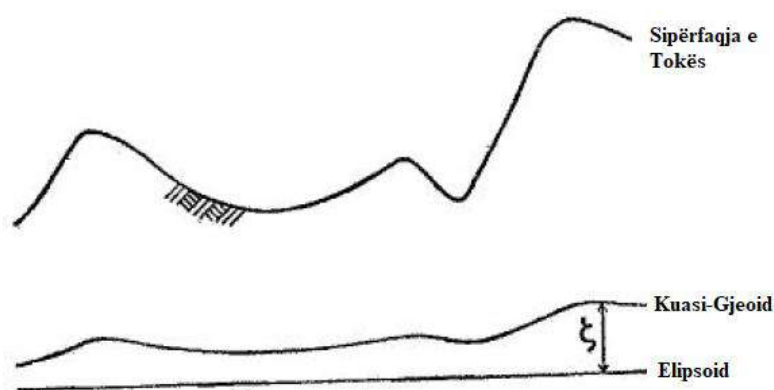


Figura 3.25 Pasqyrimi i topografisë sipas kuazi-gjeoidit (Heiskanen & Moritz, 1967).

### 3.9.1 Teoria Molodensky

Molodensky prezantoi kuazi-gjeoidin si një sipërfaqe referimi në lartësi që mund të përcaktohet nga graviteti i vërejtur pa miratuar asnjë hipotezë në lidhje me densitetin topografik. Ky koncept është përdorur gjerësisht në aplikimet gjeodezike sepse ndryshimet midis gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit janë kryesisht deri në disa centimetra, përveç rajoneve malore (Tenzer & Foroughi, 2018).

Zgjatja e lartësive normale poshtë nga sipërfaqja e Tokës jep kuazi-gjeoidin, siç edhe mund të shihen në figurën 3.26.

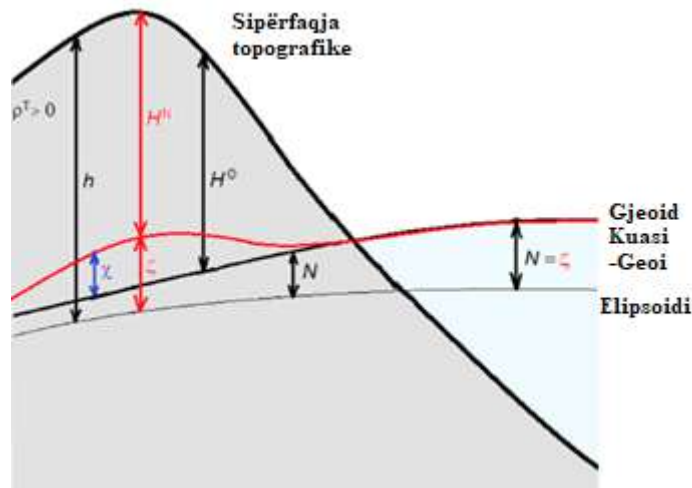


Figura 3.26 Paraqitja e kuazi-gjeoidit, gjeoidin dhe elipsoidin (Tenzer & Foroughi, 2018)

Sipas teorisë Bruns lartësia e gjeoidit  $N$  është definuar (ekuacioni 3.58). Kurse Molodensky e definoi lartësinë e kuazi-gjeoidit si në vazhdim:

$$\zeta = \frac{T_t}{\gamma_Q} \quad (3.93)$$

ku:

$T_t$  është potenciali shqetësues në sipërfaqen topografike dhe  $\gamma_Q$  është graviteti normal në telluroid.

Telluroidi është sipërfaqja ku potenciali normal  $U$  në çdo moment  $Q$  është e barabartë me potencial aktual  $W$  në pikën korresponduese  $P$ , kështu që  $U_Q = W_P$ , pikat përkatëse  $P$  dhe  $Q$  janë të vendosura në të njëjtin elipsoid normal.

Përcaktimi i sipërfaqes së Tokës nga anomalitë e gravitetit mbi të janë një problem derivativ i zhdrejtë i quajtur problemi i Molodensky-t.

Reduktimi i gravitetit dhe masat që zhvendosen në gjeoide do të ndikojnë ose ndryshojnë vetë gjeoidin, i cili quhet efekt indirekt. Kështu që gjeoidi që llogaritet nga

integrali i Stokes është me pak ndryshim nga vetë gjeoidi, por do të marrim një sipërfaqe, e cila quhet bashkë-gjeoide (Kahar, 2004).

Për të zgjidhur problemin e zvogëlimit të gravitetit, Molodensky propozoi një qasje që valëzimi i gjeoidit përcaktohet duke përdorur të dhëna të anomalive të gravitetit në sipërfaqen e Tokës.

### **3.9.2 Teknika remove-restore (heqjes-rivendosjes) në përcaktimin e gjeoidit**

Modelet e gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit janë dhënë në formën e rrjetit të valëzimit. Llogaritja e valëzimit është bërë duke përdorur gravitetin dhe të dhënat e terrenit, si dhe një shkallë të lartë globale në modelin harmonik sferik sipas procedurës apo teknikës remove-restore.

Teknika e heqjes-rivendosjes ka gjetur aplikim në atë moment kur modelet globale gjeopotenciale sigurojnë pjesë me valë të gjatë të fushës së gravitetit dhe të dhënat e gravitetit të dendur në shumë rajone, si dhe modelet e lartësisë dixhitale me rezolucion të lartë (Torge, 2001).

Aplikimi i teknikës së heqjes-rivendosjes përfshin këto etapa (Forsberg&Tscherning, 1981; DENKER et al. 1986),:

Reduktimi i anomalive të gravitetit  $\Delta g$  nga pjesa anomali e modelit global  $\Delta g_M$ ,

Zbutja e anomalive nga një lloj zvogëlimi i terrenit  $\Delta g_T$ ,

Gridi i anomalive të gravitetit të mbetur:

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_M - \Delta g_T \quad (3.94)$$

Zbatimi i formulës së Stokes (3.69) në anomalitë e gravitetit të mbetur, duke rezultuar në lartësitë e mbetura gjeoide  $N_{res}$ .

Rivendosja e efekteve të modelit global dhe terrenit në lartësitë e mbetura gjeoide:

$$N = N_{res} + N_M + N_T \quad (3.95)$$

Teknika e heqjes-rivendosjes gjithashtu mund të aplikohet në devijimet e vertikalitetit ose të ndonjë sasive tjetër të fushës së gravitetit. Është përdorur me sukses edhe me kolokimin më pak të shesheve por për modelimin e gjeoidit në shkallë të gjerë, formulat integrale së bashku me FFT (Transformimi i shpejtë i Furierit) është e vetmja teknikë e zbatueshme deri më tani.

Kuazi-gjeoidi gjithashtu mund të përcaktohet me teknikën e heqjes-rivendosjes, e cila shkon përsëri në metodën e dwc (mbledhja e ujit të thellë) analitik të anomalisë së gravitetit në nivelin e detit (Bjerhammar, 1962 & 1963). Dallimi kryesor në përcaktimin gjeoid është që formula e Stokes zëvendësohet me formulën e zgjatur të Stokes S ( $r_p$ ,  $\psi$ ) (Heiskanen & Moritz, 1967). Formula që rezulton për anomalinë e lartësisë ( $\zeta$ ) bëhet:

$$\begin{aligned} \zeta^{L,M} = & \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(r_p, \psi) [\Delta g^M + \delta\Delta g_{dir}^T + \delta\Delta g_{dir}^a \\ & + \delta\Delta g^{dwc} + \delta\Delta g_{dir}^e] d\sigma \\ & + c \sum_{n=0}^M \left(\frac{2}{n-1}\right) \left(\frac{R}{r_p}\right)^{n+2} \Delta g_n^{EGM} + \delta\zeta_{dir}^{T,M} \\ & + \delta\zeta_l^T + \delta\zeta_l^a + \delta\zeta_l^e \end{aligned} \quad (3.96)$$

ku:

S, L ( $r_p$ ,  $\psi$ ) është formula e zgjatur, e modifikuar e Stokes (Sjöberg, 2013).

Lartësia e gjeoidit është e ndarë në tre (3) komponentë (Ameti, 2006).

$$N = \delta N^{GM} + \delta N^{Stokes} + \delta N^{DTM} \quad (3.97)$$

Por para aplikimit të Stokes, anomalia e gravitetit duhet të reduktohet për arsye të modelit gjeopotencial, si dhe të efektit topografik.

$$\Delta g = \Delta g^{GM} + \Delta g^{Stokes} + \Delta g^{DTM} \quad (3.98)$$

Teknika e heqjes-rivendosjes për përcaktimin e gjeoidit mund të formulohet si më poshtë:

$$N = \delta N^{GM} + \delta N^{RES} + \delta N^{DTM} \quad (3.99)$$

ku:

N valëzimin total të gjeoidit,

$\delta N^{GM}$  kontributi i modelit gjeopotencial global,

$\delta N^{RES}$  kontributi i fushës së mbetur,

$\delta N^{TOP}$  kontributi i efektit topografik.

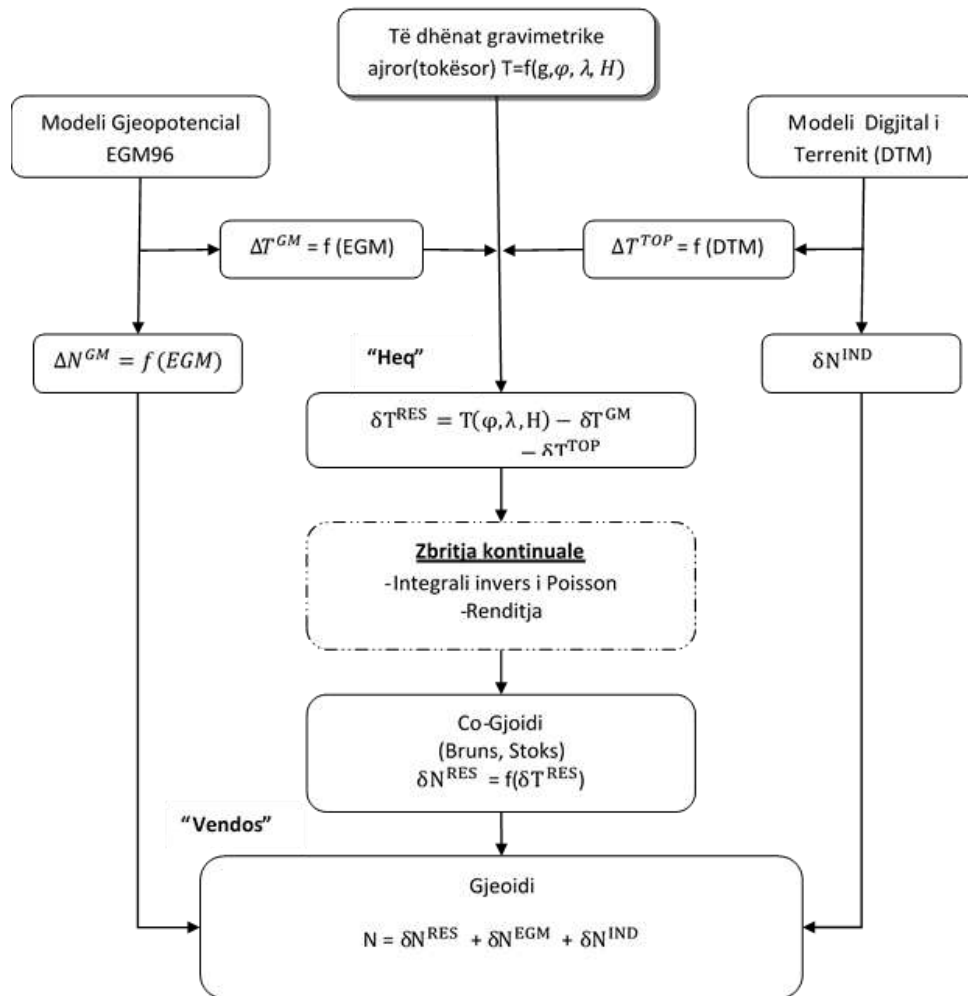


Figura 3.27 Skema e heqjes-rivendosjes për llogaritjen e gjeoidit (Ameti, 2006)

Kontribut të madh në valëzimin e gjeoidit jep pjesa gjeopotenciale  $\delta N^{EGM}$ , e cila përaftron gjeoidin në shumicën e zonave të botës me një saktësi prej  $\approx \pm 1\text{m}$  në gjatësi vale deri në 100km (Ameti, 2006). Një paraqitje e saj edhe mund të shihet në figurën 3.27.

Principi i heqjes-rivendosjes ka vetëm dy kërkesa (Hofman-Wellenhop & Moritz, 2005):

1. Potencialet ndihmës të heqjes duhet të jenë harmonike, të paracaktuar dhe të përdoren në mënyrë të qëndrueshme matematike: ajo që hiqet në hyrje duhet të rivendoset në dalje.
2. Në rastin e zakonshëm të linearitetit, dy ose më shumë potenciale ndihmëse të ndryshme mund të përdoren (hiqen-rivendosen) njëkohësisht.

### **3.9.3 Sipërfaqja referencë e lartësisë së elementeve të përcaktuara dixhitale (DFHRS)**

Metoda e elementit të përcaktuar është përdorur për modelimin e një sipërfaqeje të referimit të lartësisë (HRS) në sipërfaqen e referencës së lartësisë së elementeve të përcaktuar dixhitale (DFHRS).

Projekti hulumtues i DFHRS në IAF i Hochschule Karlsruhe - Universiteti i Shkencave të Aplikuara synon të implementojë një modelim parametrik dhe llogaritjen e sipërfaqeve të referencës së lartësisë për përbërësit gjeometrikë dhe fizikë të vëzhgimit, në një qasje rregulluese hibride (DFHRS). Qasja në modelin parametrik HRS mundësohet nga bazat e të dhënave DFHRS (DFHRS-DB), të cilat lejojnë shndërrimin e drejtpërdrejtë të lartësive GNSS (h) në lartësi fizike (H). Bazat e të dhënave DFHRS përdoren për matjet në lartësi. Teknika e marrjes së të dhënave në kohë reale GNSS në rrjetet DGNSS (SAPOS, AXIONET etj.) dhe në Sistemet e Informacionit Gjeografik (GIS). DFHRS-DB janë llogaritur për shtete të ndryshme po ashtu edhe në Gjermani, si dhe për shumë kombe dhe rajone në Evropë, Afrikë dhe SHBA. Saktësia e rezultateve të marra ndryshon nga 0.01-0.1 metër (Jäger et al., 2006).

Shndërrimi i drejtpërdrejtë i lartësisë elipsoidale GNSS, lartësisë h (të përcaktuar në topografinë tokësore), e përcaktuar në sipërfaqen e Tokës, në fushën fizike të gravitetit të Tokës e bazuar në lartësinë fizike H (niveli i detit), është e nevojshme për matjet e lartësisë së bazuar në GNSS në shërbimet moderne të pozicionimit të GNSS (Ghilani & Wolf, 2008). Lidhja themelore midis lartësisë h e bazuar në GNSS dhe lartësia standarde (lartësia ortometrike H) është paraqitur në figurën 3.28.

Sipas shndërrimit të drejtpërdrejtë kemi:

$$H=h-N \quad (3.100)$$

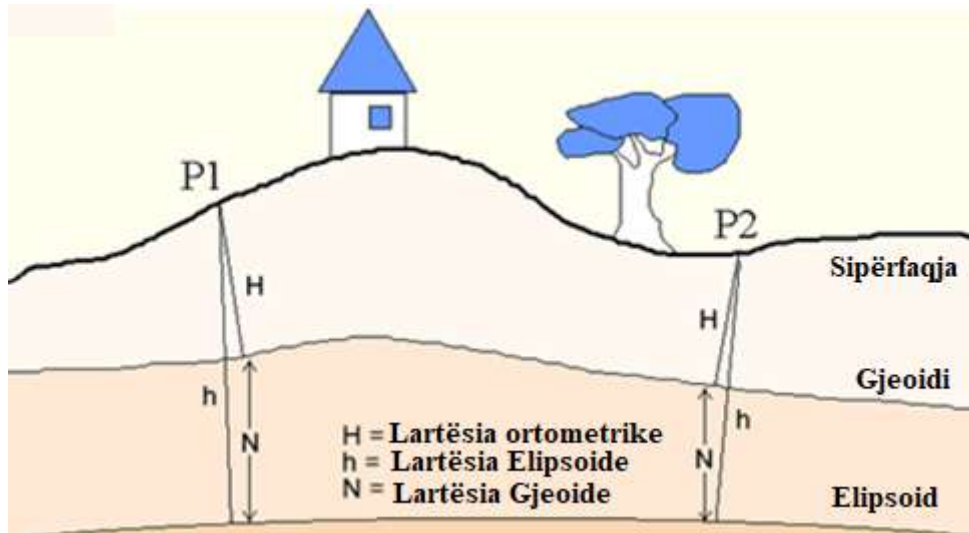


Figura 3.28 Lidhja midis lartësisë ortometrike H, lartësisë elipsoide h valëzimit të gjeoidit N (dfhbf).

Në DFHRS, N përfaqësohet nga metoda e elementeve të përcaktuar (FEM) me parametra polinomial p. Këto përshkruajnë një element të përcaktuar HRS të quajtur  $N_{FEM}(p | \lambda, \varphi, h)$ . Nëse një ndryshim në shkallë  $\Delta m$  konsiderohet për sistemet e vjetra të lartësisë, atëherë HRS përfaqësohet nga  $N_{FEM}(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h)$  (Jäger & Schneid, 2002). Ekuacioni (3.100) mund të shkruhet si:

$$H = h - N = h - DFHRS(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h) \quad (3.101)$$

ose

$$H = h - (N_{FEM}(p | \lambda, \varphi) + \Delta m * h) \quad (3.102)$$

Përfaqësimi i elementeve të përcaktuar  $N_{FEM}(p | x, y)$  kryhet nga polinomet dypalëshe të shkallës n, të cilët janë vendosur në rrjeta të rregullta ose të çrregullta (Jäger & Kälber, 2000). Parimi i DFHRS është të ndajë një zonë ose rajon të një HRS të vazhdueshëm në një numër copëzash, me secilën copëz të ndarë më tej në një numër rrjetash siç tregohet në figurën 3.29, ku secila copëz ka një datum dhe parametrat e transformimit të shoqëruar (d) dhe secili rrjet ka parametra HRS (p) (Younis, 2013).



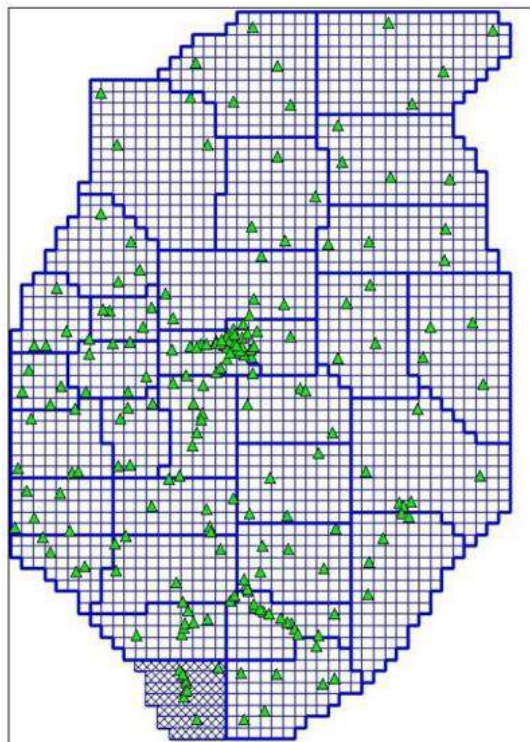


Figura 3.29 Dizajni i llogaritjes së DFHRS\_DB: FEM-Meshes (linja të hollë blu), pjesë (linja të trasha blu) dhe pika montimi (B, L, h | H) (trekëndëshat e gjelbër) (www.dfhbf.de/)

Vëzhgime të lartësisë elipsoidale  $h$ . Paraqitet matrica e kovariancës:

$$h + v = H + h\Delta m + f(x, y)^T p$$

ku

$$Ch = \text{diag}(\sigma^2 h_i).$$
(3.103)

si dhe parametrat e ruajtur në DFHRS-DB janë ( $p$ ,  $\Delta m$ ) dhe të lidhura me koordinatat e parashikuara ( $x, y$ ). Përfaqësimi polinom i DFHRS është shkruar në drejtim të matricës së projektimit  $f$  dhe vektorit të parametrevë  $p$ .

$$N_{FEM}(p|x, y) = f(x, y)^T p$$
(3.104)

Vëzhgimet e lartësisë gjeoidale.

Me matricë të vërtetë të kovariancës CNG ose vlerësuar nga një funksion sintetik i kovariancës paraqitet formula si në vazhdim:

$$NG(\lambda, \varphi)^j + v = f(x, y)^T \cdot p + \partial NG(d^j)$$
(3.105)

Kurse defektet nga vertikalja ( $\eta, \xi$ ) të vëzhguar me një aparat fotografik zenit ose që rrjedhin nga një model potencial graviteti janë:

$$\begin{aligned} \xi_j + v &= \frac{-f_{\phi}^T}{M(\lambda) + h} \cdot p + \partial\xi(dj_{\xi,\eta}) \\ \eta_j + v &= \frac{-f_L^T}{(N(\lambda) + h) \cdot \cos(\lambda)} \cdot p + \partial\eta(dj_{\xi,\eta}) \end{aligned} \quad (3.106)$$

ku:

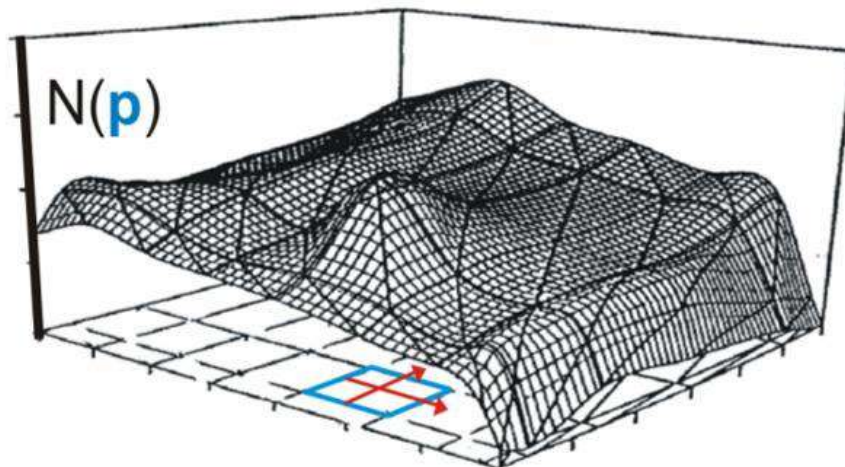
$\partial\xi(d)$  dhe  $\partial\eta(d)$  - janë datume të parametrizuara të shformimeve të vertikales, ku  $f$  është derivat i pjesshëm i  $f(x,y)$  në lidhje me gjerësinë, kurse  $f_L$  është derivat i pjesshëm i  $f(x,y)$  në lidhje me gjatësinë.

Ekuacionin e vëzhgimit për lartësitë fizike  $H$  (ortometrike ose normale) e llogarisim:

$$\begin{aligned} CH &= \text{diag}(\sigma^2 H_i). \\ H + v &= H \end{aligned} \quad (3.107)$$

Kushtet e vazhdimësisë midis rrjeteve fqinje të ndryshme konsiderohen si ekuacione shtesë të vëzhgimit, siç edhe mund të shihen në figurën 3.30.

$$C + v = C(p) \quad (3.108)$$



**Figura 3.30** Polinomet HRS  $N(p)$  në rrjete të vetme (shiko gjithashtu Figura 3.29) dhe si pjesë e një HRS të vazhdueshëm në një zonë arbitrare të madhe ([www.dfhb.de/](http://www.dfhb.de/))

## **4 Modelet globale gjeopotenciale**

### **4.1 Modelet globale gjeopotenciale**

Metodat e ndryshme të matjes dhe teknikat e zgjidhjes janë zhvilluar për të marrë njohuritë e fushës së gravitetit të Tokës.

Modeli global ndryshon nga të tjerët për shkak të karakteristikave të tij siç është shkalla e burimit të të dhënave dhe metoda e analizës. Prandaj, është e mundur që modelet e mundshme globale të ndahen në klasa të ndryshme.

Modelet me bazë satelitore merren duke përcaktuar fushën e gravitetit duke ndjekur orbitat e satelitëve artificialë. Modelet e kombinuara merren me përzgjedhjen e satelitit, të dhënat altimetrike dhe të dhënat nga gravitetit tokësor.

Si rezultat i mungesës së rrjetit gravimetrik absolut dhe relativ të një vendi, shpeshherë përdoren modelet globale gjeopotenciale, të cilët përfshijnë të dhëna për të gjitha sipërfaqet e Botës. Duke marrë për bazë që modelet globale janë zhvilluar në masë të madhe dhe janë gjithnjë e më të sakta, kanë gjetur përdorim të gjerë në zgjidhjen dhe përcaktimin e gjeoidit të një vendi.

Modelet moderne mund të sigurojnë lartësitë gjeoide të çdo pike në sipërfaqen e Tokës me një saktësi që ndryshon nga 30cm deri në disa metra (Rapp, 1997; Yong-qi & Zhan-ji, 2001). Përveç përdorimit të gjerë të GPS-ve për qëllime gjeodezike, gjithashtu është rritur interesi i përcaktimit të saktë të gjeoidit lokal/rajonal me qëllim të zëvendësimit të matjeve të nivelimit nga marrësit GPS.

Në Botë janë të njohura shumë modele globale gjeopotenciale, ndërsa ne do të paraqesim një përshkrim të shkurtër të disa prej modeleve më të njohura, natyrisht të cilët edhe do të jenë pjesë e llogaritjeve të kësaj teze: EGM84, EGM96; EGG97; EGM08; EIGEN 0x etj.

#### **4.1.1 Modeli i Gravitetit të Tokës 1984 (EGM84)**

Gjeoidi EGM84 është një datum vertikale dhe i përcaktuar për herë të parë në vitin 1987. EGM84 bazohet në një zgjerim sferik harmonik të potencialit shqetësues në shkallë dhe rend 180 të aplikuar në elipsoidin WGS84. Gjeoidi EGM84 është një bazë e të dhënave vertikale për gjeodezinë. Është përcaktuar me informacione nga Agjencia Kombëtare e Inteligjencës Gjeohapësinore e SHBA (NGA). Ky model gravitacioni është i plotë në shkallën harmonike sferike dhe rendin 180 ([georepository.com/datum\\_5203/EGM84-geoid.html](http://georepository.com/datum_5203/EGM84-geoid.html)).

Të dhënat e EGM84 sot kanë rëndësi historike, pa përdorim praktik. Dallimet midis lartësive gjeoide të EGM84 me dy modele më të reja EGM96 dhe EGM08 janë tre deri në dhjetë herë më të larta se ndryshimet midis EGM96 dhe EGM08.

## 4.1.2 Modeli i gravitetit të Tokës 1996 (EGM96)

Modeli i gravitetit të Tokës EGM96 (kodi 5773) është një model gjeopotencial i përbërë nga koeficientet harmonikë sferikë të plotë në shkallë të rendit 360. Kjo është një zgjidhje e përbërë nga një zgjidhje kombinim për shkallën dhe rendit 70, një zgjidhje bllok diagonale prej 71 deri 359 shkallësh dhe zgjidhja kuadraturë në shkallën 360. Përcaktimi i modelit EGM96 është si rezultat i bashkëpunimit ndërmjet: Agjencisë Kombëtare të Imazheve dhe Hartave (NIMA) në SHBA, sot Agjencia Kombëtare Gjeohapësinore (NGA), Agjencia Kombëtare për Administrimin e Komunikacionit Ajror dhe të Hapësirës (NASA) në SHBA, Qendra e Fluturimit Hapësinor Goddard (GSFC) dhe Universiteti i Shtetit të Ohio (OSU) ([https://en.wikipedia.org/wiki/Earth\\_Gravitational\\_Model](https://en.wikipedia.org/wiki/Earth_Gravitational_Model)), parqitja grafike e modelit EGM96 është bërë në figurën 4.1.

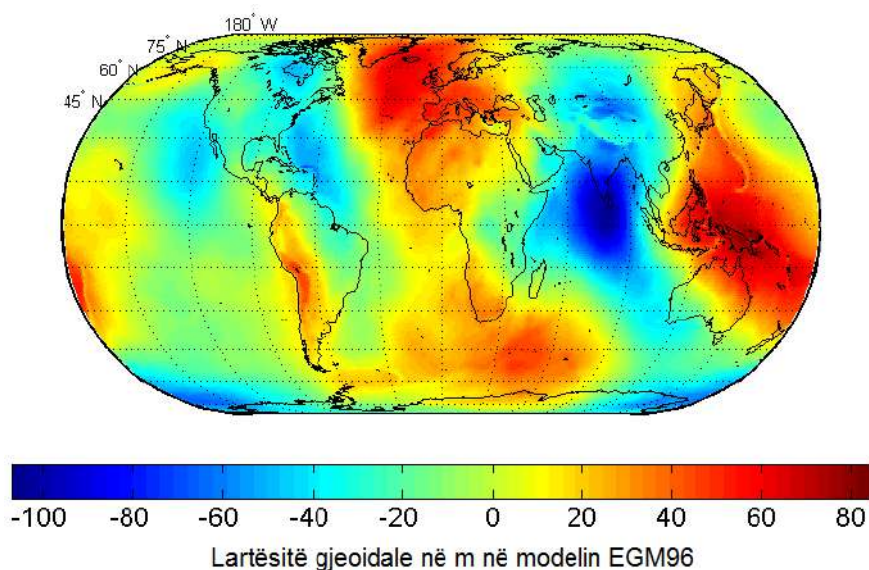
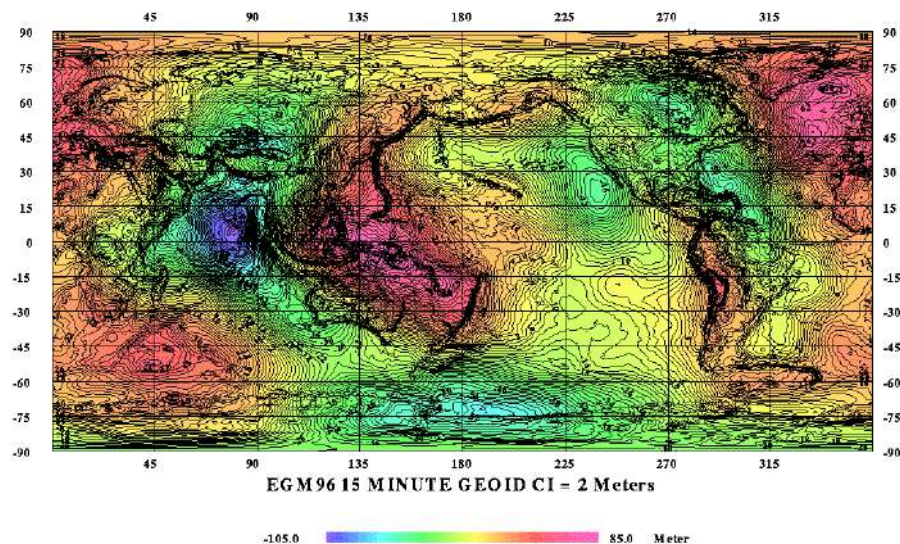


Figura 4.1 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96. (<http://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>)

Saktësia e gjeoidit në modelin EGM96 është më e mirë se një metër në përjashtim të sipërfaqeve të zbrazëta të dendura dhe sipërfaqeve të sakta me të dhëna të gravitetit. Modeli EGM96 është llogaritur si një rrjet me ndarje 15' x 15' dhe një rrjet tjetër me ndarje 30' x 30' (Smith & Milbert, 1999) siç edhe mund të vërehet në figurën 4.2.





**Figura 4.2 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96 sipas ndarjes 15’ (<https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/>).**

Projekti i përbashkët mori avantazhin e të dhënave të reja të gravitetit nga rajone të ndryshme të globit. Këto projekte kanë përmirësuar grumbullimin e të dhënave mbi shumë sipërfaqe tokësore të Botës duke përfshirë Afrikën, Kanadanë, pjesë të Amerikës së Jugut dhe Afrikës, Azisë Juglindore, Evropën Lindore dhe ish-Bashkimin Sovjetik. Përveç kësaj, ka pasur përpjekje të mëdha për të përmirësuar anomalitë ekzistuese bazë të të dhënave përmes kontributeve mbi vende të ndryshme në Azi.

Ky model i ri gjeopotencial do të përdoret si një referencë gjeodezike për të rinovuar WGS84. Përveç kësaj, do të shërbejë si modeli i artit për orbitën e saktë, oqeanografike dhe studimet gjeofizike, siç edhe mund të shihet në figurën 4.3 paraqitja vizuale e tij.

Sipas ICGEM, modeli EGM96 është llogaritur për tërë globin, por ajo pjesë që na nevojitet neve për në punimin tonë është territori i Evropës, ku për llogaritje janë përdorur 1047 pika dhe ka shfaqur një gabim 0.493m (<http://icgem.gfz-potsdam.de>).

**Tabela 4.1 Llogaritja e modelit EGM96 për territore të ndryshme të Tokës(<http://icgem.gfz-potsdam.de>)**

Model	Nmax	Australia (201 pika)	Brazil (1112 pika)	Canada (2691 pika)	Europe (1047 pika)	Japan (816 pika)	USA (6169 pika)	Te gjitha (12036 pika)
<b>EGM96</b>	360	0.298m	0.73m	0.353m	0.493m	0.364m	0.379m	0.4267m

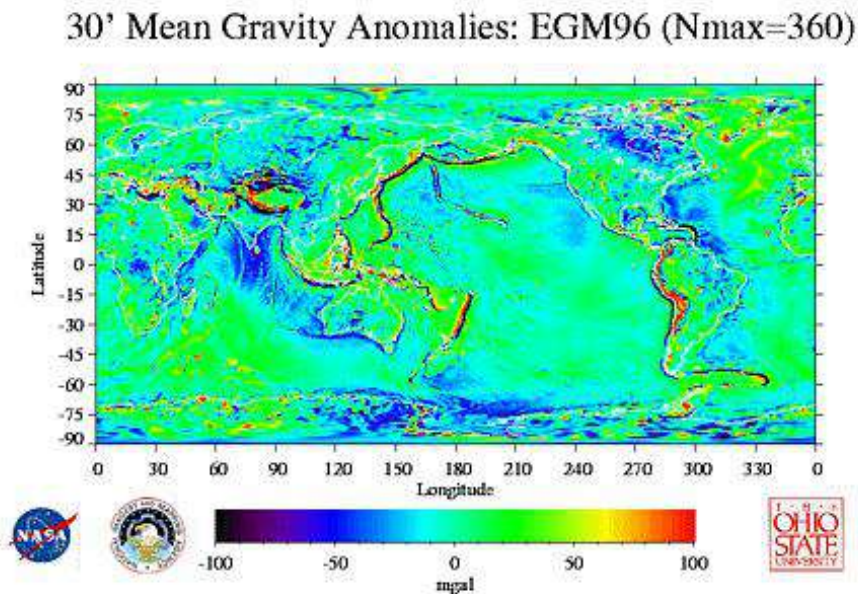
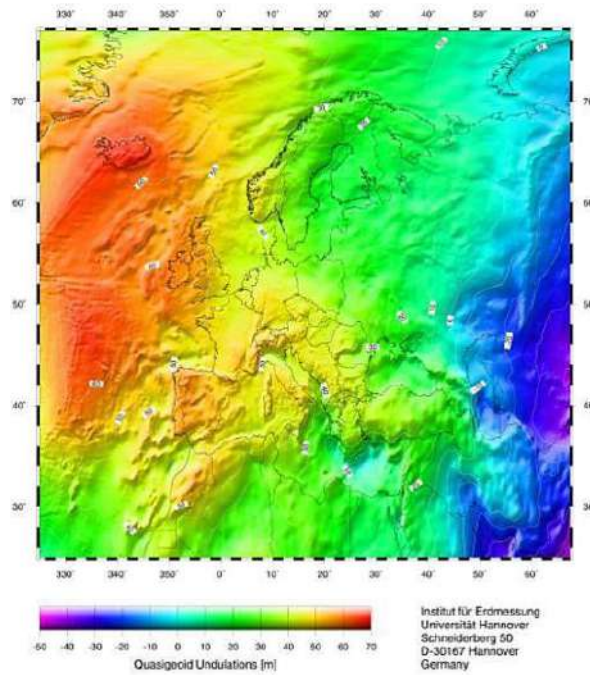


Figura 4.3 Modeli gravimetrik i Tokës EGM96 sipas ndarjes 30' (<https://cddis.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>).

### 4.1.3 Kuazi-gjeoidi i gravitetit evropian EGG97

Nga viti 1990 deri në vitin 2003, Instituti për Gjeodezi (Institut für Erdmessung-IFE) në Universitetin e Hanoverit kanë punuar si qendër për llogaritjet gravimetrike (kuazi) gjeoidi për Evropën dhe sipërfaqet detare që ka vepruar si qendër e Shoqatës Ndërkombëtare të Gjeodezisë (IAG). Zgjidhje të përkohshme janë hartuar për afërsisht çdo vit (Torge & Denker, 1991; Denker & Torge, 1993; Denker et al., 1995; Denker & Torge, 1998; Roland & Denker, 2005). Sidoqoftë, vetëm modeli i gjeoidit dhe kuazigjeoidit EGG97 (European Gravimetric Geoid, 1997; Denker & Torge, 1998) iu kaluan përdoruesve të jashtëm. Për fushën e gravitetit me gjatësi vale të gjatë, u përdor modeli gjeopotencial EGM96 i plotë për shkallën dhe rendin 360.

Modeli i gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit EGG97 është i bazuar në rezolucionin e lartë të gravitetit dhe të gjitha të dhënat e terrenit me rezolucion të lartë të disponueshëm në vitin 1997, si dhe modelin global gjeopotencial të Tokës EGM96 nga NASA/NIMA (360) siç edhe mund të shihet në figurën 4.4.



**Figura 4.4 Modeli i evropian gravimetrik i kuazigjeoidit EGG97.**  
(<http://www.igik.edu.pl/pl/geodezja-i-geodynamika-modele-geoidy1>).

Ky model ofron 3 milionë të dhëna të gravitetit dhe 700 milionë të dhëna të terrenit për Evropën (Denker & Torge, 1998). Zgjidhja e të dhënave të gravitetit ishte më e mirë se 10km për të gjithë zonën e tokës evropiane dhe zgjidhja e modeleve të terrenit ndryshonte nga rreth 30m në disa km. Të dhënat altimetrike përfshinë zonat e detit. Modeli EGG97 është llogaritur si një rrjet me ndarje: 1.0°x1.5° si dhe 1.0°x1.5° dhe mbulon intervalin 25°N deri 77°N dhe 35°W deri 67.4°E.

Modelet e gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit janë dhënë në formën e rrjetit të valëzimeve. Llogaritja e valëzimit është bërë duke përdorur gravitetin dhe të dhënat e terrenit, si dhe një shkallë të lartë globale në modelin harmonik sferik sipas procedurës apo teknikës së heqjes-rivendosjes (remove-restore).

Qëllimi kryesor i EGGP (European Gravity and Geoid Project) është të llogarisë një model të përmirësuar të gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit Evropian bazuar në grupe të reja dhe të përmirësuar të të dhënave që janë bërë të disponueshme që nga llogaritja e fundit në vitin 1997 (EGG97). Përmirësimet përfshijnë modele më të mira gjeopotenciale globale nga misionet CHAMP dhe GRACE, modele më të mira të lartësisë dixhitale (DEM).

Ky kontribut përshkruan progresin e bërë gjatë një periudhe katërvjeçare, nga viti 2003 deri në vitin 2007, përfshirë zhvillimin e një modeli të ri të gjeoidit dhe kuazi-gjeoidit EGG97 për të gjithë Evropën. Së pari, përshkruhet statusi i grupeve të të dhënave të gravitetit dhe të terrenit, si dhe zhvillimi i modelit EGG97 me metodën e kombinimit spektral. Pastaj, EGG07 dhe modelet e tjera vlerësohen nga GPS të pavarur dhe të dhëna të nivelimit, duke treguar që përdorimi i modeleve gjeopotenciale GRACE, si dhe të dhënat e përmirësuar të gravitetit dhe terrenit çojnë në përmirësime të konsiderueshme në krahasim me EGG97 (Sideris, 2007).



#### 4.1.4 Modeli i gravitetit të Tokës 2008 (EGM08)

Modeli zyrtar i gravitetit tokësor EGM2008 është lëshuar publikisht nga Ekipi Kombëtarë i Zhvillimit të EGM-së Gjeohapësinore të Inteligjencës (NGA) të SHBA-ve. Modeli EGM2008 është një model harmonik sferik i potencialit gravitacional të Tokës. Ky model gravitacioni është i plotë në shkallën harmonike sferike dhe rendin 2159, dhe përmban koeficientë shtesë që shtrihen në shkallën 2190 dhe rendin 2159. Me këtë, misioni satelitor GRACE siguroi një model me rezolucion shumë të lartë të gravitetit global. Mbi zonat e mbuluara me të dhëna të gravitetit të një cilësie të lartë, mospërputhjet midis valëzimit të gjeoidit EGM2008 dhe vlerave të pavarura të GPS/nivelimit janë në rendin prej  $\pm 5\text{cm}$  deri në  $\pm 10\text{cm}$ . Devijimet vertikale të EGM2008 mbi SHBA-të dhe Australinë janë brenda  $\pm 1.1$  deri  $\pm 1.3$  hark-sekonda të vlerave të pavarura astrogeodetike ([earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008](https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008)), siç edhe mund të shihet në figurën 4.5.

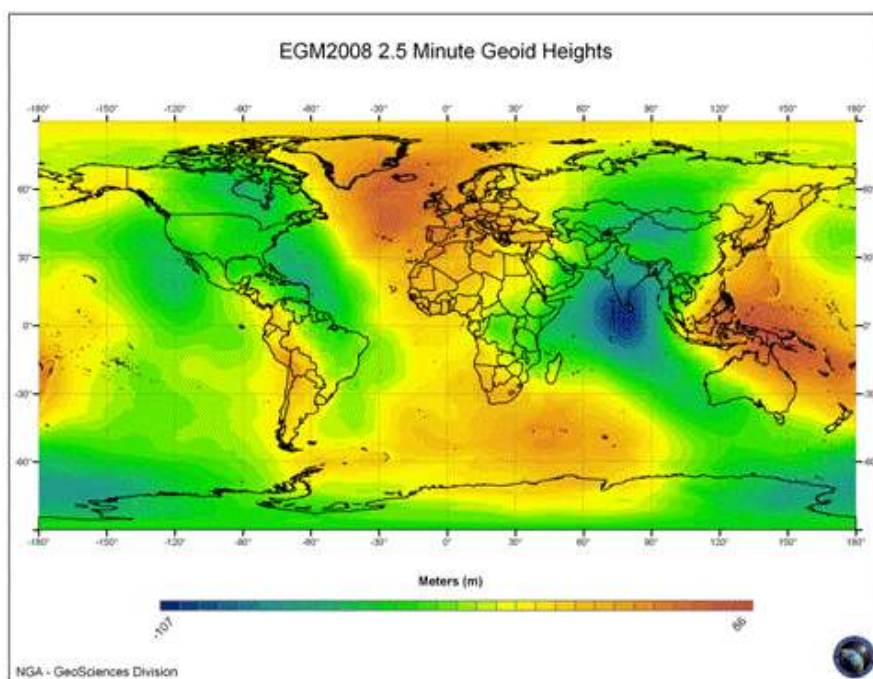


Figura 4.5 EGM2008 me rezolucion 2.5 minuta (EGM2008-NGA [https://earth-info.nga.mil/GandG///wgs84/gravitymod/egm2008/egm08\\_wgs84.html](https://earth-info.nga.mil/GandG///wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html)).

EGM2008 përformon në mënyrë të barabartë me modelet e tjera gravitacionale me bazë të GRACE në llogaritjet e orbitës. Ky model gravitacional është i kompletuar në shkallën harmonike sferike, ku siguron një raster prej 2.5'x 2.5' dhe një saktësi që i afrohet 10cm. Mbi EGM96, EGM2008 paraqet përmirësim me një faktor prej gjashtë në rezolucion dhe nga faktor nga tre në gjashtë në saktësi, në varësi të sasisë gravitacionale dhe zonës gjeografike. (Pavliset al., 2012), siç edhe mund të vërehet në figurën 4.6.



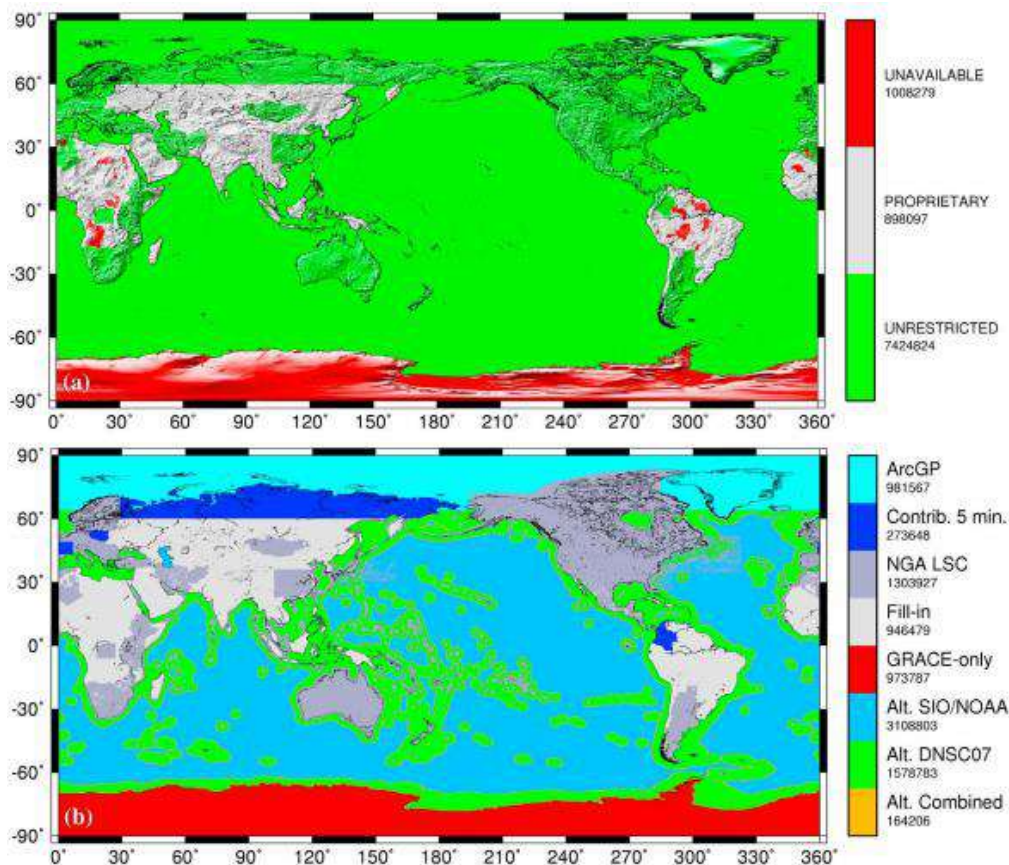


Figura 4.6 Paraqitja gjeografike e disa prej karakteristikave të zonës 5 harkut-minutë nënkupton anomali të e gravitetit në skedarin e shkrirë të përdorur për zhvillimin e modelit EGM2008: (a) Disponueshmëria e të dhënave. (b) Identifikimi i burimit të të dhënave. (<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011JB008916>).

Sipas ICGEM, modeli EGM2008 është llogaritur për tërë globin, por si pjesë që na nevojitet neve në punimin tonë është territori i Evropës, ku për llogaritje janë përdorur 1047 pika dhe ka shfaqur një gabim 0.125m (<http://icgem.gfz-potsdam.de/>).

Tabela 4.2 Llogaritja e modelit EGM2008 për territore të ndryshme të Tokës (<http://icgem.gfz-potsdam.de>)

Model	Nmax	Australia (201 pika)	Brazili (1112 pika)	Canada (2691 pika)	Europa (1047 pika)	Japan (816 pika)	USA (6169 pika)	Të gjitha (12036 pika)
EGM2008	2,190	0.217m	0.46m	0.128m	0.125m	0.083m	0.248m	0.239m

#### **4.1.5 Modeli i gravitetit evropian i Tokës 6c4 (EIGEN 6c4)**

Sipas EIGEN, EIGEN-6c4 është një model statik global i gravitetit të kombinuar global deri në shkallën dhe rendin 2190. EIGEN6c4 është përpunuar bashkërisht nga GFZ Potsdam (GFZ Qendra Gjermane e Kërkimeve për Gjeoshkencat (Deutsches GeoForschungsZentrum) dhe GRGS Toulouse (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale). Kombinimi i grupeve të ndryshme të të dhënave satelitore dhe sipërfaqesore është bërë nga një kombinim i kufizuar i brezit të ekuacioneve normale (në shkallën maksimale 370), që gjenerohen nga ekuacionet e vëzhgimit për koeficientët harmonikë sferikë. Një përshkrim i shkurtër i teknikave të aplikuara për gjenerimin e një modeli të tillë të kombinuar të fushës së gravitetit është dhënë në (Shako et al. 2014). Zgjidhja e rezultuar për shkallën/rendin 370 është zgjeruar në shkallën/rendin 2190 nga një zgjidhje diagonale bllok duke përdorur rrjetin e anomalisë së gravitetit global të DTU10.

Modeli i fushës së gravitetit është bërë dhe janë paraqitur krahasimet në mes EGM2008 dhe EIGEN6c4, ku modeli i ri jep përshtatjen më të mirë të orbitës për GOCE (Foerste et al., 2014).

**Tabela 4.3 Krahasimi i Goce dhe Champ sipas modeleve EGM2008 dhe EIGEN6C4**

Gravity Field Model	Max d/o 180 x 180 GOCE	Max d/o 150 x 150 CHAMP
EGM2008 (Pavlis et al. 2012)	2.79	2.68
EIGEN-6C4	1.50	2.50

Sipas ICGEM, modeli EIGEN6c4 është llogaritur për tërë territoret e Tokës, por si pjesë që na nevojitet në punimin tonë është territori i Evropës, ku për llogaritje janë përdorur 1047 pika dhe ka shfaqur një gabim 0.121m (<http://icgem.gfz-potsdam.de>).

**Tabela 4.4 Gabimi i EIGEN6C4 sipas territoreve te caktuara**

Model	Nma x	Australia (201 pika)	Brazil (1112 pika)	Canada (2691 pika)	Europe (1047 pika)	Japan (816 pika)	USA (6169 pika)	Te gjitha (1203 6 pika)
EIGEN -6C4	2,190	0.212 m	0.446 m	0.126 m	0.121 m	0.079 m	0.247 m	0.2361 m

## 5 Shtetet rajonale në aspektin e përcaktimit të modelit të gjeoidit

### 5.1 Vështrim i përgjithshëm

Është e rëndësishme të bëhet paraprakisht një analizë e përgjithshme në aspektin e ndërtimit dhe përcaktimit të modelit të gjeoidit për vendet të cilat e kanë të llogaritur së paku një model të gjeoidit duke përdorur modelet globale gjeopotenciale me qëllim të adoptimit të teknikave të përdorura dhe analizave të kryera në raport me rezultatet e arritura. Në nënkapitujt e mëposhtëm do të paraqesim një pasqyrë të shkurtër të disa shteteve në rajon dhe më gjerë në aspektin e definimit të modelit të gjeoidit për territorin përkatës.

#### 5.1.1 Modeli i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë

Pasi në rastin tonë edhe ne kemi po të njëjtin territor, llogaritjet për këtë territor janë bërë në vitin 2013 me programin DFHBF dhe janë bazuar në përdorimin e vëzhgimeve EGM2008 dhe EGG97, ku sipas William Owusu-Banahene (Jnr.) janë përdorur 109 pika dhe modeli i gjeoidit EGM2008 ka treguar saktësi më të mirë se EGG97, në bazë të pikave të cekura më lartë, saktësia mund të arrihet 1-5cm dhe me gjeoidin EGM2008, paraqitja grafike e këtij modeli mund të shihet në figurën 5.1.

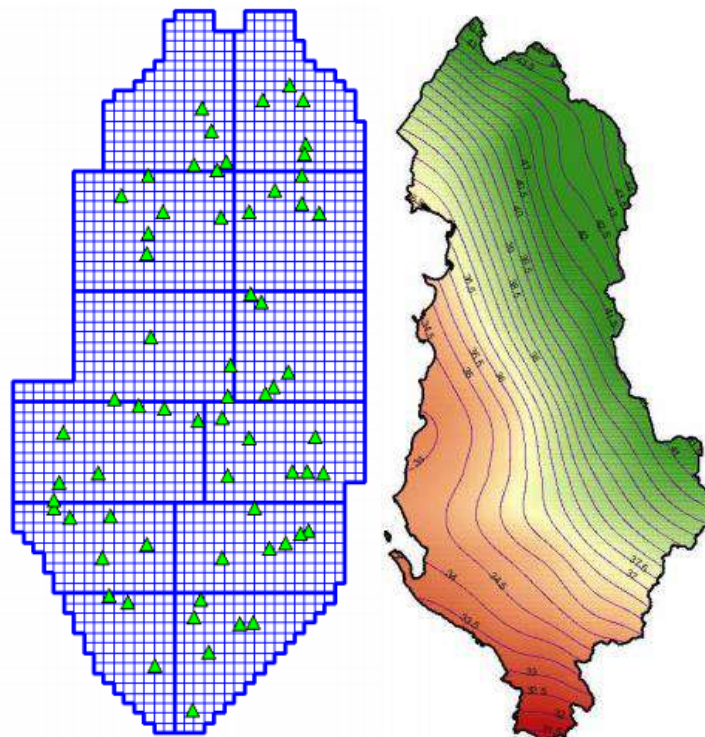


Figura 5.1 Majtas: Dizajni i Patching dhe Meshing për Shqipërinë. Djathtas, vijat e izohipseve të gjeoidit të përputhshëm me RTCM (1-5) cm për Shqipërinë (Owusu-Banahene, 2013).

Gjithashtu edhe në vitin 2015 nga ASIG (Autoriteti Shtetëror për Informacionin Gjeohapësinor) dhe KRGJSH (Korniza Referuese Gjeodezike Shqiptare) është tentuar të bëhet adoptimi lokal i modelit të gjeoidit EGM2008, ku si pika të besuara kanë përdorur 125 pika nga 151 pika të rrjetit të nivelimit, ku ndryshimet në saktësi janë  $\pm 50\text{cm}$  në bazë të llogaritjeve nga një program Albageo03, që mbulon zonën  $39^{\circ}01'$  deri në  $43^{\circ}29'$  të gjerësisë gjeografike dhe  $18^{\circ}01'$  deri në  $21^{\circ}59'$  të gjatësisë gjeografike. Për korrigjim ASIG dhe KRGJSH kanë bërë eliminimin e 8 pikave për të mos pasur gabime më të mëdha se  $\pm 50\text{cm}$ , për të cilat janë ndërtuar edhe harta përkatëse, të cilat mund të shihen në figurat 5.2 dhe 5.3.

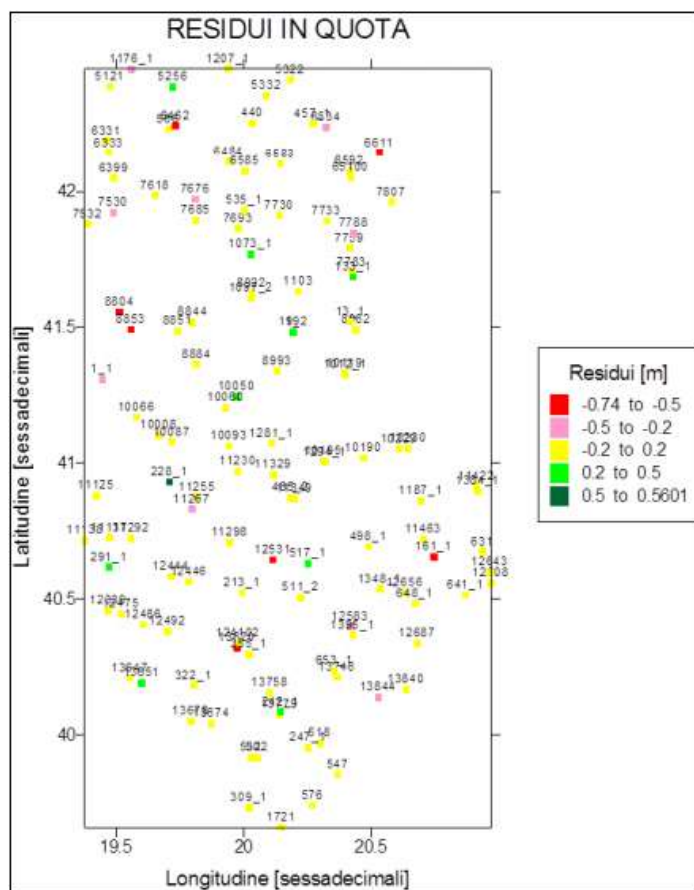


Figura 5.2 Mbetjen në kuotë (Asig& Krgjsh, 2015).



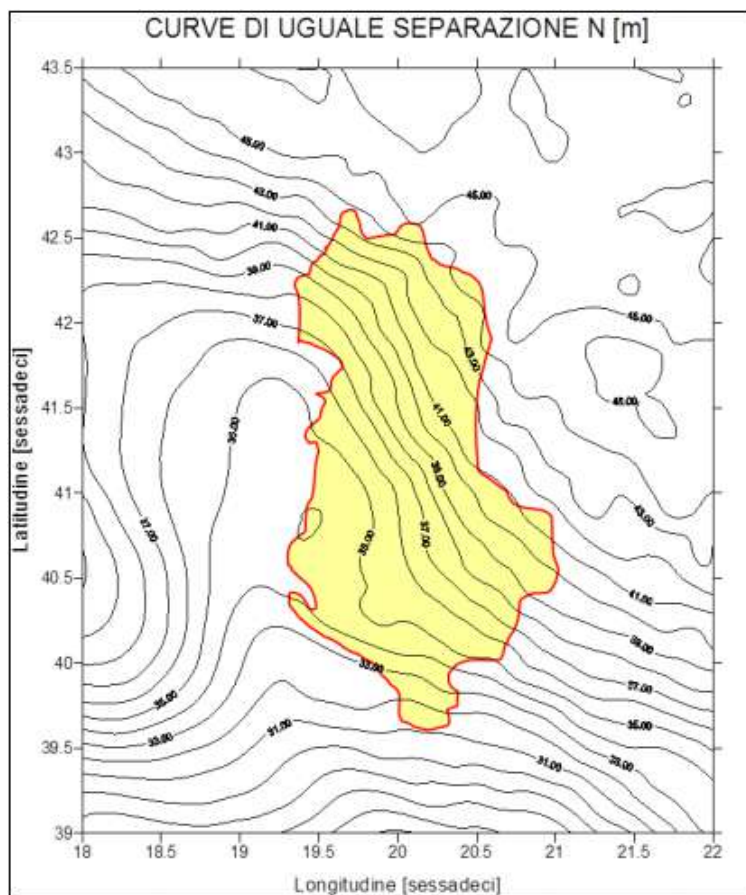
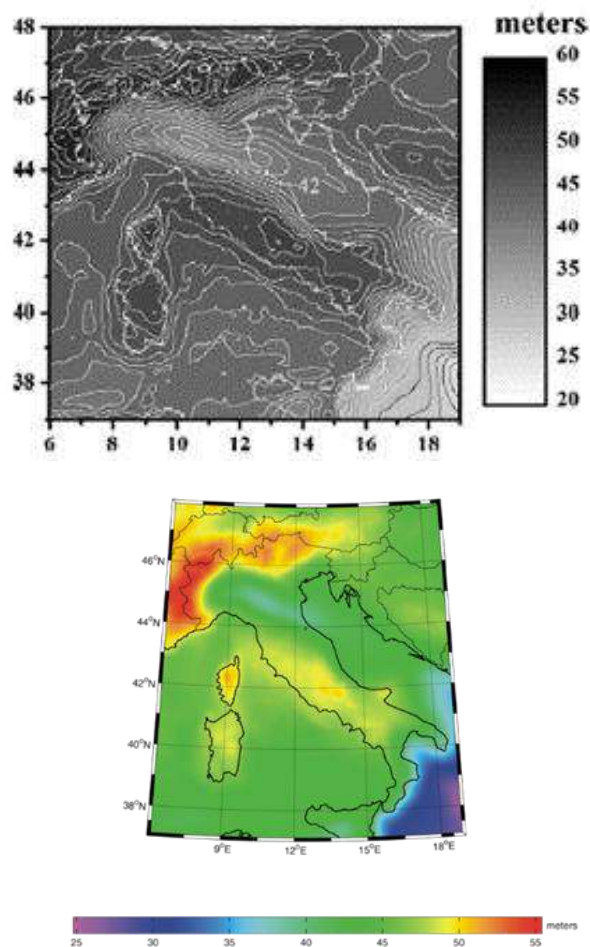


Figura 5.3 Grafiku i ndarjeve në kurben e vlerave të barabarta të lartësive gjeoid elipsoid (Asig & Krgjsh, 2015).

## 5.1.2 Modeli i gjeoidit për territorin e Italisë

Si rast studimi ka marrë 11 pika të rrjetit vertikal Evropian (EUVN), që është bazuar në modelin e fundit gjeopotencial EGM2008 dhe është përdorur teknika e heqjes-rivendosjes me ndarjen e rrjetit  $1.5' \times 1.5'$  që mbulon zonën  $37^\circ$  deri në  $48^\circ$  të gjerësisë gjeografike dhe  $6^\circ$  deri në  $19^\circ$  të gjatësisë gjeografike. Për zhvillim topografik ka përdorur SRTM90m dhe modelin dixhital EGM2008. Gjeoidi i ri ITG2009 me rezolucion të lartë dhe gjeoidi global EGM2008 janë krahasuar me valëzimet gjeoide të matura për 11 pikat. Gjeoidi ITG2009 ka një devijim standard më të vogël (12.5 cm) (Corchete, 2010), në krahasim me gjeoidin global më të fundit (EGM2008) dhe në bazë të punimit është paraqitur si gabimi më i vogël për zgjedhjen e një gjeoidi për territorin e Italisë. Sipas punimit nga (Corchete, 2010) ky model mund të përdoret për qëllime gjeofizike, përveç gjeodezisë dhe matjeve të lartësisë, sepse mund të sigurojë një kufizim për shpërndarjen e dendësisë dhe gjendjen termike të litosferës dhe viskozitetit në mantel, siç mund edhe të shihet në figurën 5.4.



**Figura 5.4 Geoid italian i lëshuar në vitin 2009 (ITG2009) (Corchete, 2010).**

### **5.1.3 Modeli i gjeoidit për territorin e Greqisë**

Modeli i parë për territorin e Greqisë u bë nga grupi GeoGrav në Departamentin e Gjeodezisë dhe Sondazhit, Universiteti Aristoteli i Selanikut, të cilin e quajtën GreekGeoid2010. Si rast studimi llogaritjet janë bazuar në teknikën heq-llogarit-rivendos në modelin EGM2008 duke u përdorur si fushë referimi, me ndarjen e rrjetit 2'x2' që mbulon zonën 33° deri në 42° të gjerësisë gjeografike dhe 18.5° deri në 30 ° të gjatësisë gjeografike.

Të dhënat e gravitetit hyrës iu referohen anomalive të gravitetit tokësor, detar dhe ajror për zonën e gjerë helene. Vlerësimi përfundimtar u krye në një hap për të gjithë rajonin duke përdorur 1D FFT dhe bërthamën sferike Stokes. Sipas (GeoGrav Group 2010, GreekGeoid2010([https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece\\_g.html](https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece_g.html))). Saktësia mesatare e modelit gjeoid, kur krahasohet me të dhënat e mbledhura GPS/Nivelimin është në nivelin 3-5 cm. Paraqitja vizuale e të cilave mund të vërehet në figurën 5.5.

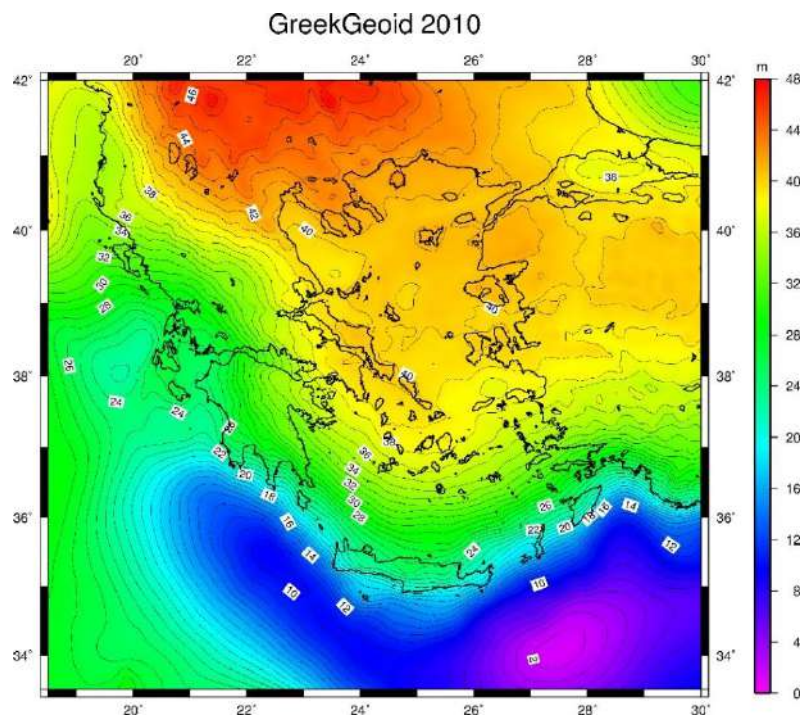


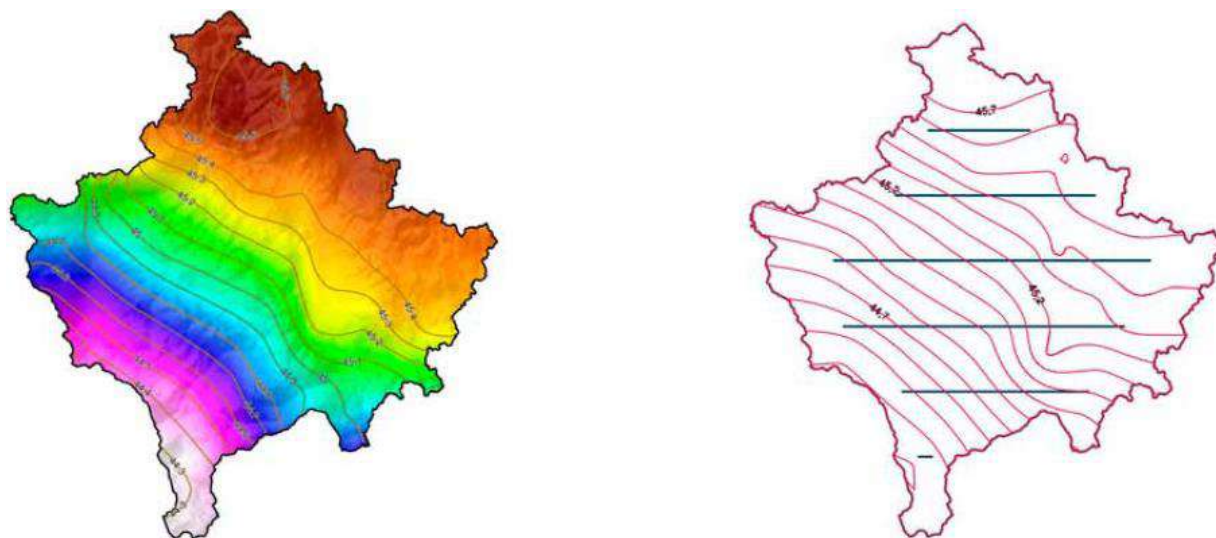
Figura 5.5 GreekGeoid2010. ([https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece\\_g.html](https://www.isgeoid.polimi.it/Geoid/Europe/Greece/greece_g.html)).

### 5.1.4 Modeli i gjeoidit për territorin e Maqedonisë së Veriut

Republika e Maqedonisë së Veriut nuk është e përfshirë në llogaritjen e një modeli të gjeoidit.

### 5.1.5 Modeli i gjeoidit për territorin e Kosovës

Republika e Kosovës si rast studimi ka marrë 30 pika të rrjetit të nivelimit dhe GPS për një sipërfaqe 11.000 km<sup>2</sup> me ndarjen e rrjetit 5x5km që mbulon zonën 42° deri në 43.25° të gjerësisë gjeografike dhe 20° deri 22° të gjatësisë gjeografike, Kosova është ndarë në 5 grupe. Në bazë të llogaritjeve të bëra për këtë territor janë llogaritur 4 modele gjeopotenciale: EGG97 me devijim standard 3cm, EGM96 me devijim standard 5cm, EGM2008 me devijim standard 3cm, EIGEN05 me devijim standard 4cm. Këtu si rezultat përfundimtar është përcaktuar gjeoidi model EGM2008 me vlerat minimale -5cm dhe maksimale 7cm dhe devijim standard 3cm. Sipas (Ameti & Jager, 2016) ky model është konsideruar mjaft i saktë dhe si i tillë mund të aplikohet si model referimi i lartësisë në sistemin internet të pozicionimit të Kosovës (KOPOS). Paraqitja vizuale e të cilit është vendosur në figurën 5.6.



**Figura 5.6 Përcaktimi i modelit përfundimtar gjeoid i Kosovës nga koncepti DFHRS (Ameti & Jager, 2016).**

### **5.1.6 Modeli i gjeoidit për territorin e Malit të Zi**

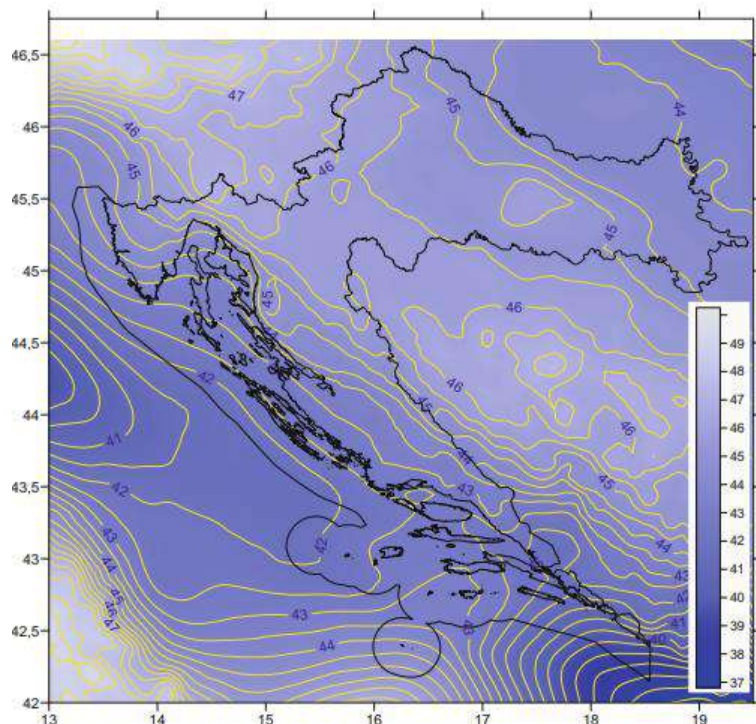
Republika e Malit të Zi nuk është e përfshirë në llogaritjen e një modeli të gjeoidit.

### **5.1.7 Modeli i gjeoidit për territorin e Kroacisë**

Si rast studimi ka marrë rreth 500 pika të rrjetit të nivelimit dhe GNSS me ndarjen e rrjetit 30''x 45'' që mbulon zonën 42° deri në 46.6° të gjerësisë gjeografike dhe 13° deri në 19.5° të gjatësisë gjeografike.

Për territorin e Kroacisë kuazi-gjeoidi rajonal EGM2008 përshtatet shumë mirë në GNSS/ pikat e nivelimit në një pjesë të madhe të Kroacisë kontinentale, që ndryshon vetëm 3-5 cm, përveç disa zonave problematike, kryesisht në kufijtë me Malin e Zi dhe Italinë, ku qëndrueshmëria ndryshon nga 10 në 15cm dhe është quajtur HRG2009. Sipas (Bašić & Bjelotomic, 2014) dallimet që rezultojnë nga HRG2009 kanë një devijim standard prej 3.5 cm mbi të gjithë zonën, duke krahasuar devijimin standard prej 11.4 cm të marrë me modelin e mëparshëm gjeoid kombëtar HRG2000, siç edhe mund të shihet në figurën 5.7.



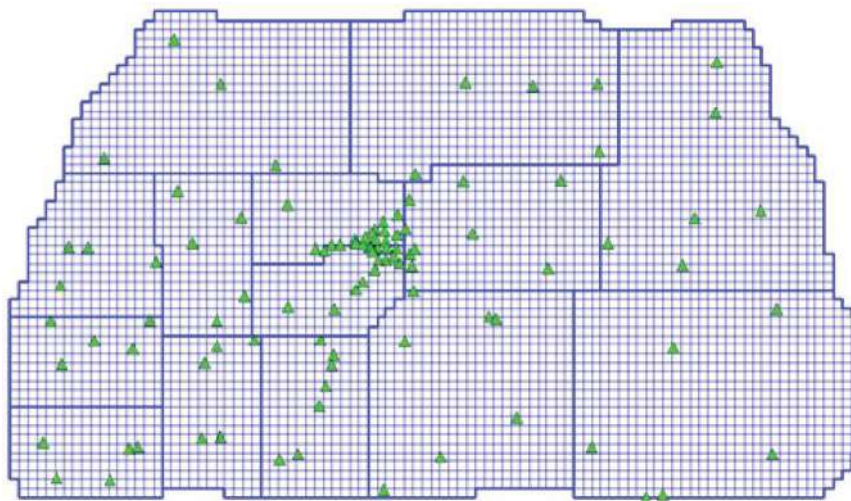


**Figura 5.7 Modeli i ri gjeoid me rezolucion të lartë HRG2009(Bašić & Bjelotomic, 2014).**

### **5.1.8 Modeli i gjeoidit për territorin e Latvisë**

Është bërë duke krahasuar modelin e gjeoidit Latvian 98 (LV'98), që ky model përdoret nga topografët për shumë vite. Ky model është i bazuar nga hartat e gravitetit nga sateliti mbi Detin Baltik dhe matjet e gravitetit, ndërsa këto llogaritje janë kryer me programin GRAVSOFT me një saktësi të vlerësuar 6-8cm. (Janpaule et al., 2013).

Si një e dhënë hyrëse (N,  $\xi$ ,  $\eta$ ) u përdor Modeli Gjeoid Gravimetrik Evropian 1997 (EGG97). Për llogaritjet e mëtutjeshme janë përdorur 102 pika GPS/nivelim (B, L, h | H) që kanë shërbyer si më të përshtatshme për sipërfaqen e kuazi-gjeoidit. Pikat që merren për llogaritje gjenden më së shumti në Latvi, kurse 3 në Estoni dhe 17 në Lituani. Në programin DFHBR5 janë bërë llogaritjet me rrjetin e projektuar 5x5km, siç edhe mund të shihet në figurën 5.8.



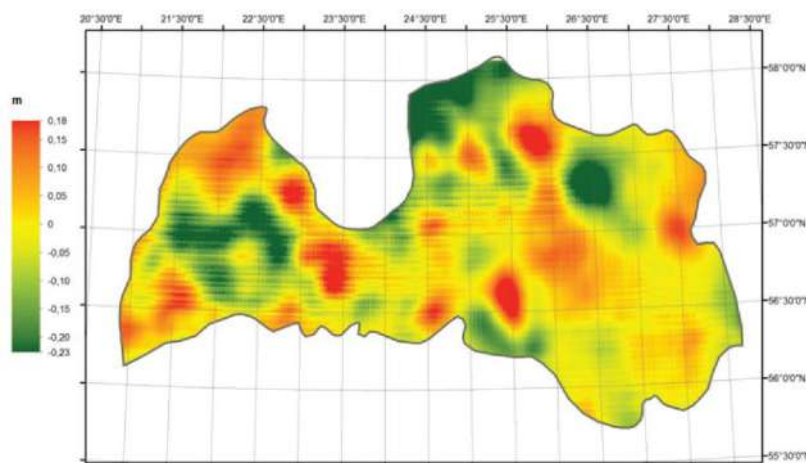
**Figura 5.8** Projektimi i llogaritjes për Letoninë DFHRS-DB(Janpaule et al., 2013).

Për të kontrolluar rezultatet është bërë krahasimi i rezultateve nga TV'98 dhe llogaritjet nga DFHRS. Vlerat në RMS kanë dalë të njëjta, kurse vlerat minimale dhe maksimale ndryshojnë, siç edhe janë paraqitur në tabelë 3.5.

**Tabela 5.1** Ndryshimi mes DFHRS dhe LV'98(Janpaule et al., 2013).

	Min(m)	Max(m)	RMSE (m)
DFHRS	-0,036	0,034	0,016
LV'98	-0,042	0,040	0,016

Sipas (Janpaule et al., 2013) sipërfaqja referuese e lartësisë gjeoidale me saktësi të lartë mund të arrihet me numrin minimal të vëzhgimeve të 102 pikave. Sipërfaqja referuese e lartësisë kuazi-gjeoidi për Latvinë është me gabim mesatar kuadratik prej 1.6cm, e cila është përfituara duke përdorur softuerin DFHBF. Një paraqitje e dallimit midis dy modeleve të llogaritura mund të shihet në figurën 5.9.



**Figura 5.9** Diferenca midis tretjes LV'98 dhe DFHRS(Janpaule et al., 2013).

Krahasimi me modelet globale tregon se modeli LV'98 dhe zgjidhja DFHBF ka marrëveshjen më të mirë me EGG97 dhe EGM2008 - RMS është 4-6cm. Për shkak se modeli EGG97 u zbatua në zgjidhjen DFHRS, gabimi mesatar kuadratik ka rezultuar të jetë: 1.7cm (Janpaule et al., 2013).

### 5.1.9 Modeli i gjeoidit për territorin e Hungarisë

Si rast studimi ka marrë 18 pika të rrjetit të nivelimit dhe GPS me ndarjen e rrjetit 1.5'x1.5' që mbulon zonën 45° deri në 49° të gjerësisë gjeografike dhe 16° deri në 23° të gjatësisë gjeografike. Për territorin e Hungarisë janë bërë llogaritjet dhe është bërë krahasimi për dy modele EGM2008 dhe EGG2013, ku gjeoidi EGG2013 ka dëshmuar që ka saktësi më të mirë se gjeoidi i mëparshëm global EGM2008. Për më tepër EGG2013 ka devijim standard më të vogël (3.6cm) krahasuar me EGM2008 me devijim standard (4.5cm) (Corchete, 2013). Sipas punimit nga (Corchete, 2013) ky është gabimi më i vogël i marrë nga çdo zgjidhje gjeoide për Hungarinë dhe modeli i ri do të jetë i dobishëm për përcaktimin e lartësisë ortometrike në male dhe zona të largëta, në të cilat niveli ka shumë probleme logjistike. Paraqitja vizuale e këtij modeli mund të shihet në figurat 5.10 dhe figurën 5.11.

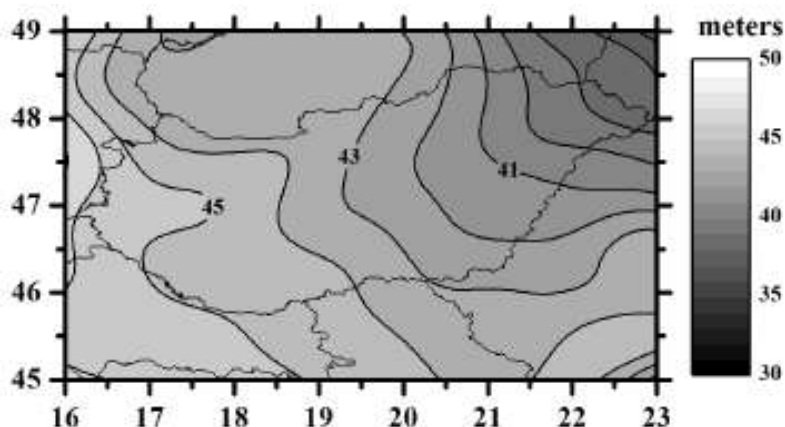


Figura 5.10 Llogaritjet modeli gjeoid EGM2008 (Corchete, 2013).

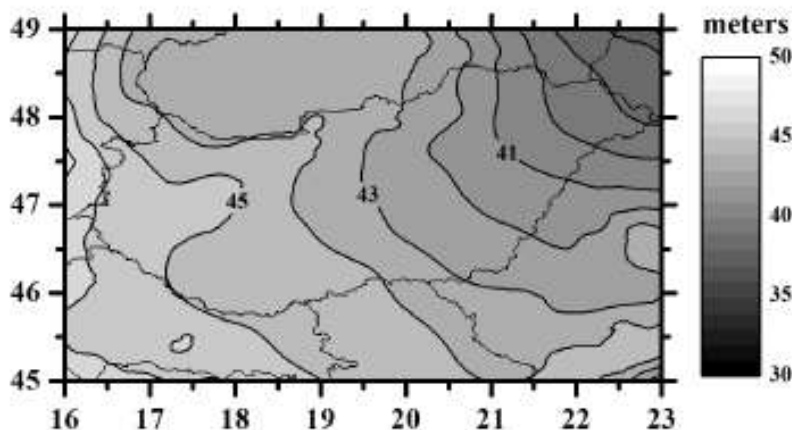


Figura 5.11 Gjeoidi Gravimetrik Hungarez i lëshuar në 2013 (HGG2013). (Corchete, 2013).

### 5.1.10 Modeli i gjeoidit për territorin e Polonisë

Modeli i parë rajonal gjeoid astro-gravimetrik për Poloninë u zhvillua në vitin 1961 (Bokun, 1961), ndërsa modeli i fundit gjeoid astro-gravimetrik u llogarit në vitin 2005 në bazë të devijimeve të korigjuara astro-gjeodezike dhe astro-gravimetrike të vertikalisht (Rogowski et al., 2005). Si rast studimi ka marrë 120 pika të rrjetit të nivelimit dhe GPS me ndarjen e rrjetit 1.5' x 3.0' që mbulon zonën 48° deri në 56° të gjerësisë gjeografike dhe 12° deri në 26° të gjatësisë gjeografike. Në llogaritjen është përdorur modeli EGM2008 deri në shkallën 360. Janë bërë llogaritjet dhe është bërë krahasimi për modelin global EGM2008, ky gjeoid ka devijim standard më të vogël (2cm) (Kuczynska-siehiën et al., 2015).

Kjo saktësi e arritur është e krahasueshme me saktësinë e modeleve të fundit kuazi-gjeoidit të llogaritur për Poloninë duke përdorur metodën remove-compute-restore. Një paraqitje e këtij modeli të gjeoidit mund të shihet në figurën 5.12.

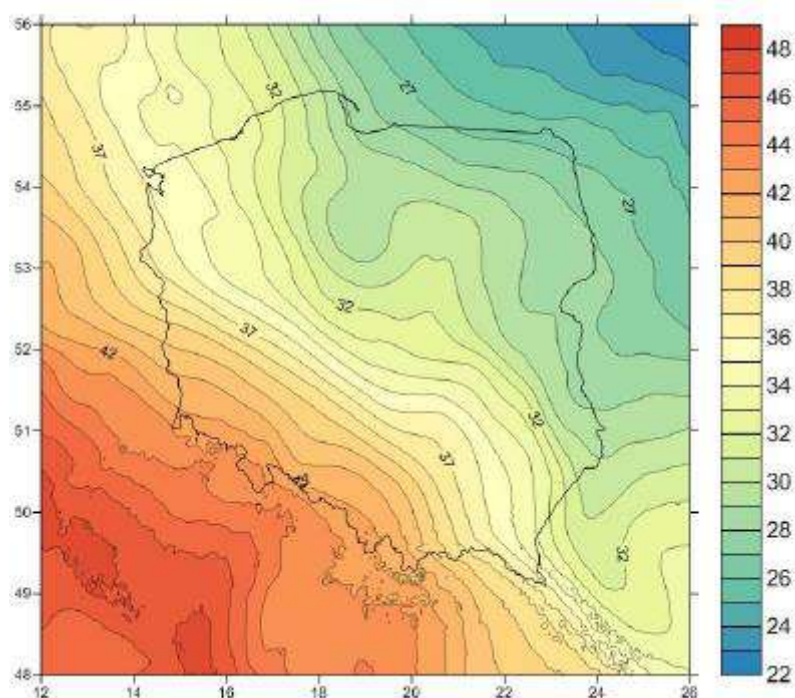


Figura 5.12 Modeli gjeoid gravimetrik I përcaktuar (në m).

## 6 Modelimi i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë sipas metodës DFHRS

Për llogaritjen e modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë është përdorur metoda: Sipërfaqja e Referencës së Lartësisë së Elementeve Finite Dixhitale (DFHRS-Digital Finite-Element Height Reference Surface, dfhbf.de). E gjithë zona e territorit të Shqipërisë ka qenë e përdorur për analizë të mëtejshme dhe përcaktimin e zgjidhjes më të mirë të sipërfaqes referente të lartësive (SRL), duke përdorur metodën



DFHRS. Shqipëria ka një sipërfaqe afërsisht prej 28,748km<sup>2</sup> me pjesë të tokës prej 27,398km<sup>2</sup> dhe 1,350km<sup>2</sup> me ujë. Me kufi toke 691km e cila kufizohet me Greqinë 212km, me Kosovën 112km, Maqedoninë e Veriut 181km dhe Malin e zi 186km. Kurse me vija bregdetare 362km. Lartësia e Shqipërisë fillon nga pika më e ulët: Deti Adriatik 0m dhe me pikën më të lartë Maja e Korabit (Golem Korab) 2.764m, ku territori i Republikës së Shqipërisë ka një lartësi mesatare prej 708m ([cia.gov/the-world-factbook](http://cia.gov/the-world-factbook)) (The World Factbook 2020. Washington, DC: Central Intelligence Agency, 2020). Një paraqitje grafike e territorit të Shqipërisë me vendet fqinje është vendosur në figurën 6.1.



**Figura 6.1** Territori i Republikës së Shqipërisë me Shtetet në rajon ([cia.gov/the-world-factbook](http://cia.gov/the-world-factbook))(The World Factbook 2020. Washington, DC: Central Intelligence Agency, 2020).

## **6.1 Të dhënat hyrëse, të cilat do të përdoren për adoptimin e modelit të gjeoidit**

Të dhënat të cilat do të përdoren për analizimin dhe përcaktimin e modelit global gjeopotencial më të përshtatshëm për territorin e Republikës së Shqipërisë në kuadër të kësaj teze të doktoratës, janë të dhënat, të cilat janë siguruar mënyrë zyrtare në formë CD nga: Autoriteti Shtetëror për Informacion Gjeohapësinor-Drejtoria e Gjeodezisë dhe Hartografisë (ASIG) në Tiranë. Këto të dhëna janë nga përmbledhja e relacionit mbi punimet gjeodezike të kryera nga Instituti i Firencës në Shqipëri për llogaritjen e parametrave të transformimit nga referenca lokale ALB86 në referencën evropiane

ETRF2000, epoka 2008.0. Janë të përfshira 151 pika të territorit të Republikës së Shqipërisë, të cilat kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë, paraqitja grafike e të dhënave mund të shihet në figurën 6.2.

Në shtojcat 13.1 dhe 13.2, të kësaj teme të doktoratës janë bashkangjitur koordinatat e të gjitha pikave të territorit të Shqipërisë, të cilat janë përdorur në testimin e modeleve globale gjeopotenciale me qëllim të përcaktimit të modelit të gjeoidit, si dhe përcaktimin e sipërfaqes referente të lartësive për territorin e Republikës së Shqipërisë.



Figura 6.2 Rrjeti statik RGN (ASIG & KRGJSH, 2015)

## 6.2 Modelimi i gjeoidit përmes metodës së elementeve finite (MEF)

Për përdorim praktik, lartësia ( $h$ ) e matur drejtpërdrejt në sipërfaqen e Tokës me anë të GNSS është e nevojshme për t'u konvertuar në lartësi fizike ( $H$ ) e ndërlidhur me një sipërfaqe referente fizike (gjeoidi, kuazi-gjeoidi, etj) (Tranes et al. 2008). Marrëdhënia themelore midis lartësisë së përcaktuar GNSS dhe lartësisë së përcaktuar fizike:

$$N = h - H \quad (6.1)$$

ku:

N qëndron për lartësinë gjeoidale dhe përfaqëson diferencën midis referencës së elipsoidit dhe gjeoidit H. Ky formulim është qasje konvencionale e gjeodezisë fizike dhe kërkon njohuri për dendësinë e masave të jashtme ose bën supozime në lidhje me të (Heiskanen & Moritz, 1967). Për të shmangur këtë çështje, më tutje ne do të trajtojmë zgjidhjen e Molodensky në përcaktimin e anomalive të lartësive në vend të valëzimit (undulacionit) të gjeoidit. Qasja e propozuar në këtë tezë të doktoratës, ka për qëllim llogaritjen e sipërfaqes referencë të lartësisë (SRL), e cila në përgjithësi, duhet të shërbejë si Datum Kombëtar Vertikal dhe posaçërisht për përdoruesit e GNSS në kohë reale. Në këtë kontekst, ndarja e gjeoidit është e përfaqësuar nga Metoda e Elementeve Finite (MEF) me parametra polinom p. Metoda DFHRS është modeluar si një SRL e vazhdueshme në zona të mëdha arbitrare nga polinomi bivariat (bivariate polynomials) mbi një rrjetë të parregullt (Jäger & Schneid, 2001).

Duke supozuar se diferenca në shkallë ( $\Delta m$ ) qëndron për një sipërfaqe referencë të vjetër, atëherë SRL përfaqësohet nga funksioni:  $N_{FEM}(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h)$  (Jäger & Schneid, 2002). Vendosja e këtij funksioni në formulën themelore të lartësisë duket kështu (Ameti, 2016):

$$H = h - N_{FEM}(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h) \quad (6.2)$$

respektivisht,

$$H = h - N_{DFHRS}(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h) \quad (6.3)$$

ku:

$N_{FEM}(p, \Delta m | \lambda, \varphi, h)$  është e përcaktuar nga polinomi bivariat i shkallës n, i cili është i vendosur në rrjeta të rregullta (Jäger & Kälber, 2000). Emërimi i koeficienteve polinomialë ( $a_{00}, a_{11}, \dots$ ) me pi i rrjetit i-të për n rrjeti në total, lartësia  $N_{FEM}(p|x,y)$  e SRL e elipsoidit referues të mësipërm është (Ameti & Jager, 2016):

$$N_{FEM}(p^i | x, y) = f(x, y)^T p^i \quad (6.4)$$

ku:

$$\begin{aligned} p^i &= [a_{j,k}]^i; (j = 0, n; k = 0, n) \text{ dhe } f(x, y)^T \\ &= (1, x, y, x^2, xy, y^2, \dots \dots \dots) \end{aligned} \quad (6.5)$$

Koncepti i metodës DFHRS bazohet në ndarjen e sipërfaqes së vrojtuar në regjione dhe në rrjeta të rregullta të pikave. Secili regjion përmban një datum dhe janë të lidhura me parametrat e transformimit (d) dhe çdo rrjetë e rregullt i ka parametrat SRL (p). Parametrat DFHRS (p) dhe informatat e rrjetës ruhen në një skedar të caktuar në databazën e softuerit DFHRS. Në këtë qasje është konsideruar mundësia e

vazhdimësisë, ku për pikën  $N_{FEM}$  në kufirin midis dy rrjetave të rregullta duhet të jetë në varësi për të dy rrjetave të rregullta (C0-vazhdimësi) dhe pjerrësia në kufirin e rrjetave të rregullta duhet të përfaqësojë të gjithë zonën (C1- vazhdimësi).

Modeli matematik për llogaritjen e lartësive gjeoidale duke përdorur metodën DFHRS përfshin pika identike me lartësi elipsoide ( $h$ ) në sistemin burimor dhe lartësi normale ose ortometrike ( $H$ ) në sistemin e synuar, si dhe komponentët fizik shtesë nga modelet globale apo rajonale gjeopotenciale. Përfaqësimi i polinomit  $N_{FEM}$ , mund të shkruhet në aspektin e matricës së dizajnit  $f$  dhe parametrat vektor  $p$  (Ameti & Jager, 2016):

$$N_{FEM}(p | x, y) = f(x, y)^T p^i \quad (6.6)$$

Modeli matematik për lartësitë në sistemin e synuar mund të shprehet nga formulimi standard (Ameti & Jager, 2016):

$$H + v = H' \quad (6.7)$$

ku:

$H$  – Lartësia në sistemin e synuar

$H'$  – Lartësia e përshtatur në sistemin e synuar

$v$  – mbetja

Në analogji, lartësia elipsoidale duket kështu (Ameti & Jager, 2016):

$$\begin{aligned} h_i + v &= H - h * \nabla \\ h_i + v &= H - h \cdot \Delta m_i + N_{FEM}(\phi, \lambda | p) \\ h + v &= H + h \cdot \Delta m + N_{FEM}(p | \phi, \lambda) \end{aligned} \quad (6.8)$$

Duke përdorur koordinata gjeocentrike. Termi  $N_{FEM}$  mund të shkruhet si vijon (Ameti & Jager, 2016):

$$N_{FEM}(\phi, \lambda | p) = N_{FEM}(X(\phi, \lambda), Y(\phi, \lambda) | p) \quad (6.9)$$

Dhe në termet e polinomeve bivariate duket kështu (Ameti & Jager, 2016):

$$N_{FEM}(\phi, \lambda | p) = \sum_{i=0}^{\infty} \cdot \sum_{j=0}^{\infty} \cdot a_{i,j} x^i y^j = f(x, y)^T \cdot p \quad (6.10)$$

ku:

$h^i$  - lartësia elipsoidale në rrjetin e  $i^{\text{të}}$



$v$  – mbetja

$H$  – lartësia në sistemin e synuar

$\Delta m^i$  - shkalla e faktorit të ndryshimit

$f(x,y)^T$  – koeficientët e funksionit polinomial

$p$  – parametrat e funksionit polinomial

Lartësia gjeoidale nga modelet globale gjeopotenciale mund të shprehet si në vijim (Ameti & Jager, 2016):

$$N_{GPM}^i + v = f(x,y)^T \cdot p + \partial NG(d_j) \quad (6.11)$$

ku:

$N_{GPM}^i$  është lartësia gjeoidale nga modeli global gjeopotencial në rrjetën e rregullt (mashes)  $j^{te}$  dhe  $\partial NG(d^i)$  është Datumi i parametrizimit të tranzicionit nga lartësia gjeoidale në regjonin (patches) e  $j^{te}$ .

Parametrat e tjerë fizikë, të cilët janë nxjerrë nga modelet globale gjeopotenciale, janë devijime (shmangie) vertikale. Modeli matematik duket kështu (Ameti & Jager, 2016):

$$\xi_j + v = -f_\phi^T / (M(\phi) + h) \cdot p + \partial \xi(d_\xi^j) \quad (6.12)$$

$$\eta_j + v = -f_\lambda^T / [(N(\phi) + h) \cdot \cos(\phi)] \cdot p + \partial \eta(d_\eta^j) \quad (6.13)$$

ku:

$\xi_j$  është komponenti Veri-Jug i devijimit vertikal në rrjetën e rregullt  $j^{te}$  dhe  $\eta_j$  është komponenti Perëndim-Lindje i devijimit vertikal në rrjetën e rregullt të  $j^{te}$ .

$f_\phi^T$  dhe  $f_\lambda^T$  - janë funksione polinomiale në gjerësi/gjatësi.

$M, N$ - janë rrezja e lakimit në meridianin/vertikaln kryesor.

$\partial \xi(d_\xi^j)$  ,  $\partial \eta(d_\eta^j)$  - janë Datumi i parametrizimit të tranzicionit në devijimin e komponentit vertikal.

Në mënyrë që të zvogëlohet efekti i valëve me gjatësi të mesme apo të gjata, përdoren devijimet sistematike të formës si në vëzhgimet  $N$  dhe në komponentet e devijimit vertikal që rrjedhin nga modelet globale gjeopotenciale ose burime të tjera. Metoda DFHRS parashikon nënndarjen e secilit model gjeoidal në një numër të quajtur regjione gjeoidale. Koncepti i metodës DFHRS parashikon vazhdimësinë mes rrjeteve të rregullta fqinje në mënyrë që të parashikojnë një sipërfaqe referencë të lartësive unike, e cila është e qëndrueshme në të gjithë zonën.

### **6.3 Kontrolluesi i të dhënave (ang. Data snooping)**

Kontrolluesi i të dhënave mund të përkufizohet si kërkimi i vëzhgimit, në të cilin është bërë një gabim bruto gjatë matjes nëse gabimet llogaritëse lihen jashtë konsideratës, e cila justifikohet në llogaritjen e automatizuar të sotme (Baarda, 1968).

Një nga metodat më të mira për identifikimin e jashtëm në analizën e të dhënave gjeodezike është procedura e testimit të Baarda-s. Kjo metodë është kontrolluesi i të dhënave përsëritëse (ang. Data snooping) është metoda më e mirë e vendosur për identifikimin e gabimeve bruto (Baarda, 1968).

Meqenëse kontrollimi i të dhënave bazohet në një test hipoteze statistikore me një hipotezë alternative për secilin vëzhgim, mund të çojë në një vendim të rremë si më poshtë:

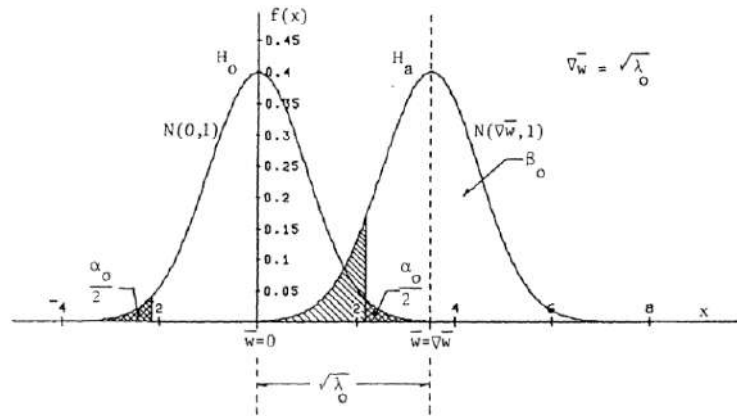
- Gabimi i tipit I ose paralajmërimi i rremë (niveli i probabilitetit  $\alpha$ ) - Mundësia e identifikimit të një anësore kur nuk ka;
- Gabimi i tipit II ose zbulimi i humbur (niveli i probabilitetit  $\beta$ ) - Mundësia e mos-identifikimit të një anëtari kur ekziston të paktën një; dhe
- Gabimi i tipit III ose përjashtimi i gabuar (niveli i probabilitetit  $\kappa$ ) - Mundësia e identifikimit të gabuar të një vëzhgimi jo-largues si një skedar i jashtëm, në vend të një anash. Ky lloj i vendimit të gabimit u prezantua nga (Hawkins, 1980; Förstner, 1983).

Shkalla e gabimit të vendimit të tipit të I-rë në një test hipoteze binare (d.m.th., me një hipotezë të vetme alternative) mund të zgjidhet nga përdoruesi. Shkalla e gabimit të vendimit të tipit të II-të nuk do të mundet. (Lehmann & Voß-Böhme, 2017) gjithashtu tregojnë se një statistikë prove me një normë të ulët të tipit të II-të thuhet se është e fuqishme në rastin e hipotezës binare, kur merret parasysh vetëm një hipotezë alternative. Sidoqoftë, në rast hipotezash të shumta alternative (d.m.th. kontrollimi i të dhënave), pa marrë parasysh gabimin e tipit të III-të, ekziston një rrezik i lartë i mbivlerësimit të probabilitetit të suksesshëm të identifikimit (shih p.sh. Yang et al. 2013). Nga ana tjetër, niveli i besimit është probabiliteti që një vëzhgim jo-largues të injorohet në mënyrë korrekte; fuqia e provës është probabiliteti që një pjesë e jashtme të identifikohet saktë. Prandaj, niveli i besimit dhe fuqia e testit janë gjasat që rezultati i testit të çojë në vendime të sakta, në krahasim me ndodhjen e gabimeve të tipit I, II dhe III (shih, për shembull, Förstner, 1983; Teunissen, 2006; Klein et al., 2015b).

Termi "Kontrolluesi i të dhënave" i referohet testit të mësipërm njëdimensional, duke ekzaminuar vetëm një mbetje të standardizuar (ekuacioni 6.14), në atë kohë.

$$w_i = \frac{v_i}{\sigma_{v_i}} = \frac{v_i}{\sigma_0 \sqrt{q_{v_i}}} \quad (6.14)$$

Me fjalë të tjera  $w_i$  është një mbetje e standardizuar, e cila ka shpërndarjen normale, siç edhe është treguar në figurën 6.3.



**Figura 6.3w-test (Kontrollues i të dhënave)**

Nga kjo shifër mund të shihet lehtësisht fiksimi i nivelit të rëndësisë  $\alpha_0$  dhe fuqia e testit  $\beta_0$ .

(Baarda, 1968) propozoi përdorimin e testit global për zbulimin e gabimeve bruto dhe testin "Kontrollues i të dhënave" për lokalizimin e tyre. Vendimet nga të dy testet duhet të jenë të qëndrueshme, d.m.th., të njëjtat vlera kufitare duhet të gjenden nëse kryhet testi global ose i vetëm. Në praktikë, procedura e kërkimit të të dhënave zbatohet në mënyrë të përsëritur, duke identifikuar dhe hequr një skaj në çdo kohë. Metoda zbatohet derisa të mos identifikohen vëzhgime. Këtu, kjo procedurë do të quhet kontrollues i të dhënave përsëritëse (ang.Snooping Iterative Data).

## **7 Kriteret, analizat dhe rezultatet e arritura nga vëzhgimet e përzgjedhura për llogaritje**

Procesi për zgjedhjen e modelit të gjeoidit më të përshtatshëm fillon me ndarjen e të dhënave që përmbajnë emërtimin e vëzhgimeve me koordinatat gjeografike me lartësitë elipsoidale dhe si e dhënë tjetër që përmbajnë emërtimin e vëzhgimeve me lartësitë e nivelimit, këto të dhëna përdoren për të gjithë modelet që do të vendosen për përpunim të të dhënave. Në softuerin e përdorur DFHRS i gjithë territori i Republikës së Shqipërisë është ndarë në rrjeta të rregullta (ang.mashes) të madhësisë 5kmx5km si dhe për devijimin e gabimeve të mundshme sistematike. Në vazhdim këto rrjeta janë të grumbulluara në 9 regjione (ang.patches), të cilët janë përdorur për të shmangur komponentët e valëve të gjata dhe të mesme në zona regjionale të ndryshme. Për llogaritjen e modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë janë vendosur në përlllogaritje 151 vëzhgime të rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit si vlerat e synuara të lartësive normale. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000 me lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë.

Siç edhe u përmend në kapitullin 3 modelet globale gjeopotenciale, të cilët do të përdoren për analizë në këtë disertacion me qëllim të përcaktimit të sipërfaqes referente të lartësive (SLR), modeli i gjeoidit për territorin e Shqipërisë janë modelet: EGM96,

EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6c4. Këto modele janë të integruara në softuerin DFHRS të cilët na mundësojnë që të vazhdojmë me procedurën e llogaritjeve. Në llogaritjet e para të realizuara në kuadër të tezës janë vendosur të gjitha pikat, 151 vëzhgime të rrjetit GPS/nivelimit, duke mos hequr asnjë vëzhgim në mënyrë që të kemi një rezultat fillestar sa më real në raport me vëzhgimet e përdorura. Paraqitja e 151 vëzhgimeve me rezultatet nga modelet globale shfaqin një fillim për analizë dhe shqyrtim të mëtutjeshëm në procesimin e vëzhgimeve, po ashtu ofrohet një avancim në hulumtim të hollësishëm të këtyre vëzhgimeve për gjetjen dhe definimin se cilat nga vëzhgimet do të jenë të qëndrueshme dhe cilat nga to nuk do të qëndrojnë në llogaritjet e mëtutjeshme.

Pas disa llogaritjeve të realizuara me 151 vëzhgime duke përdorur 5 (pesë) modelet globale gjeopotenciale shohim se kemi rezultate të papranueshme për disa vëzhgime, të përdorura në llogaritje. Kjo vjen si rezultat se ne në fillim nuk kemi vendosur asnjë kriter për përzgjedhje të vëzhgimeve që do të marrin pjesë në llogaritje të modelit të gjeoidit duke e besuar besueshmërinë e 151 vëzhgimeve dhe duke i marrë si të pranueshme të gjitha vëzhgimet.

**Tabela 7.1** Janë paraqitur të dhënat nga vlerat minimale dhe maksimale, mesatarja, devijimi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura nga 151 vëzhgimet.

	EGM96	EGG97	EGM2008	EIGEN04	EIGEN6c4
<b>Nr. i vëzhgimeve</b>	151	151	151	151	151
<b>Vlera minimale (m)</b>	-0.202	-0.133	-0.118	-0.229	-0.112
<b>Vlera maksimale (m)</b>	0.160	0.132	0.136	0.152	0.133
<b>Gabimi mesatar kuadratik</b>	0.080	0.048	0.042	0.074	0.042
<b>Mesatarja (m)</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Devijimi standard (m)</b>	0.080	0.048	0.042	0.074	0.042

**Diagrami 7.1** Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje nga 151 vëzhgime.

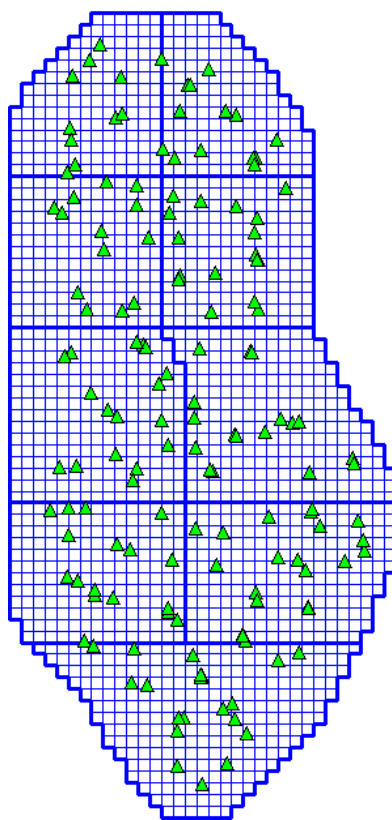


Nga rezultatet e pranuar është shtruar nevoja që të analizohen të gjitha vëzhgimet një nga një dhe të vendosen kritere paraprake me qëllim të definimit të vëzhgimeve që do të jenë përfundimtare për llogaritje të modelit të gjeoidit, si dhe që do të kenë shtrirje sa më të mirë topografike në të gjithë territorin.

Atëherë kemi marrë për bazë kriteret e përcaktuara nga vetë softueri për llogaritje të modelit të gjeoidit (Younis, 2013):

- Kushti i parë sipas metodës DFHRS për arritje të saktësisë 1-3 cm të llogaritjes së modelit të gjeoidit për territor të caktuar është që rrjeta (ang.meshesize) duhet të jetë e ndarë në 5kmx5km,
- Kushti i dytë është vendosja e 3-5 vëzhgimeve brenda një regjioni/grupi (ang.paches),
- Kushti i tretë është largësia në mes të pikave të jetë 20-30km.

Pas pranimit të këtyre kriterëve, kemi filluar me procesimin e të dhënave në softuer, me ç'rast është aplikuar kriteri i parë, ku territori është ndarë në rrjeta me ndarje 5kmx5km, për të vazhduar me aplikimin e kushtit të dytë, krijimin e grupeve/regjioneve në rastin tonë është tejkualuar numri maksimal sipas kriterit të parashtruar, ku çdo grup ka maksimumin e kërkuar të vëzhgimeve si dhe në aplikimin e kushtit të tretë që prapë në rastin tonë është tejkualuar distanca e vendosjes së pikave, minimumi 0.3km dhe maksimumi është 319km. Një paraqitje vizuale e tyre mund të shihet në figurën 7.1.



**Figura 7.1** Paraqitja e 151 vëzhgimeve të ndara në rrjeta të rregullta 5kmx5km dhe paraqitja e krijimit të 9 grupeve/regjioneve

Procesi i eliminimit fillestar të vëzhgimeve ka filluar duke e aplikuar metodën remove-restore. Me qëllim të arritjes së rezultateve sa më të besueshme, është shtruar nevoja që të bëhen edhe analiza shtesë dhe të përdoren edhe metoda të tjera me qëllim të eksperimentimeve të mëtutjeshme. Kriter shtesë që kemi vendosur është të kërkohen vëzhgimet, që janë sa më të përshtatshme, por nuk shkaktojnë krijim të modelit të

papërshtatshëm. Metoda më e mirë e vendosur për identifikimin e gabimeve bruto në analizën e të dhënave gjeodezike është kontrolluesi i të dhënave (ang. Data snooping), (Baarda, 1968). Data snooping është proces i cili aplikohet në mënyrë të vazhdueshme, duke identifikuar dhe hequr një në çdo kohë. Metoda zbatohet derisa të mos identifikohen vëzhgime.

Megenëse snooping i të dhënave bazohet në një test hipoteze statistikore, mund të çojë në një vendim të rremë si më poshtë, janë shtruar tipet e llojeve të gabimeve që do të analizohen (Matsuoka et al., 2019):

- Gabimi e tipit I-rë ose paralajmërimi i rremë (niveli i probabilitetit  $\alpha$ ) - Mundësia e zbulimit të një anësore kur nuk ka asnjë;
- Gabimet e tipit II-të ose zbulimi i humbur (niveli i probabilitetit  $\beta$ ) - Mundësia e moszbulimit të një anësore kur ekziston të paktën një; dhe
- Gabimet e tipit III-të ose përjashtimi i gabuar (niveli i probabilitetit  $\kappa$ ) - Mundësia e identifikimit të gabuar të një vëzhgimi jo-largues si një skedar i jashtëm, në vend të një anash.

Në këtë fazë është aplikuar gabimi i I-rë, në procesin e eliminimit të vëzhgimeve të papërshtatshme (të cilat mund të zbulohen kur nuk ka asnjë) janë eliminuar 57 vëzhgime. Pas llogaritjes së të dhënave me softuerin DFHRS dhe përpunimin e këtyre të dhënave kemi llogaritur devijimin standard dhe gabimin mestar kuadratik.

Devijimi standard shpreh një sasi të llogaritur për të treguar shkallën e devijimit për një grup në tërësi.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (7.1)$$

Ndërsa gabimit mesatar kuadratik është llogaritur në bazë të formulës:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_i x_i^2}{n-1}} \quad (7.2)$$

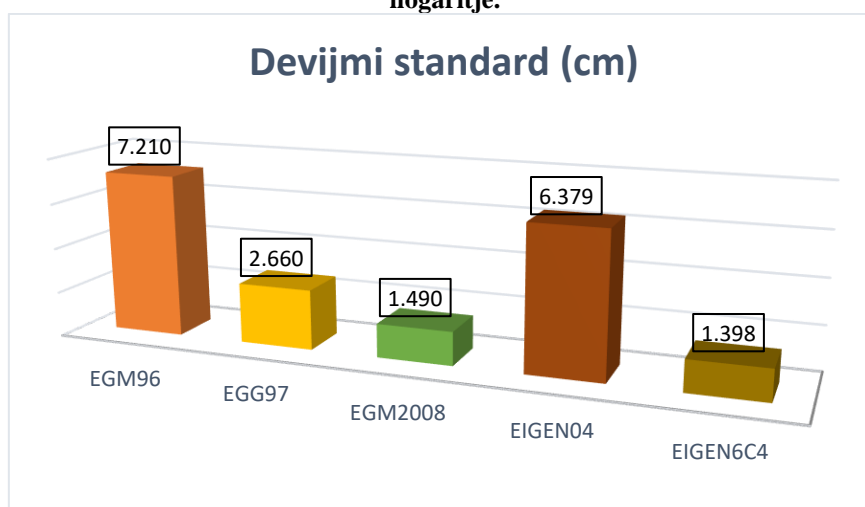
Devijim standard i modelit EGM96 është 7.21cm, për modelin EGG97 2.66cm, për modelin EGM2008 1.49cm, për modelin EIGEN04 6.38cm dhe për modelin Eigen6c4, 1.49cm.

Në tabelën 7.2 janë paraqitur rezultatet nga 94 vëzhgimet e realizuara, si dhe janë vendosur vlerat minimale dhe maksimale të cilat janë kusht për përzgjedhje të modelit të gjeoidit.

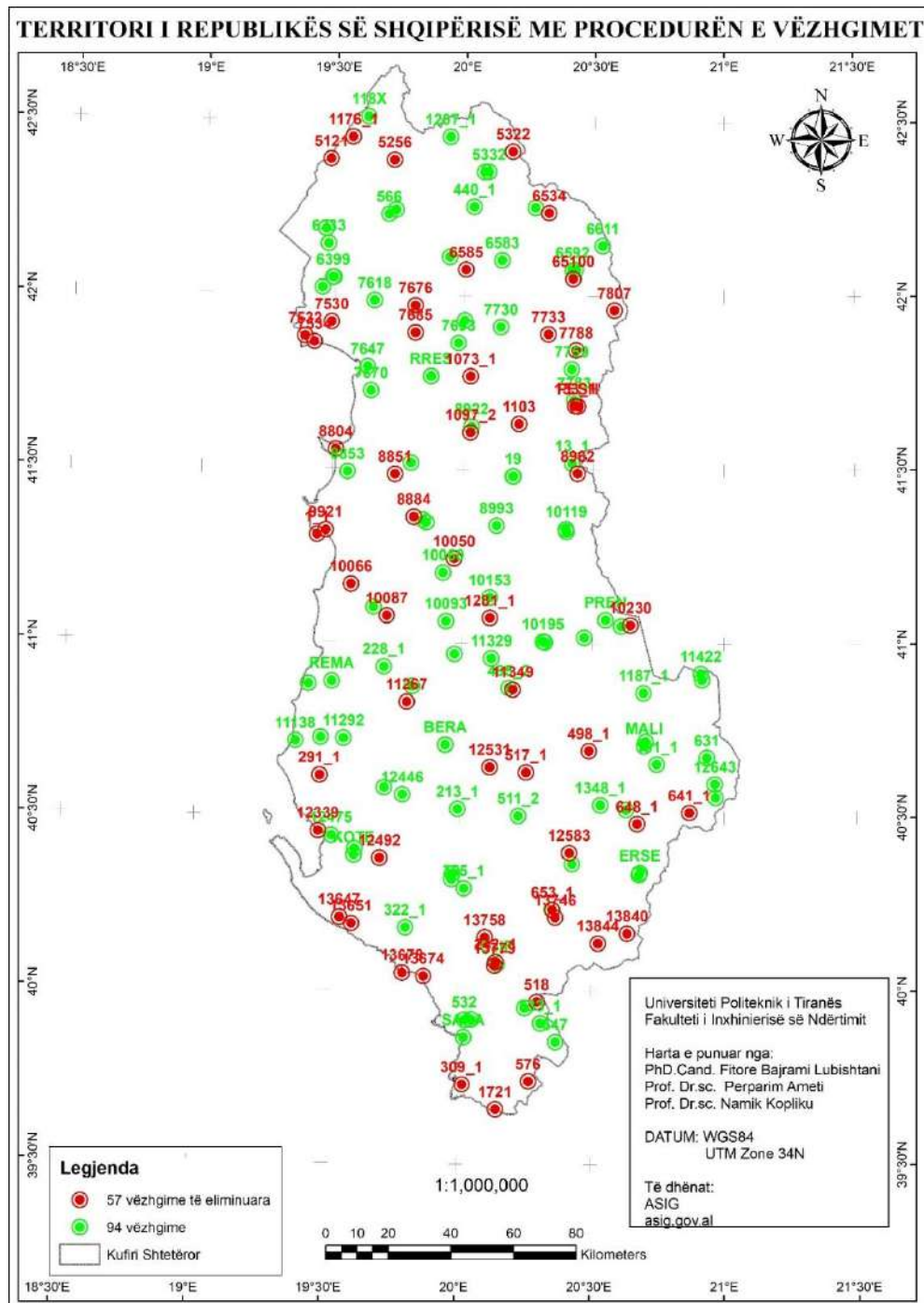
**Tabela 7.2** Paraqitja tabelare të vlerave minimale dhe maksimale, mesatarja, devijimi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura për territorin e Republikës së Shqipërisë për 94 vëzhgime.

	EGM96	EGG97	EGM2008	Eigen04	EIGEN6C4
<b>Nr. i vëzhgimeve</b>	94	94	94	94	94
<b>Vlera minimale (m)</b>	-0.215	-0.075	-0.030	-0.177	-0.030
<b>Vlera maksimale (m)</b>	0.142	0.066	0.032	0.171	0.029
<b>Gabimi mesatar kuadratik</b>	0.072	0.026	0.015	0.063	0.014
<b>Mesatarja (m)</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Devijimi standard (m)</b>	0.072	0.027	0.015	0.064	0.014

**Diagrami 7.2** Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje.



Paraqitja e vëzhgimeve mund të shihet në figurën 7.2, ku me ngjyrë jeshile janë vizualizuar 94 vëzhgime të llogaritura, kurse me ngjyrë të kuqe janë vizualizuar vëzhgimet e eliminuara.



**Figura 7.2 Modeli i llogaritur nga 94 vëzhgime të përzgjedhura për llogaritje**

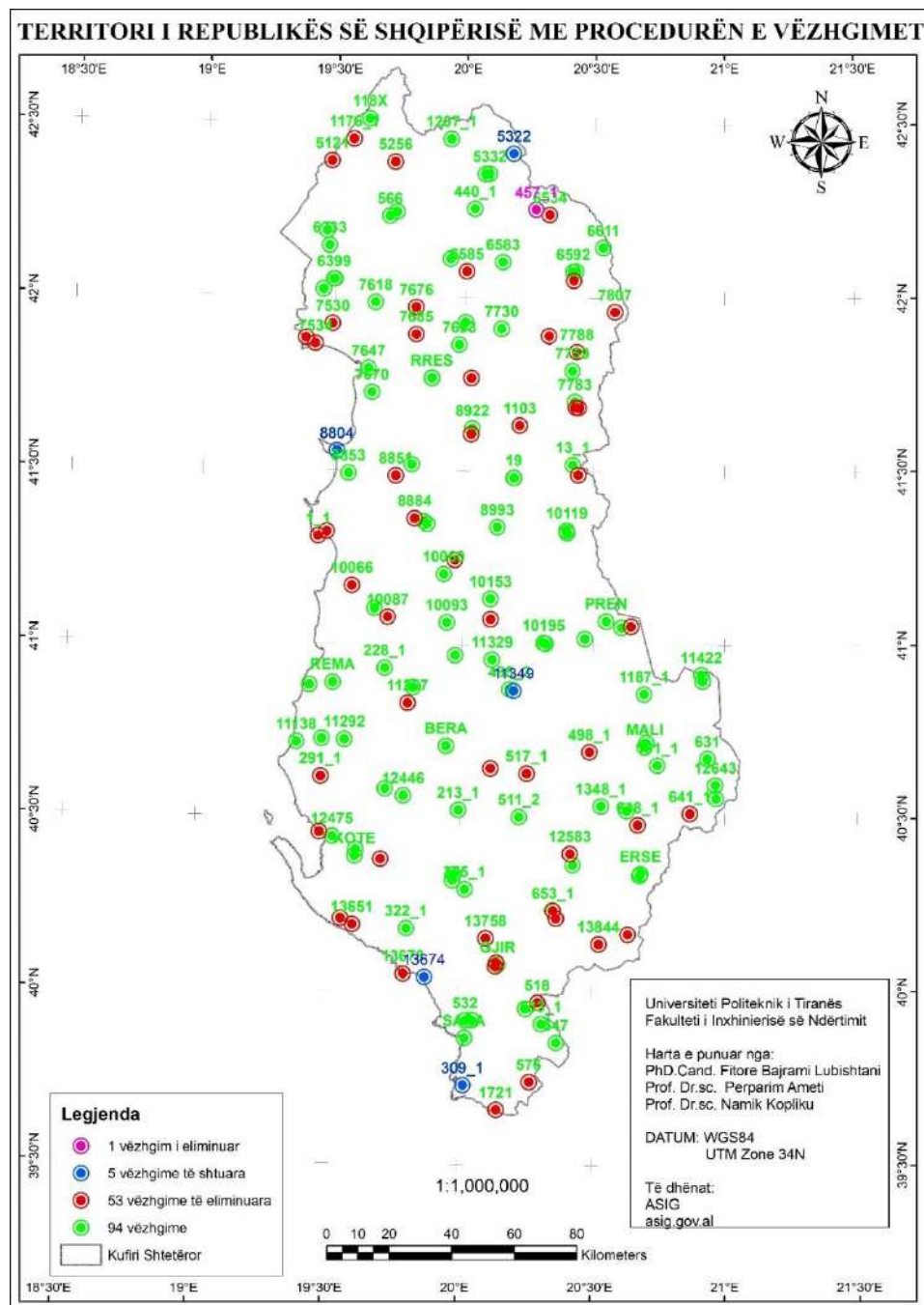
Analizat i kemi vazhduar edhe mëtej duke e bërë analizimin e gabimeve të tipit II-të dhe III-të.

Pas mbetjes me 94 vëzhgime të qëndrueshme, nuk mund të themi se vetëm eliminimi i 57 vëzhgimeve është i saktë pasi ato nuk gjenden në të njëjtin territor dhe është shtruar prapë pyetja nëse do të ketë vëzhgime të tjera të cilat janë të qëndrueshme, por që janë eliminuar në mënyrë të gabuar nga llogaritjet. Kështu që kemi filluar t'i testojmë 57



vëzhgimet një nga një pasi që ka vëzhgime shumë afër njëra tjetrës por që gabimi i një pike është shumë i lartë kurse tjetra ka një përputhje shumë të mire me modelet e krahasuara. Nga 57 vëzhgimet e mbetura kemi filluar eksperimentimin e mëtutjeshëm duke vënë në funksion gabimet e tipit të II-të dhe të III-të, ku çdo vëzhgim është vendosur në llogaritje një nga një me qëllim të identifikimit të ndonjë vëzhgimi fqinj të qëndrueshëm, i cili më parë mund të jetë eliminuar nga llogaritjet për shkak se mund të kemi dyshuar që mund ta ketë prishur besueshmërinë e modelit të llogaritit. Për këtë arsye është përdorur metoda kontrolluesi i të dhënave me qëllim që të mund të kemi mundësi të identifikojmë ndonjë vëzhgim të qëndrueshëm që mund të jetë eliminuar në mënyrë të gabuar, në mënyrë që ta kthejmë në llogaritje.

Pas eksperimentimit të bërë me 57 vëzhgimet që ishin paraqitur si të paqëndrueshme, 5 nga vëzhgimet e paqëndrueshme mund të shtohen në të dhënat e 94 vëzhgimeve paraprake, pasi që është arritur në përfundim që saktësia e këtyre 5 vëzhgimeve është ulur nga vëzhgimet fqinje, ky eksperiment ka rezultuar në gabimin e tipit të III-të në përjashtimin e gabuar të vëzhgimeve. Pas eksperimentimit të vëzhgimeve një nga një është shfaqur një vëzhgim i cili ishte në përbërje të llogaritjeve fillestare por që shkaktonte në mosbesueshmëri të modelit, në bazë të gabimit të tipit të II-të, ky vëzhgim është eliminuar nga llogaritjet dhe kemi arritur me një rezultat përfundimtar me 98 vëzhgime të pranueshme për llogaritje, kurse 53 vëzhgime janë eliminuar në pamundësi të integritit të tyre për arsye të gabimeve të mëdha që shfaqin. Në figurën 7.3. është bërë paraqitja vizuale e 98 vëzhgimeve, ku me ngjyrë jeshile janë paraqitur vëzhgimet që ishin në llogaritje, me ngjyrë të kaltër janë vizuelizuar vëzhgimet që janë kthyer në llogaritje, duke vazhduar vizuelizimin e vëzhgimit me ngjyrë vjollcë për vëzhgimin e eliminuar, si dhe me ngjyrë të kuqe vëzhgimet që nuk vendosen fare në llogaritje për shkak të gabimit të madh që japin pas llogaritjeve dhe në këtë mënyrë prishin besueshmërinë e modelit të llogaritit.



**Figura 7.3** Me ngjyrë të kaltër paraqitet integriti i 5 vëzhgimeve të cilat ishin eliminuar nga shpërndarja e gabimit dhe me ngjyrë vjollcë paraqitet largimi i një pike e cila rrit gabimet e vëzhgimeve fqinje.

Analiza përfundimtare e vëzhgimeve me qëllim të përpjekjeve që të mund të integrohen sa më shumë që të jetë e mundur vëzhgime të reja në llogaritje, por që rezultoi vetëm në kthimin e 5 vëzhgimeve në llogaritje dhe largimin e një vëzhgimi nga 94 vëzhgimet e përcaktuara më parë. Rezultatet e arritura janë të kënaqshme, nga të cilat është e mundur të bëhet përcaktimi i modelit gjeoidal më të përshtatshëm për territorin e Shqipërisë. Në vazhdim kemi paraqitur devijimin standard dhe vlerat minimale dhe maksimale nga 98 vëzhgime të pranuar si përfundimtare me qëllim të përcaktimit të

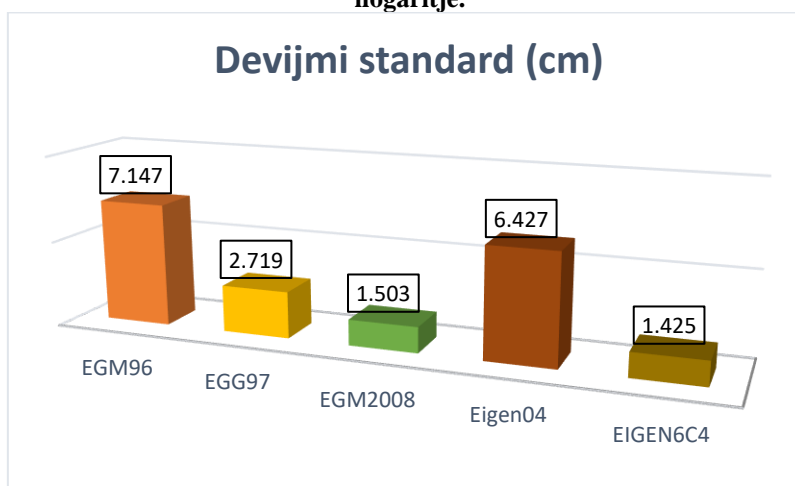
modelit gjeoidal. Për modelin EGM96 vlera e devijimit standard është 7.147cm, për modelin EGG97 vlera e pranuar e devijimit standard është 2.179cm, për modelin EGM2008 devijimi standard është arritur 1.503cm, për modelin EIGEN04 devijimi standard është 6.427cm dhe për modelin e fundit të përdorur në llogaritje devijimi standard pranohet me saktësi 1.425cm.

Në tabelën e mëposhtme janë paraqitur edhe vlerat minimale dhe maksimale që janë vlera të domosdoshme në përzgjedhjen definitive të modelit të gjeoidit.

**Tabela 7.3 Paraqitja tabelare e vlerave minimale dhe maksimale, mesatarja, devijimi standard dhe gabimi mesatar kuadratik për 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura për territorin e Republikës së Shqipërisë për 98 vëzhgime.**

	EGM96	EGG97	EGM2008	Eigen04	EIGEN6C4
<b>Nr. i vëzhgimeve</b>	98	98	98	98	98
<b>Vlera minimale (m)</b>	-0.213	-0.076	-0.028	-0.172	-0.026
<b>Vlera maksimale (m)</b>	0.151	0.067	0.031	0.170	0.028
<b>Gabimi mesatar kuadratik</b>	0.071	0.027	0.015	0.064	0.014
<b>Mesatarja (m)</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Devijimi standard (m)</b>	0.071	0.027	0.015	0.064	0.014

**Diagrami 7.3 Paraqitja grafike e devijimit standard në njësinë cm për 5 modelet e përdorura në llogaritje.**



Përzgjedhja definitive e 98 vëzhgimeve nga 151 të mundshme për llogaritje është bërë duke i kryer dy lloje të analizave njëra pas tjetrës për arritjen e rezultatit me saktësi të lartë dhe të pranueshëm në përzgjedhjen e vëzhgimeve dhe më pas në llogaritjen e modelit gjeoidal në mënyrë që të ofrojë përputhje sa më të mirë në mes të modelit gjeoidal të llogaritur dhe sipërfaqes referente të lartësive të Shqipërisë. Përveç këtyre dy llojeve të analizave të realizuara gjithashtu kemi parë me kujdes shtrirje dhe shpërndarje të vëzhgimeve në mënyrë që të jenë sa më homogjene me të dhëna në tërë territorin, siç edhe mund të shihet në figurën 7.3. Shpërndarja e pikave si në anën veriore, jugore, lindore dhe perëndimore ka mbulueshmëri të mjaftueshme me vëzhgime për sipërfaqen/zonën e përzgjedhur për hulumtim. Pas të gjitha analizave dhe verifikimeve të realizuara janë definuar 98 vëzhgime përfundimtare, kurse 53 prej këtyre vëzhgimeve që nuk kaluan pragun për vendosje të mëtutjeshme në llogaritje, me qëllim të përcaktimit të modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë.

## 8 Përcaktimi i sipërfaqes referente të lartësive -modeli i gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë

Pas llogaritjeve maratonike dhe analizimit të gjitha kriterëve të parashtruara me të vetmin qëllim të definimit të vëzhgimeve që do të hyjnë në llogaritje për përcaktimin e modelit të gjeoidit më të përshtatshëm për Shqipërinë. Kjo detyrë është realizuar me sukses në kapitullin 7, ku janë definuar 98 vëzhgime nga 151 të mundshme. Tani nëpërmjet metodës DFHRS, në të cilën janë të integruara 5 modele globale gjeopotenciale janë realizuar testimet për 98 vëzhgime të pranueshme me qëllim të synimit të përcaktimit të sipërfaqes referente të lartësive (SLR), modeli i gjeoidit dhe definimit të saj si Datum Kombëtar Vertikal.

Siç edhe u përmend më lartë, e gjithë zona e territorit të Republikës së Shqipërisë është ndarë në rrjeta të rregullta të madhësisë 5kmx5km, në të cilën janë krijuar 9 grupe/regjione, paraqitja grafike e të cilave mund të shihet në figurën 8.1.

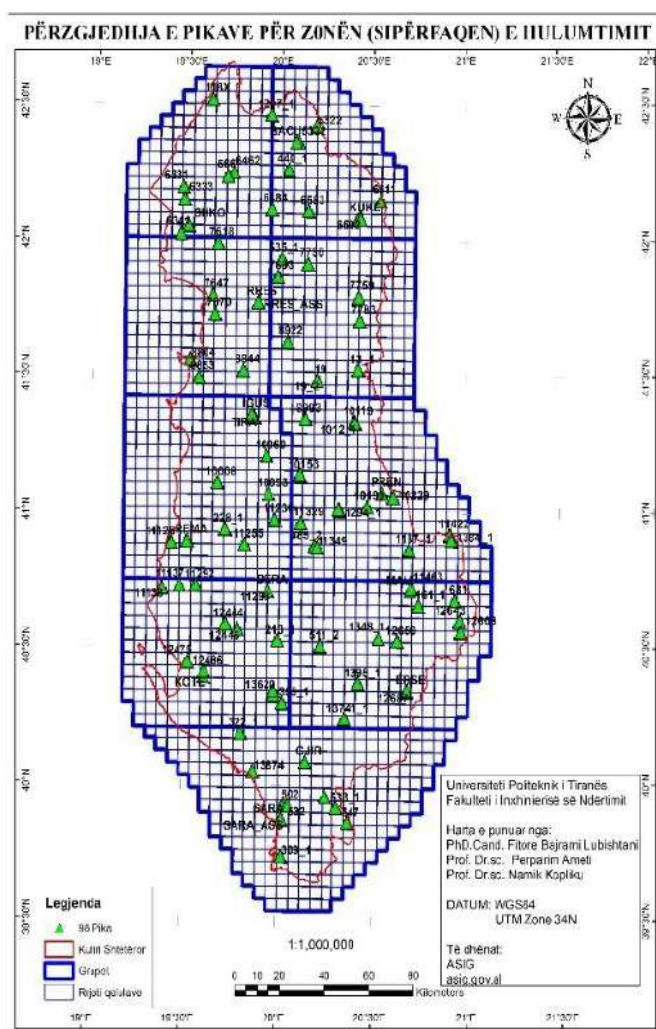


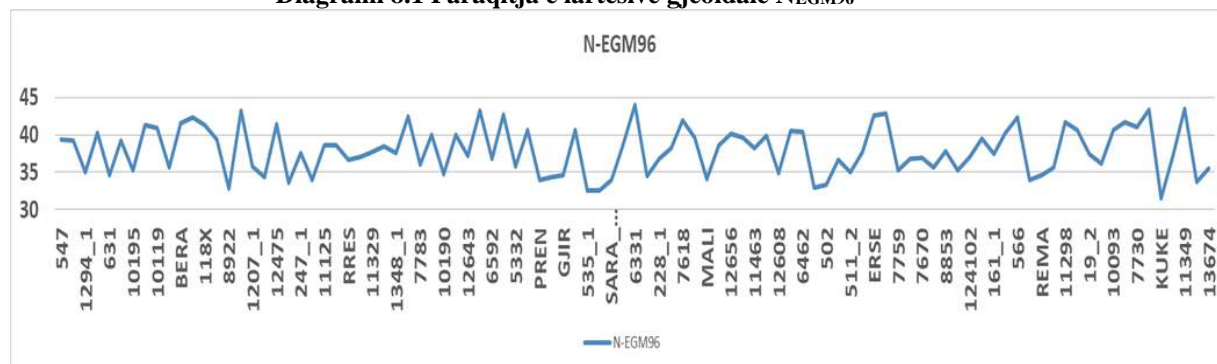
Figura 8.1 Paraqitja grafike e 98 vëzhgimeve në softuerin DFHRS të ndara në rrjetin e rregullt 5kmx5km dhe ndarja e regjioneve/ grupeve

## 8.1 Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGM96

Modeli i parë global i përdorur me qëllim të përcaktimit të modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë është modeli global gjeopotencial EGM96. Për llogaritjen e këtij modeli janë përdorur 98 vëzhgime të përzgjedhura, të cilat i përkasin rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Bazuar nga rezultatet e nxjerra dhe nga analizat e bëra të këtij modeli del se devijimi standard për modelin EGM96 është 0.071m.

Në vazhdim është paraqitur diagrami për lartësinë gjeoidale  $N$  të modelit EGM96, por në këtë diagram nuk janë të përmbledhura të gjitha vlerat e rezultateve me emërtime por që të njëjta mund të gjenden në shtojcën (13.3).

Diagrami 8.1 Paraqitja e lartësive gjeoidale  $N_{EGM96}$



Në bazë të rezultateve dhe analizave të arritura është përpiluar harta për modelin e përdorur që janë paraqitur në figurën 8.2.



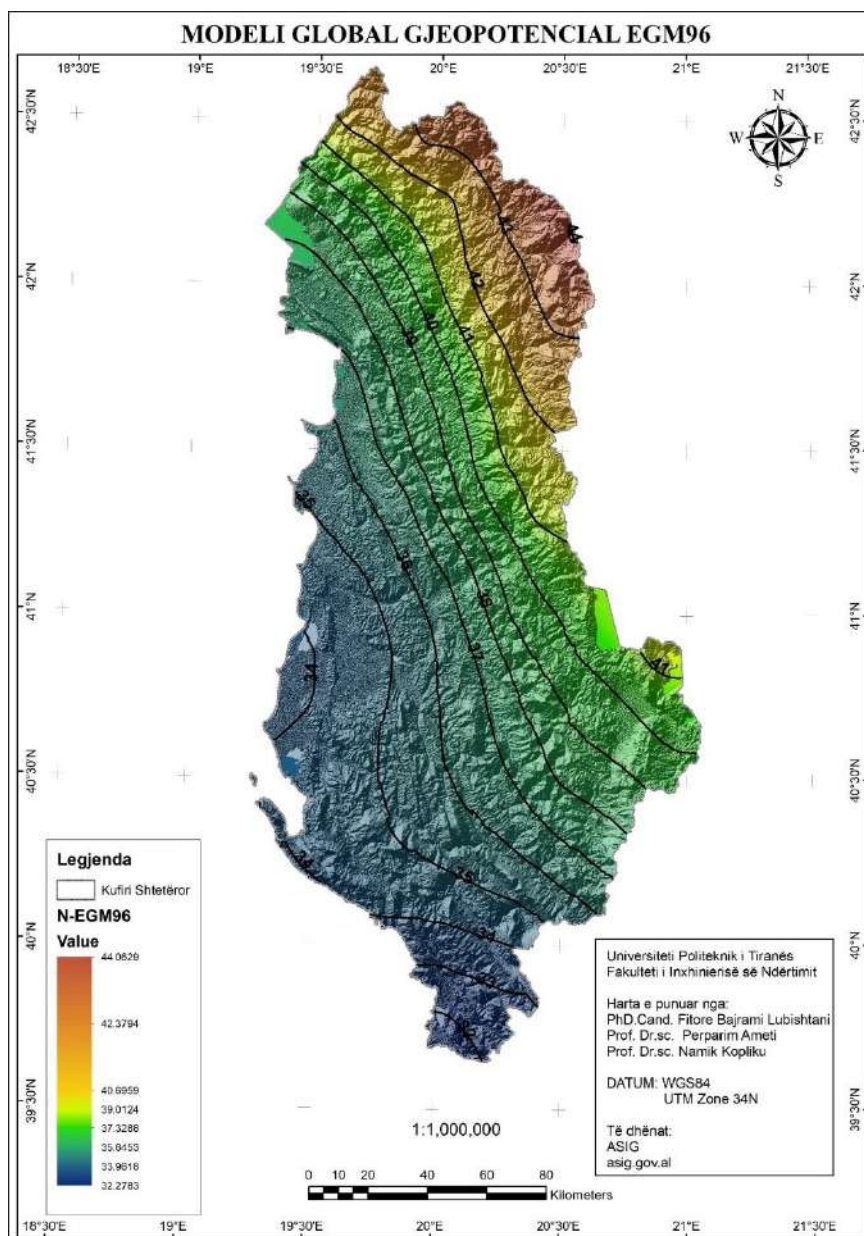


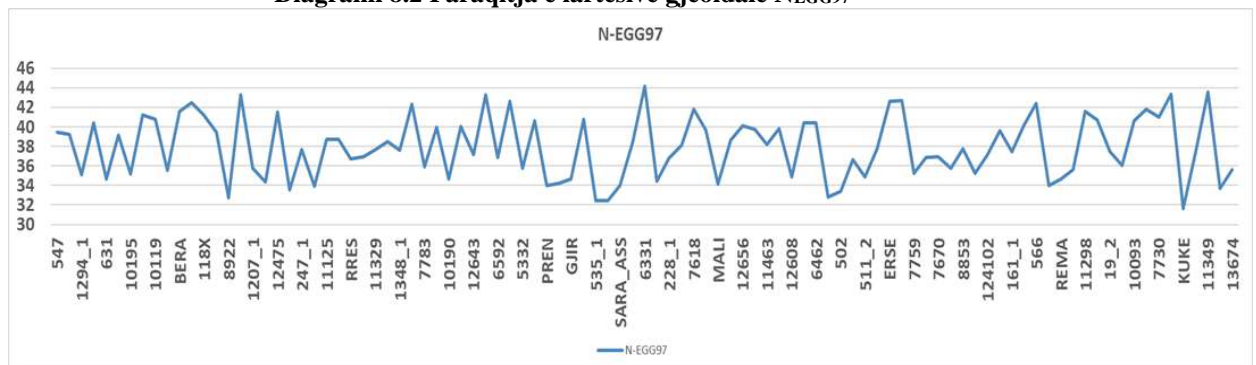
Figura 8.2 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGM96 për territorin e Shqipërisë.

## 8.2 Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGG97

Për llogaritjen e modelit të dytë të gjeoidit është përdorur modeli global gjeopotencial EGG97. Për llogaritjen e këtij modeli janë përdorur po të njëjtat vëzhgime sikur edhe në modelin e kaluar gjithsej 98 vëzhgime të përzgjedhura, të cilat i përkasin rrjetit GPS/nivelimit. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Bazuar nga rezultatet e nxjerra dhe nga analizat e bëra të këtij modeli del se devijimi standard për modelin EGG97 është 0.027m.

Vlerat e llogaritura të lartësive gjeoidale N janë përmbledhur në diagramin e mëposhtëm të modelit EGG97, por në këtë diagram nuk janë të gjitha vlerat e rezultateve me emërtime, por që të njëjtat mund të gjenden në Shtojcën (13.3).

**Diagrami 8.2 Paraqitja e lartësive gjeoidale N<sub>EGG97</sub>**



Gjithashtu është ndërtuar harta përkatëse për modelin EGG97 në bazë të rezultateve të arritura, të cilat mund të shihen në figurën 8.3.

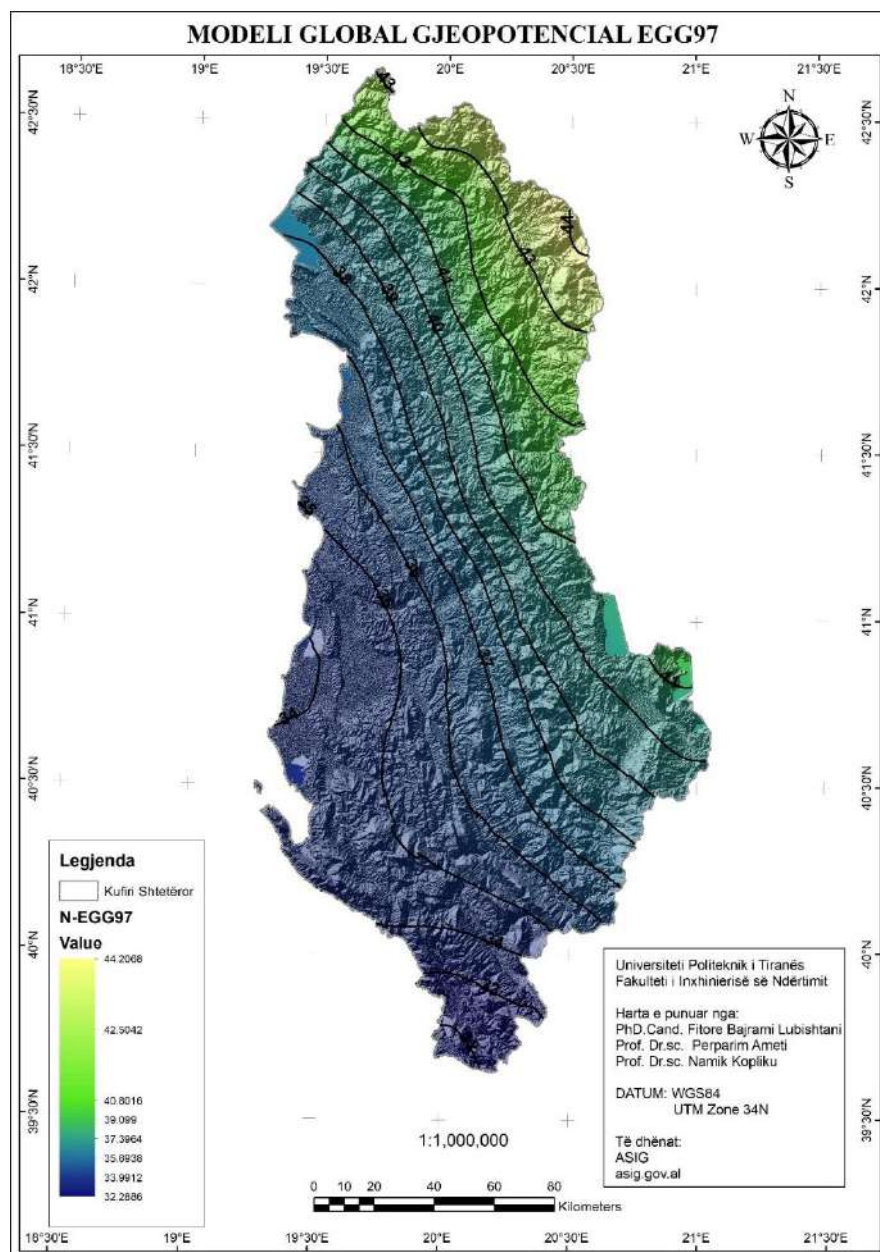


Figura 8.3 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGG97 për territorin e Shqipërisë

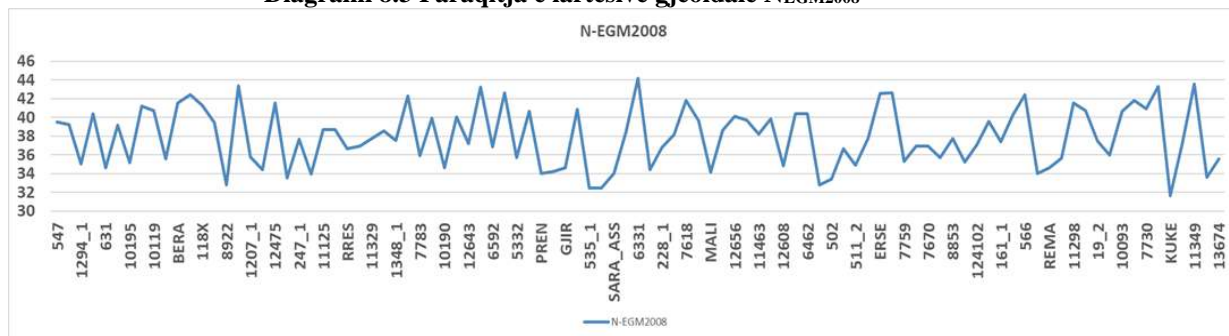
### 8.3 Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EGM2008

Një tjetër model i përdorur për llogaritjen e modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë është modeli global gjeopotencial EGM2008. Për llogaritjen e këtij modeli janë përdorur po të njëjtët vëzhgime sikur në dy modelet e kaluara, gjithsej 98 vëzhgime të përzgjedhura të cilat i përkasin rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Bazuar nga rezultatet e nxjerra dhe nga analizat e bëra të këtij modeli del se devijimi standard për modelin EGM2008 është 0.015m.



Vlerat e llogaritura të lartësive gjeoidale N janë përmbledhur në diagramin e mëposhtëm të modelit EGM2008, por në këtë diagram nuk janë të gjitha vlerat e rezultateve me emërtime, por që të njëjtat mund të gjenden në shtojcën (13.3).

**Diagrami 8.3 Paraqitja e lartësive gjeoidale N-EGM2008**



Gjithashtu edhe në bazë të rezultateve që janë arritur në llogaritjen e këtij modeli të përdorur është përpiluar harta e cila është paraqitur në figurën 8.4.

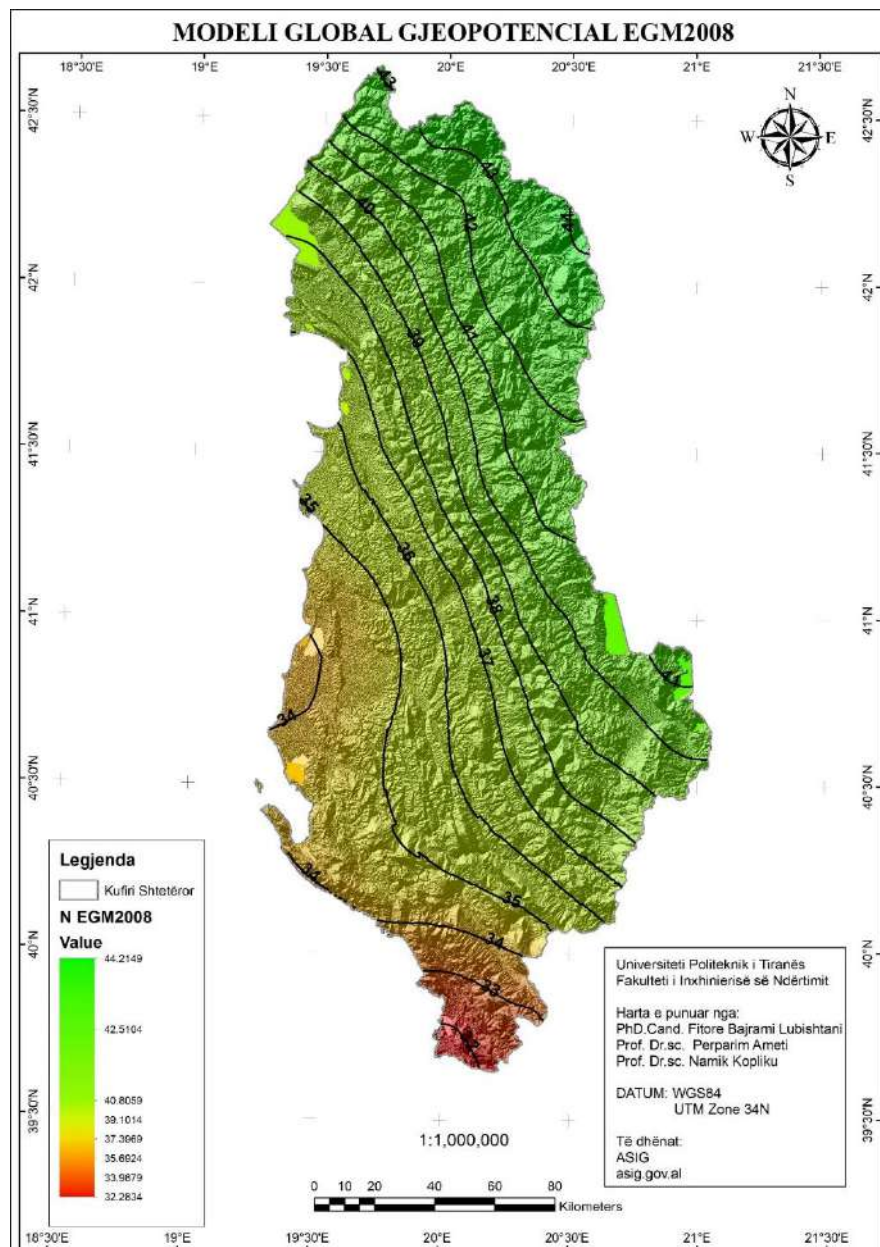


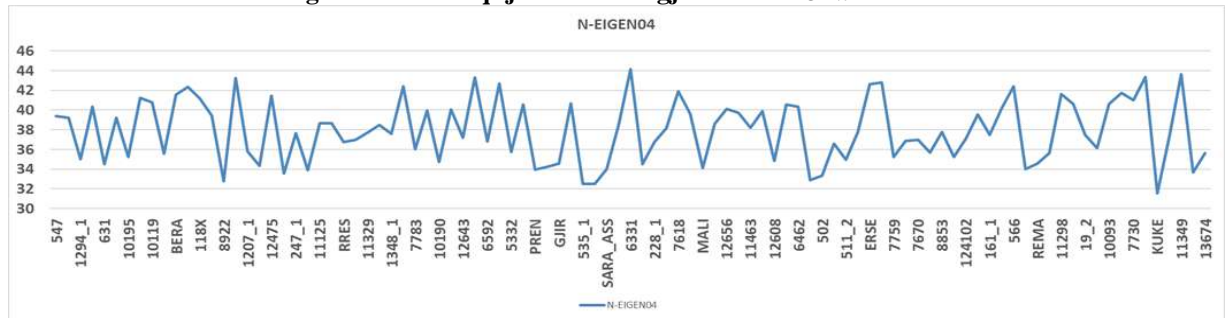
Figura 8.4 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EGM2008 për territorin e Shqipërisë

## 8.4 Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EIGEN04

Modeli i radhës që është përdorur për llogaritjen e modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë është përdorur modeli global gjeopotencial EIGEN04. Për llogaritjen e këtij modeli janë përdorur po të njëjtat vëzhgime sikur në modelet e kaluara, gjithsej 98 vëzhgime të përzgjedhura që i përkasin rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Bazuar nga rezultatet e nxjerra dhe nga analizat e bëra të këtij modeli del se devijimi standard për modelin EIGEN04 është 0.064m.

Vlerat e llogaritura të lartësive gjeoidale N janë përmbledhur në diagramin e mëposhtëm të modelit EIGEN04, por në këtë diagram nuk janë të gjitha vlerat e rezultateve me emërtime, por që të njëjtat mund të gjenden në shtojcën (13.3).

**Diagrami 8.4 Paraqitja e lartësive gjeoidale NEIGEN04**



Paraqitja grafike për modelin e llogaritur EIGEN04 është vendosur në figurën 8.5.

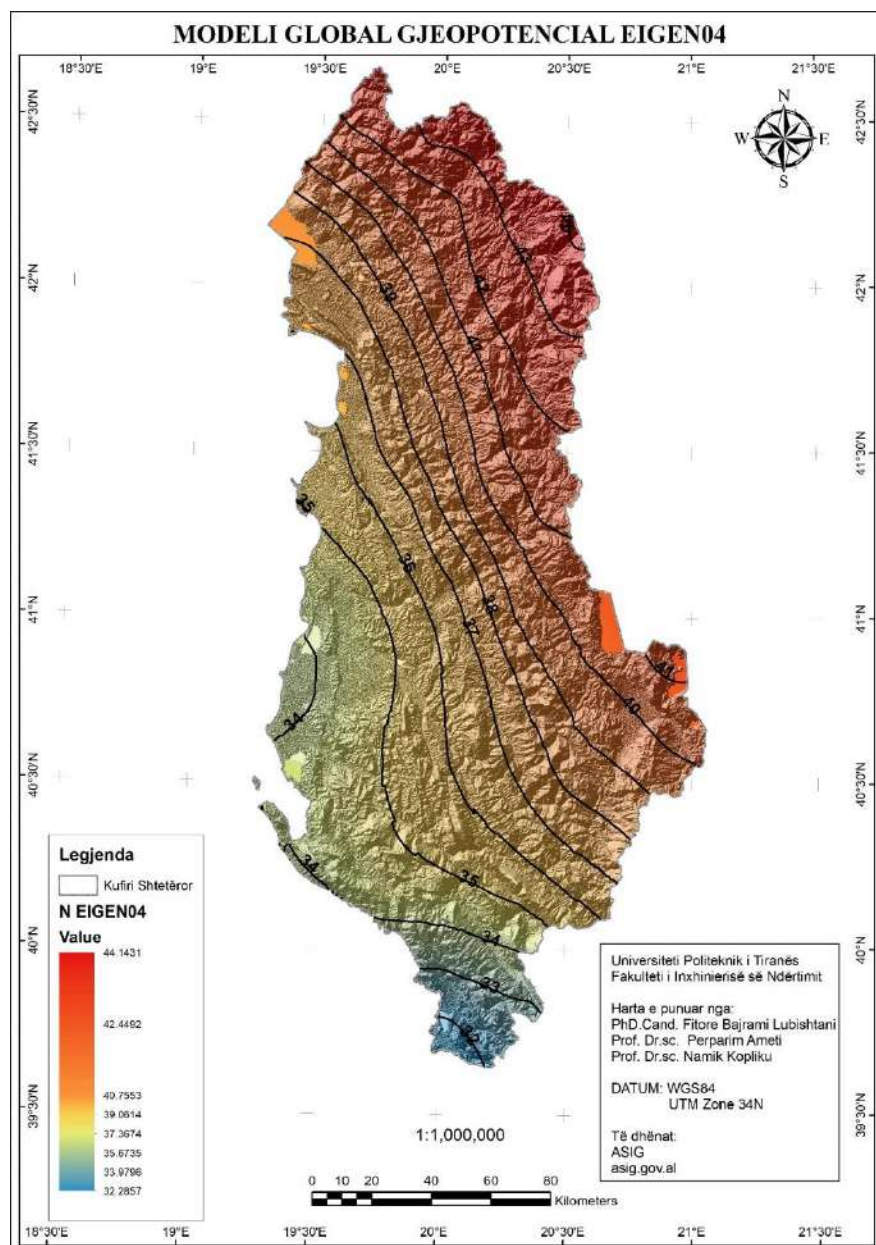


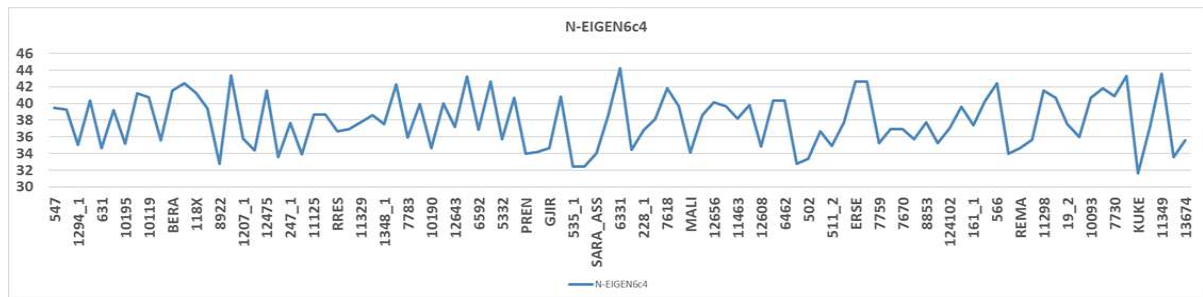
Figura 8.5 Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EIGEN04 për territorin e Shqipërisë

## 8.5 Përcaktimi i modelit të gjeoidit duke përdorur modelin global gjeopotencial EIGEN6c4

Si model i fundit i përdorur për llogaritjen e modelit të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë është përdorur modeli global gjeopotencial EIGEN6c4. Për llogaritjen e këtij modeli janë përdorur po të njëjtat vëzhgime sikurse edhe në të gjitha modelet e përdorura në kuadër të kësaj teze të doktoratës, gjithsej 98 vëzhgime të përzgjedhura të cilat i përkasin rrjetit GPS dhe rrjetit të nivelimit. Këto vëzhgime kanë koordinata tredimensionale të përcaktuara me GPS në ETRF2000, si dhe lartësinë e përcaktuar me nivelim të saktë. Bazuar nga rezultatet e nxjerra dhe nga analizat e bëra të këtij modeli del se devijimi standard për modelin EIGEN6c4 është 0.014m.

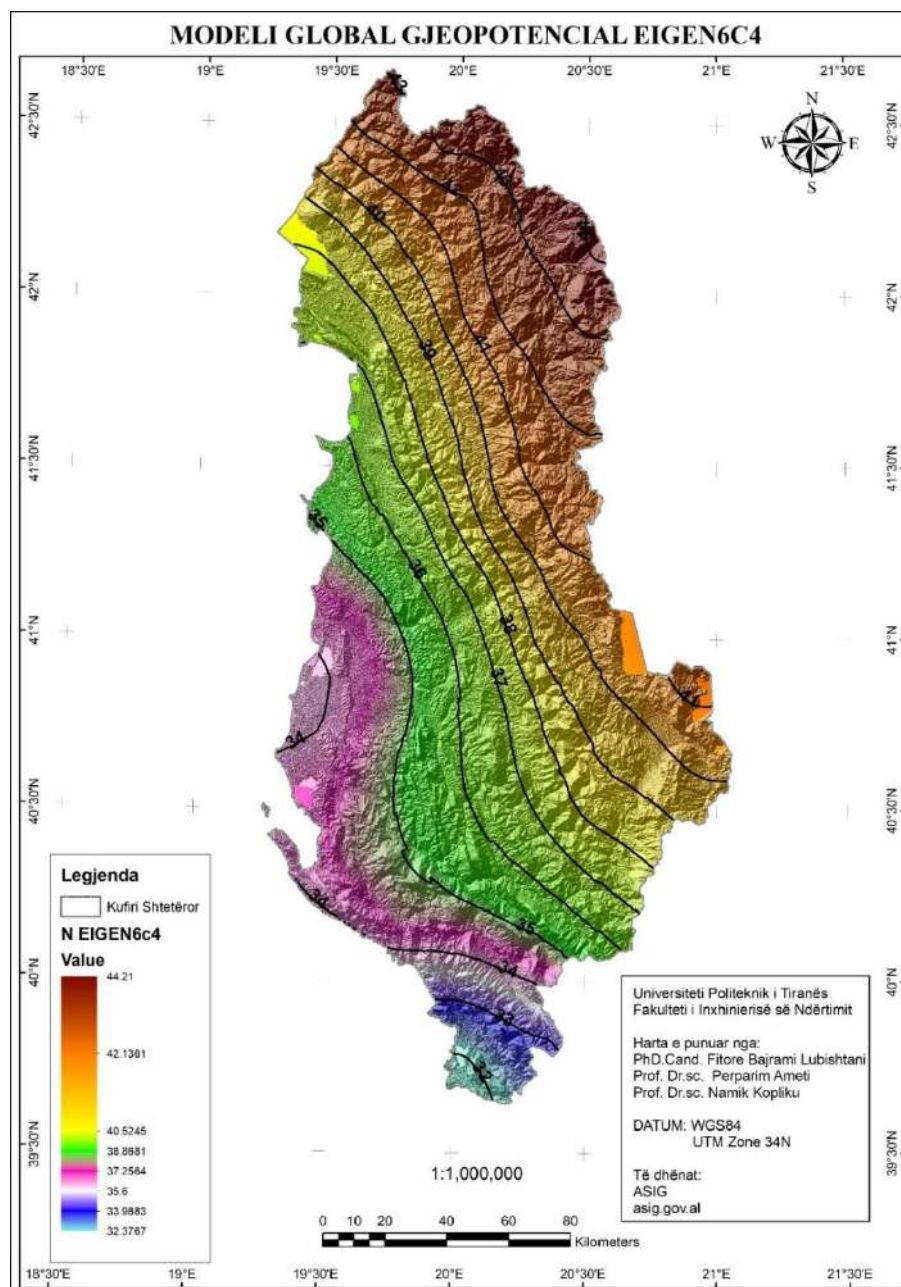
Lartësitë gjeoidale N të llogaritura në kuadër të modelit EIGEN6c4 janë përmbledhur në diagramin e mëposhtëm, por në këtë diagram nuk janë të gjitha vlerat e rezultateve me emërtime, por që të njëjtat mund të gjenden në shtojcën (13.3).

**Diagrami 8.5 Paraqitja e vlerave të Lartësive gjeoidale N<sub>EIGEN6c4</sub>**



Paraqitja vizuale e modelit të llogaritur EIGEN6c4 është bërë në figurën 8.6, e cila është modeluar në bazë të rezultateve të arritura pas testeve të këtij modeli.





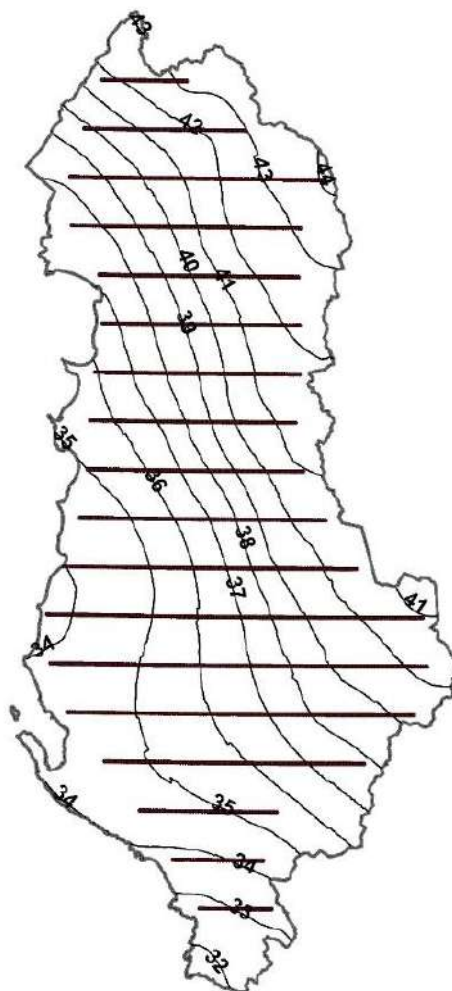
**Figura 8.6** Ndërtimi i hartës me të dhëna nga modeli global gjeopotencial EIGEN6c4 për territorin e Shqipërisë

## **8.6 Ndërtimi i profileve nga rezultatet e arritura**

Pas përfundimit të analizave, realizimit të detyrave nga kriteret e vendosura, si dhe paraqitjen e rezultateve të arritura, është e nevojshme të paraqiten edhe profilet e ndërtuara nga ndryshimet e valëzimit në raport me lartësitë gjeoidale të llogaritura për 5 modelet globale gjeopotenciale. Një detyrë e tillë e ndërtimit të modelit të gjeoidit nuk do të kishte kuptim pa ndërtim edhe të profileve. Kjo analizë është e rëndësishme jo vetëm për të treguar nevojën për zëvendësimin e modelit të përdorur më parë me modelin e ri, në mënyrë për të arritur saktësi më të mirë në përcaktimin e lartësive ortometrike duke përdorur shërbimet GPS.

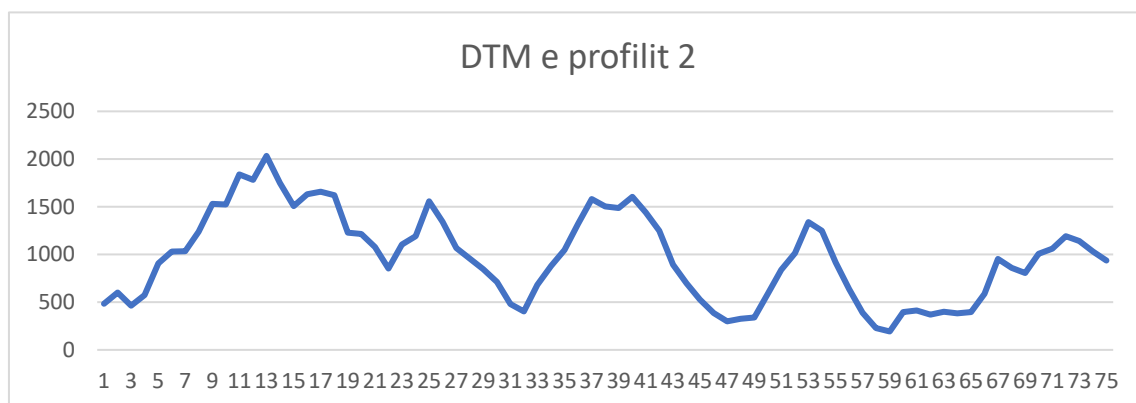
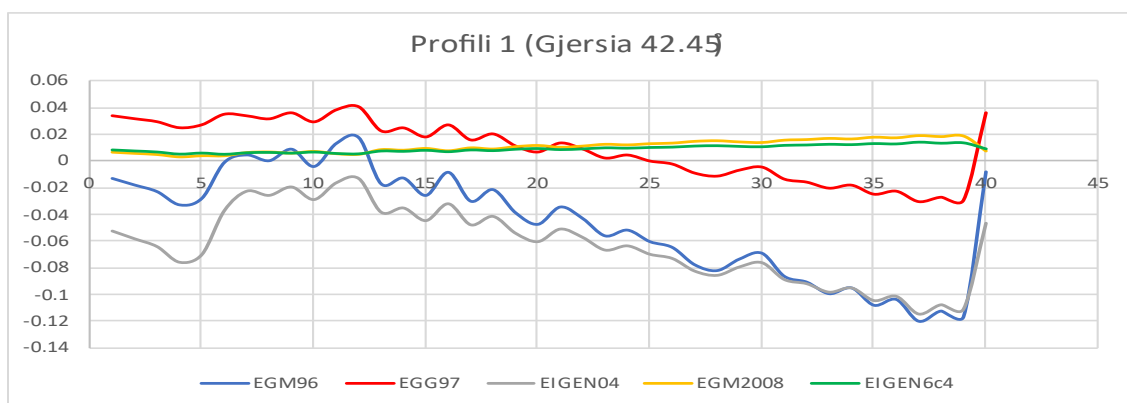
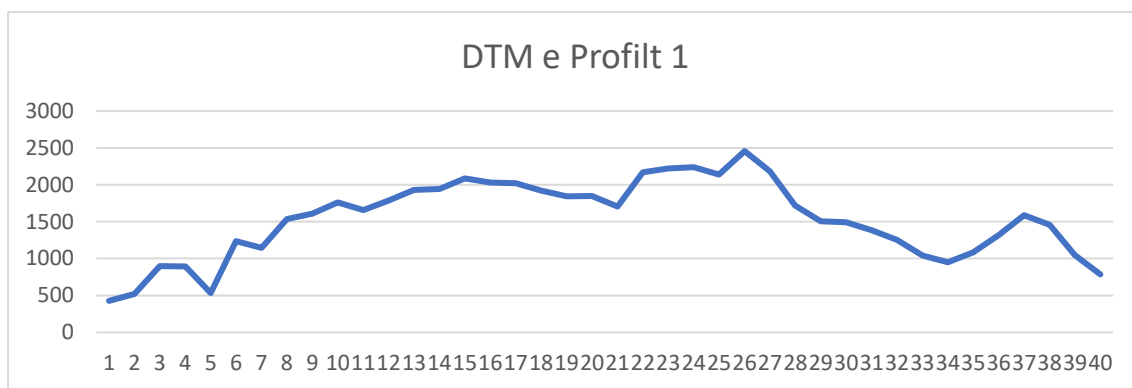
Profilet janë ndërtuar me një shtrirje të gjerësisë gjeografike çdo  $15^{\circ}$ , nga të cilat rezultojnë gjithsej 18 profile me të dhënat e të gjitha modeleve të llogaritura, si dhe diagramet e paraqitura me të dhëna për 98 vëzhgime të pranueshme. Largësia midis pikave në shtrirjen e profilit është bërë me një distancë prej 1km në mënyrë që të kemi të dhëna sa më të sakta.

Në vazhdim është paraqitur modelimi vizuel i 18 profileve të ndërtuara nga ndryshimet e valëzimit në raport me lartësitë gjeoidale të llogaritura për 5 modelet globale gjeopotenciale, si dhe modelin digjital të terrenit për të gjitha profilet e ndërtuara. Profilet e ndërtuara paraqesin rrjedhën e ndryshimeve të lartësive gjeoidale të ndërtuara në gjerësi gjeografike të ndryshme. Paraqitja grafike e profileve mund të vërehet në figurën 8.7. Gjithashtu janë ndërtuar edhe 18 diagrame për secilin profil të vendosur në bazë të ndarjes me gjerësi gjeografike duke filluar nga  $42.45^{\circ}$  deri në shtrirjen e fundit të profilit që përfshinë gjerësinë gjeografike  $39.90^{\circ}$ , siç edhe mund të shihen në diagramin 8.6.

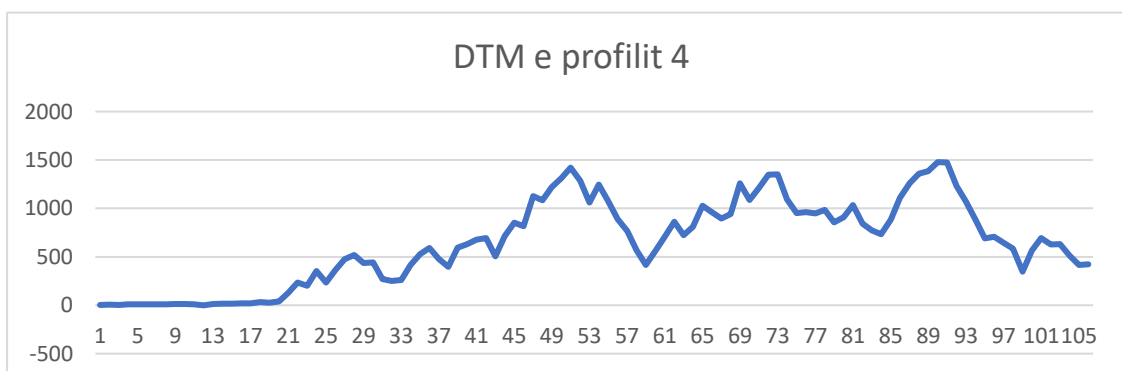
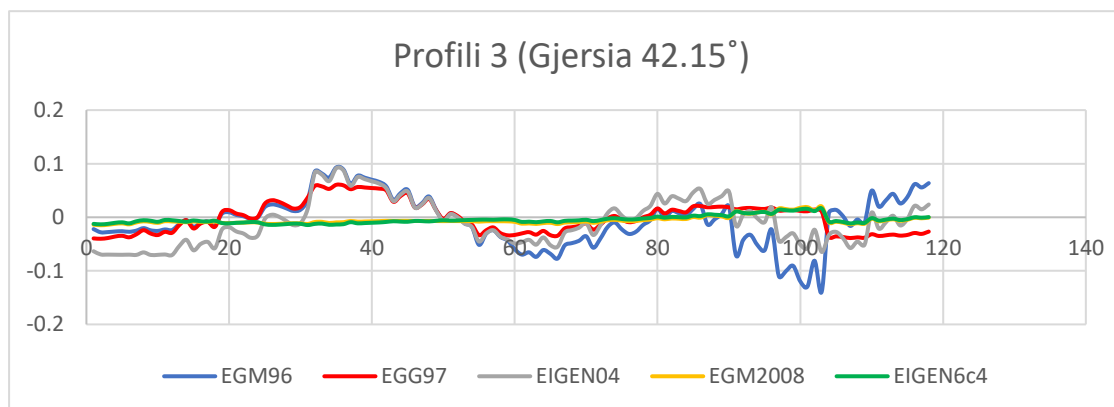
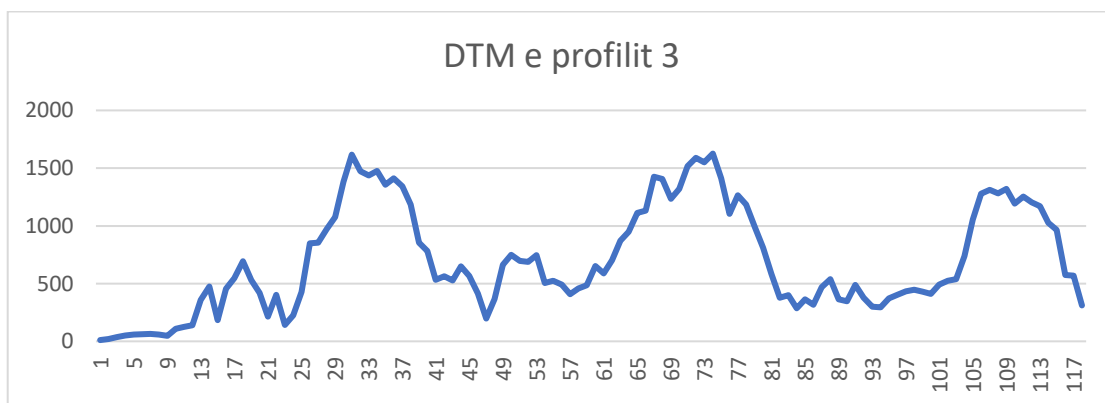
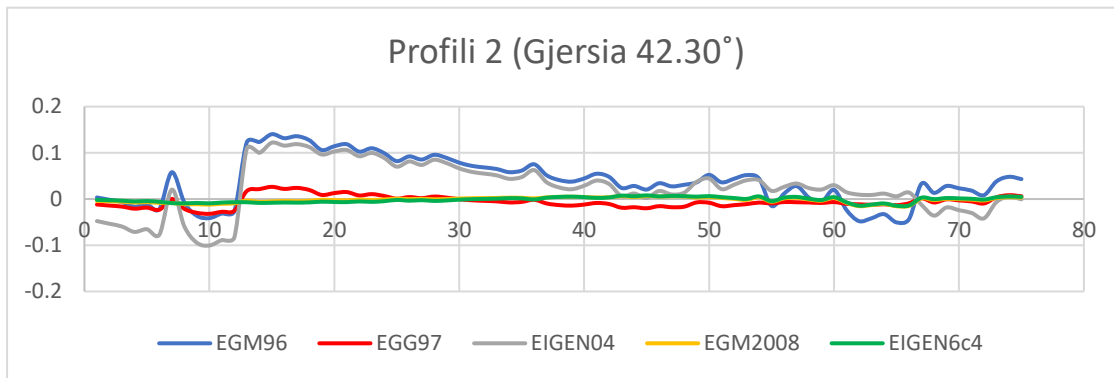


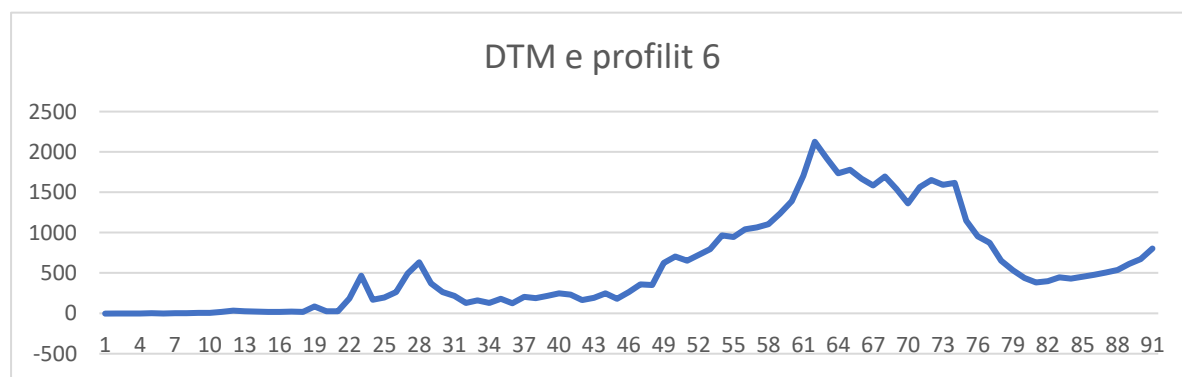
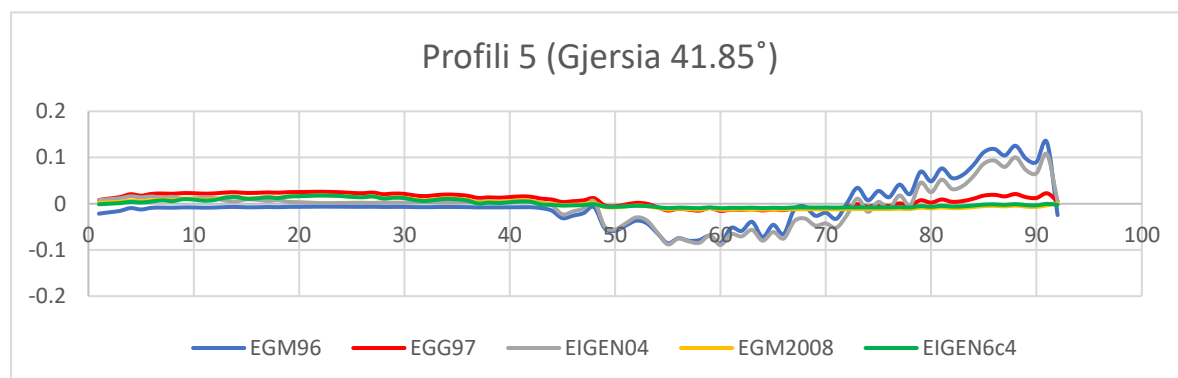
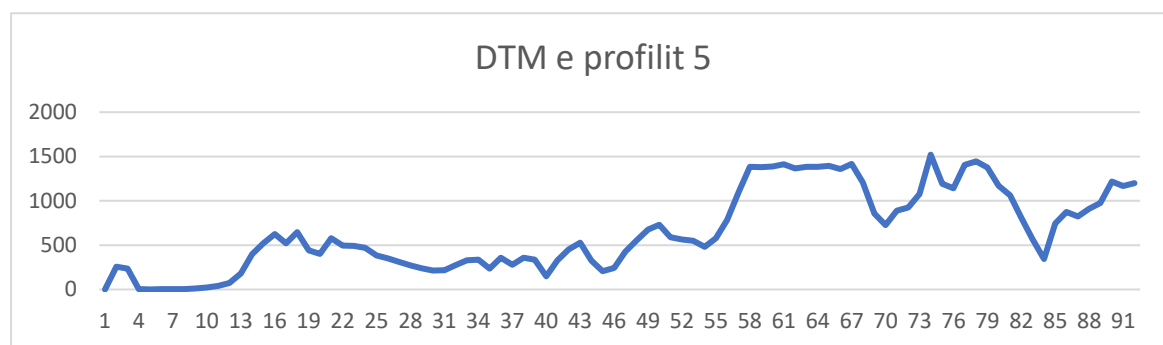
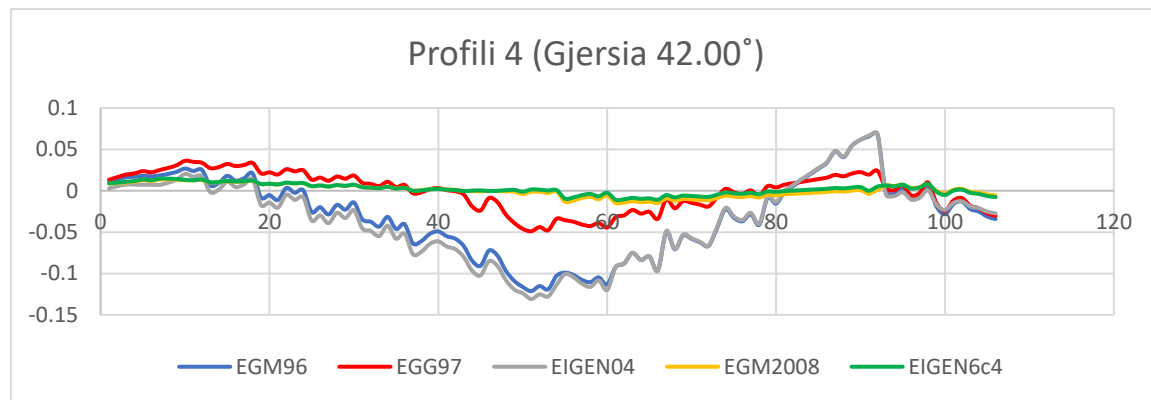
**Figura 8.7** Paraqitja grafike e ndërtimit të hartës së profileve

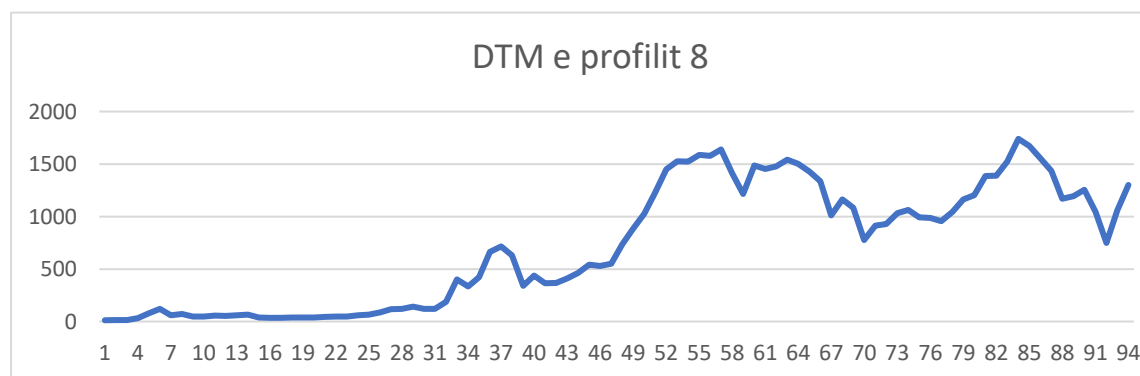
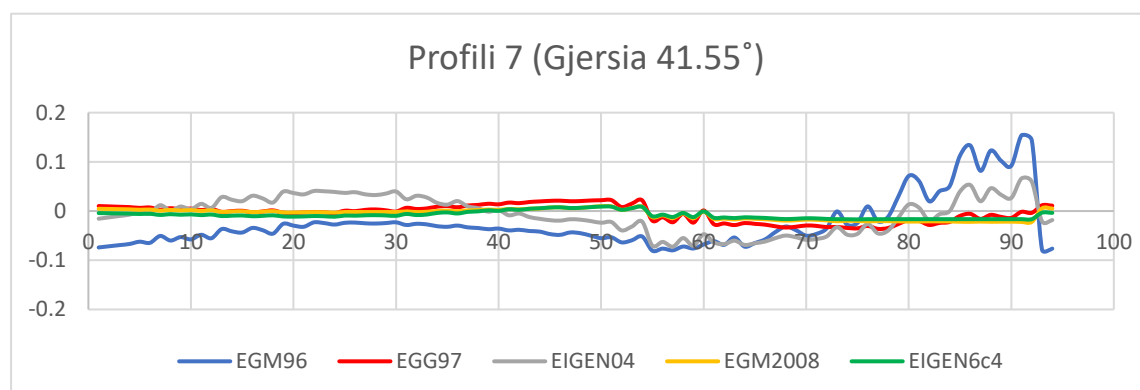
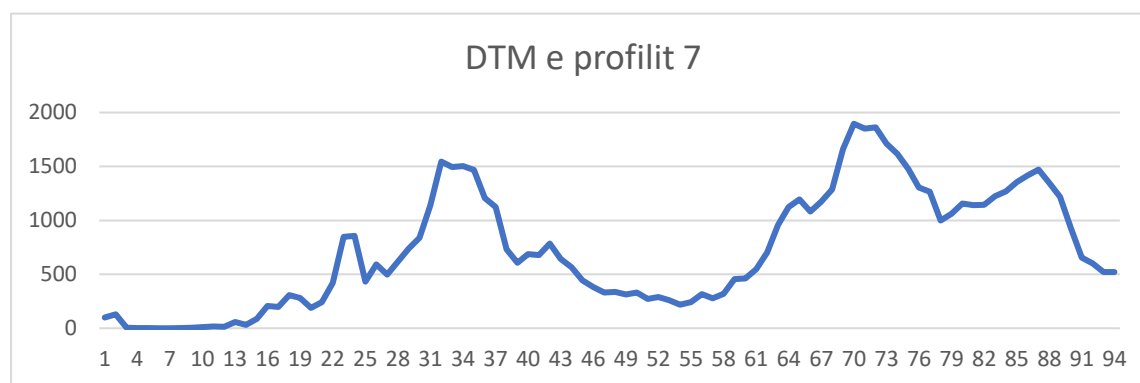
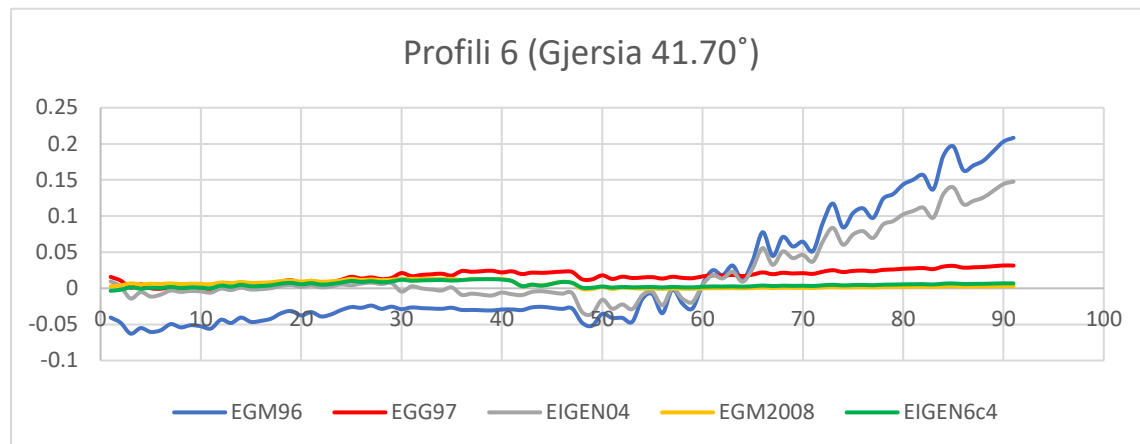
**Diagrami 8.6** Paraqitja e profileve dhe modelet digjitale të terrenit për të gjitha profilet duke filluar nga gjerësia gjeografike  $42.45^{\circ}$  deri në shtrirjen e fundit të profilit që përfshinë gjerësinë gjeografike  $39.90^{\circ}$ .

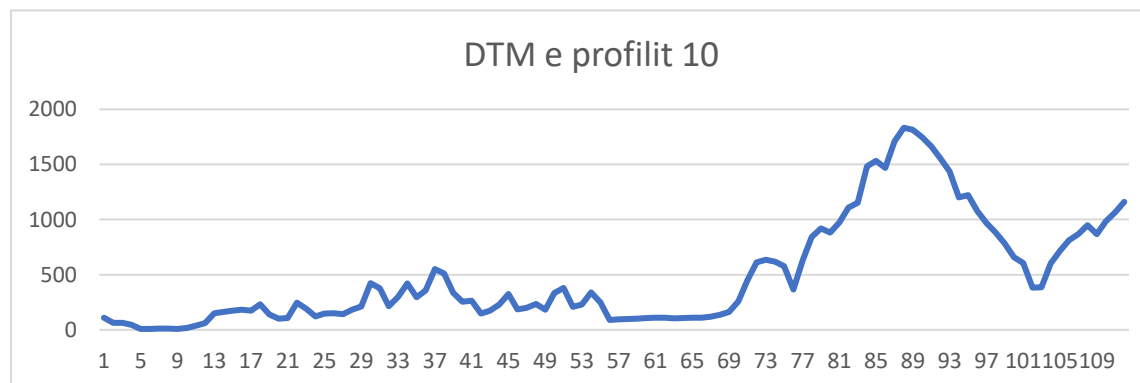
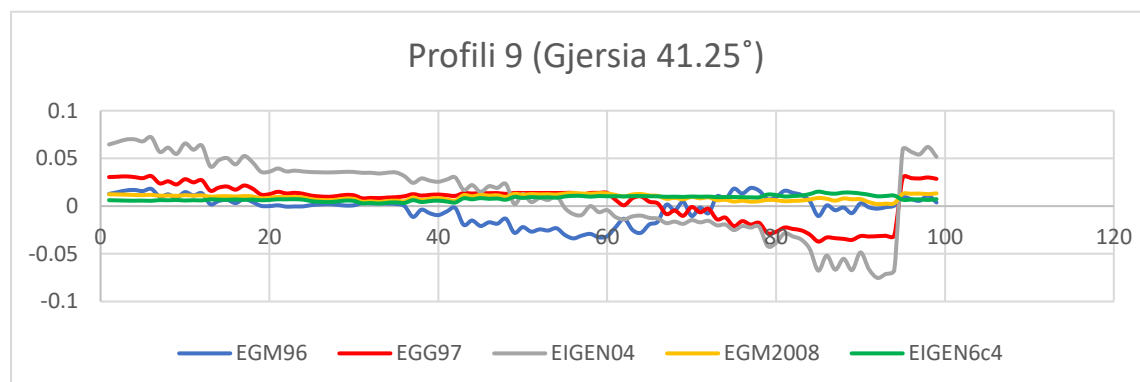
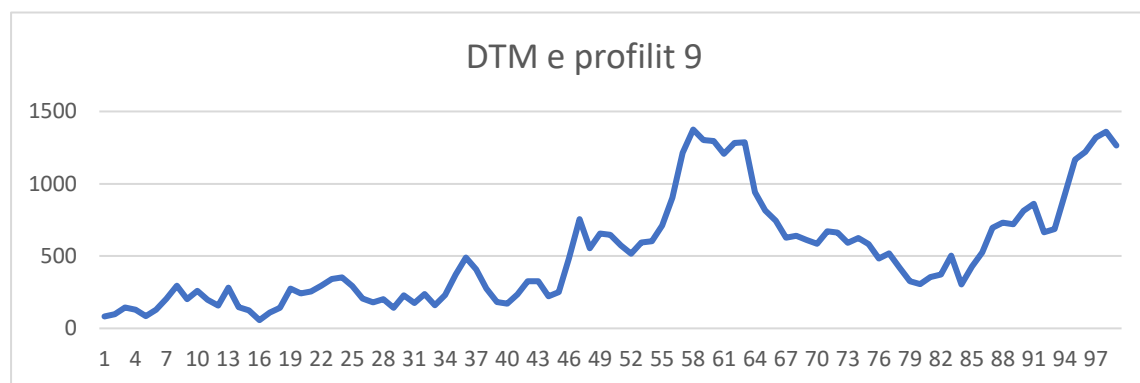
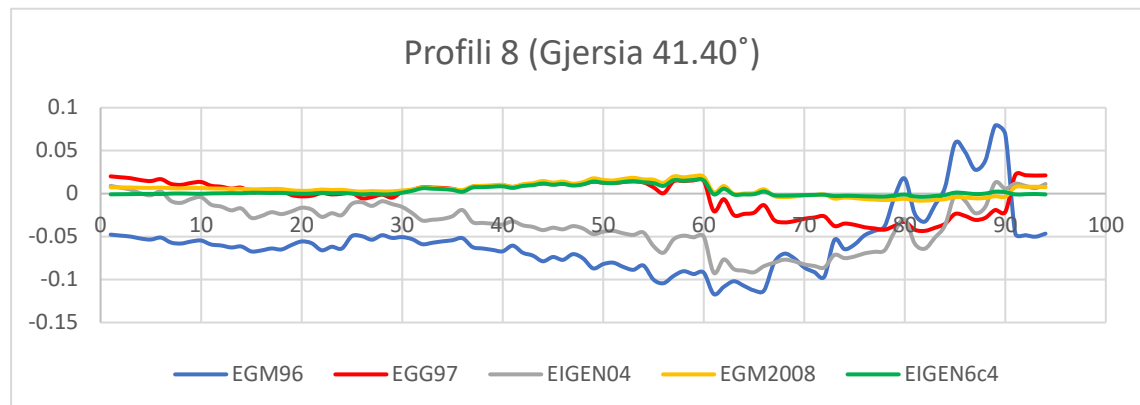


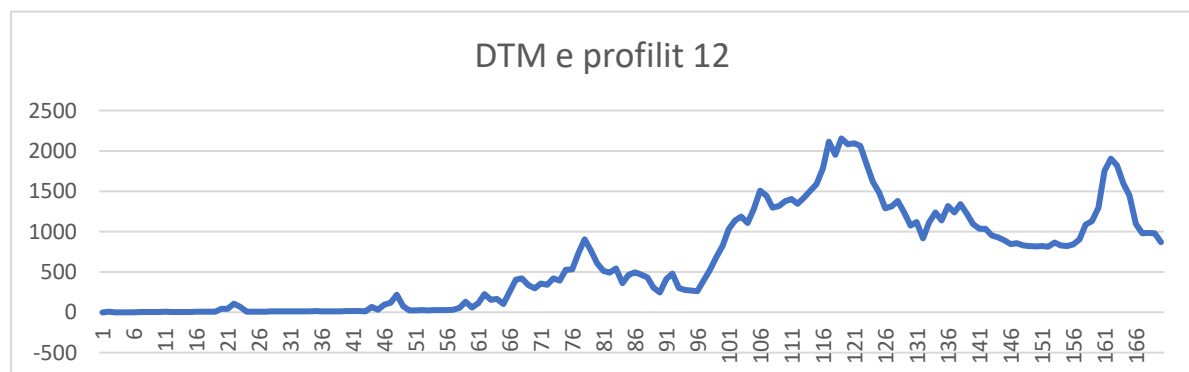
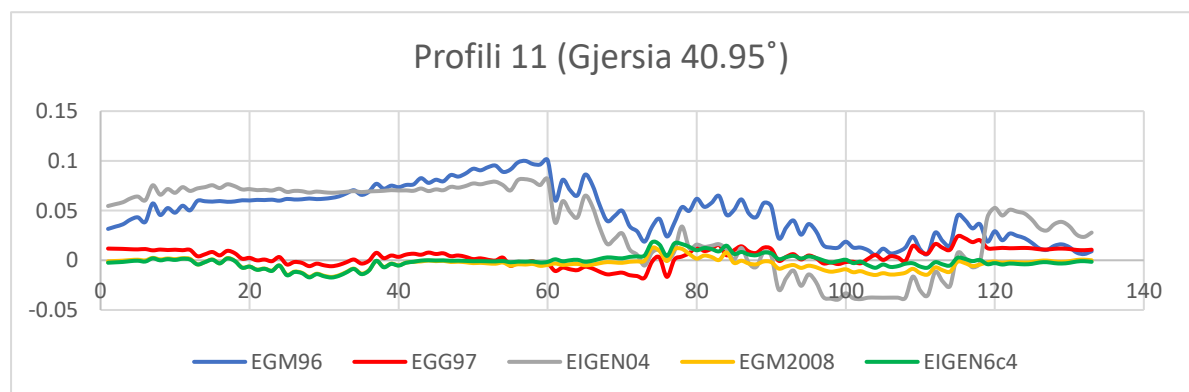
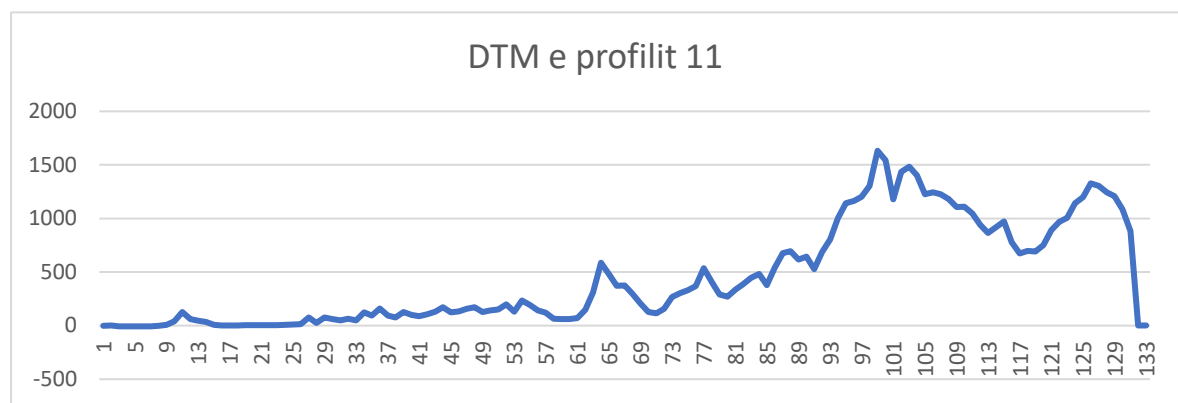
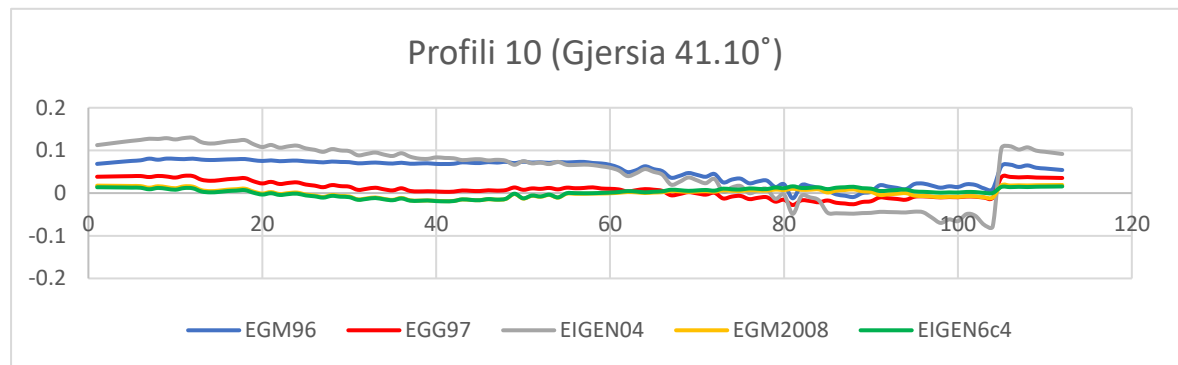


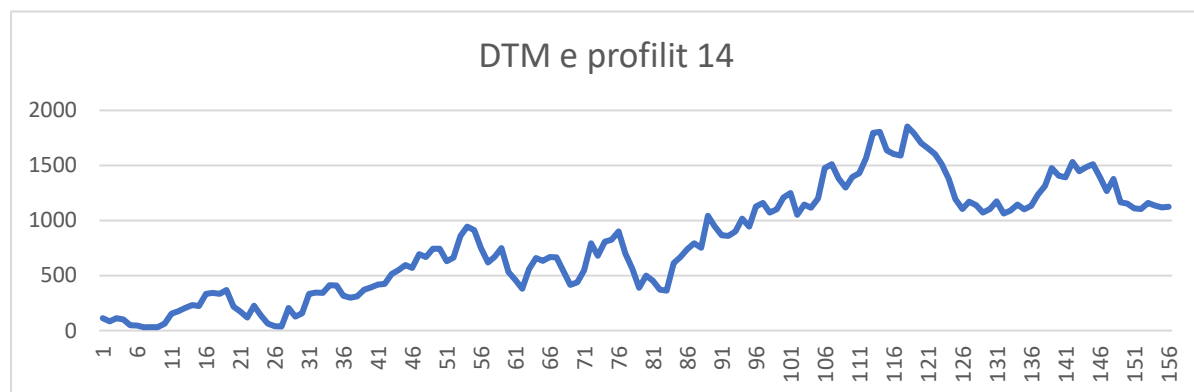
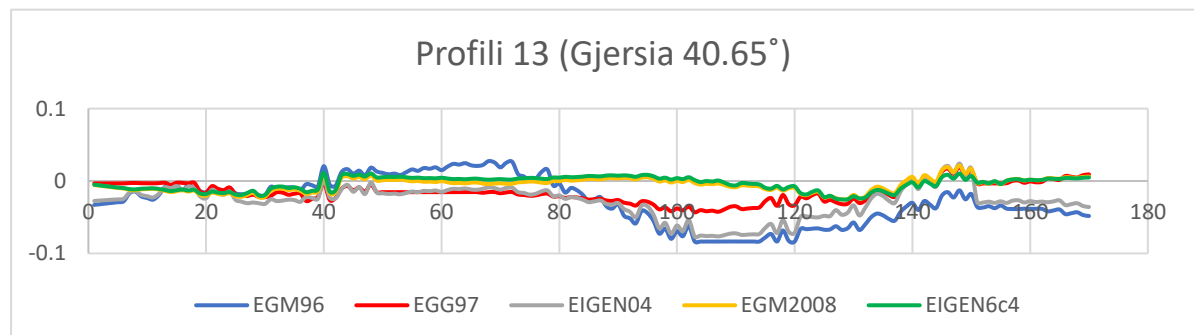
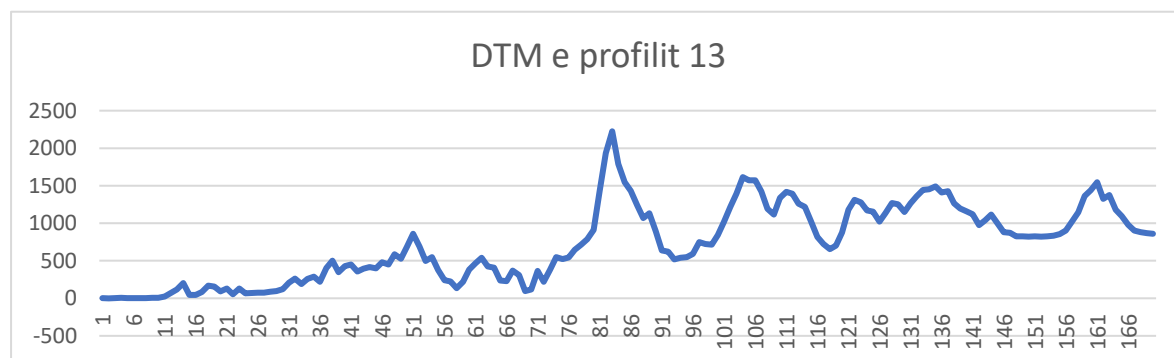
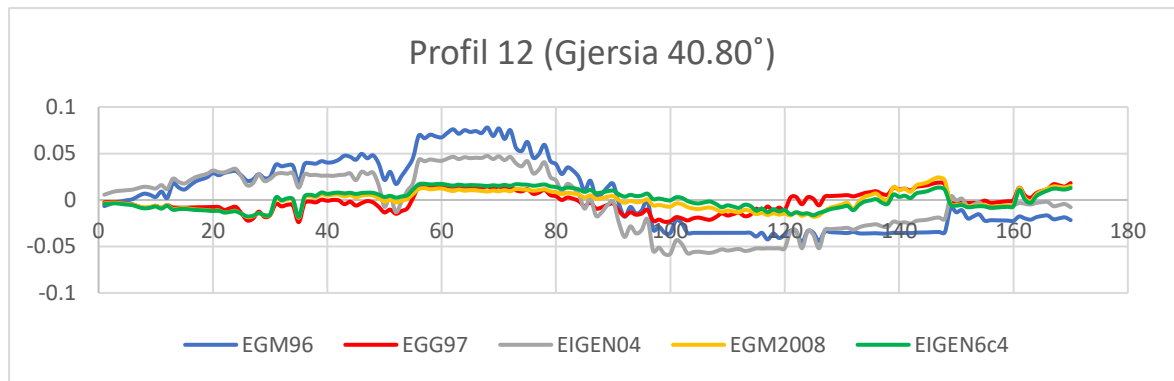


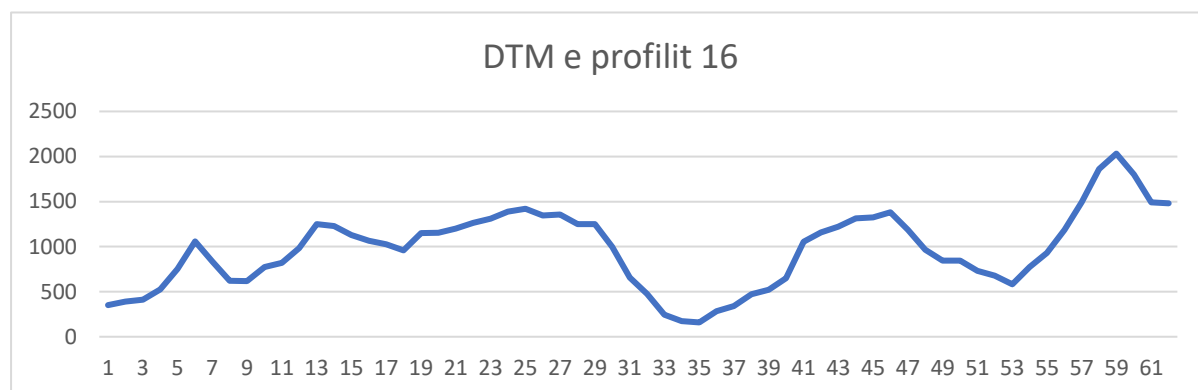
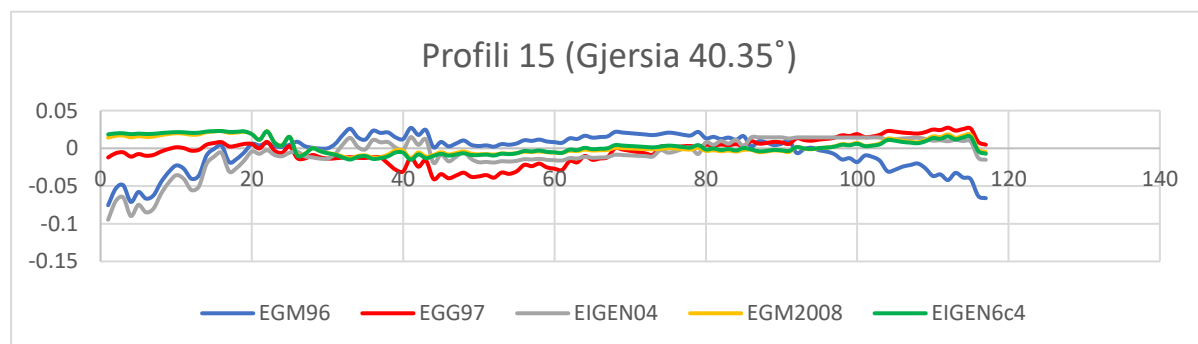
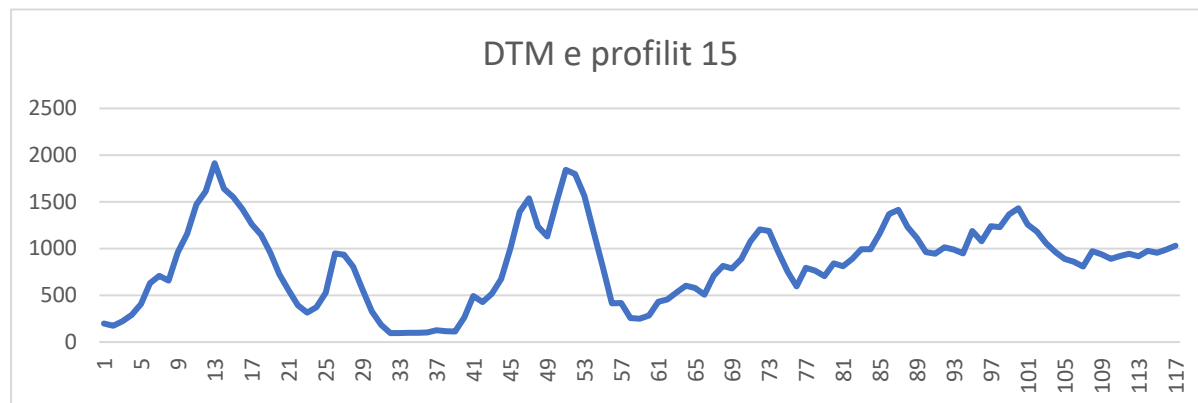
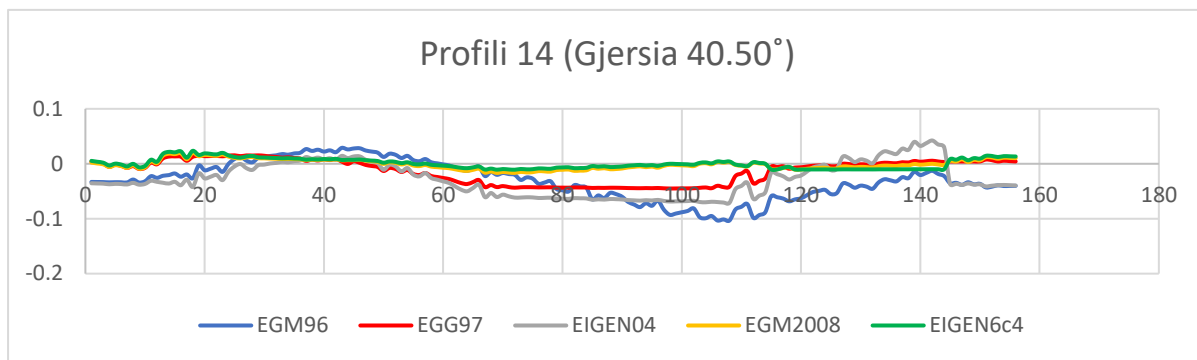


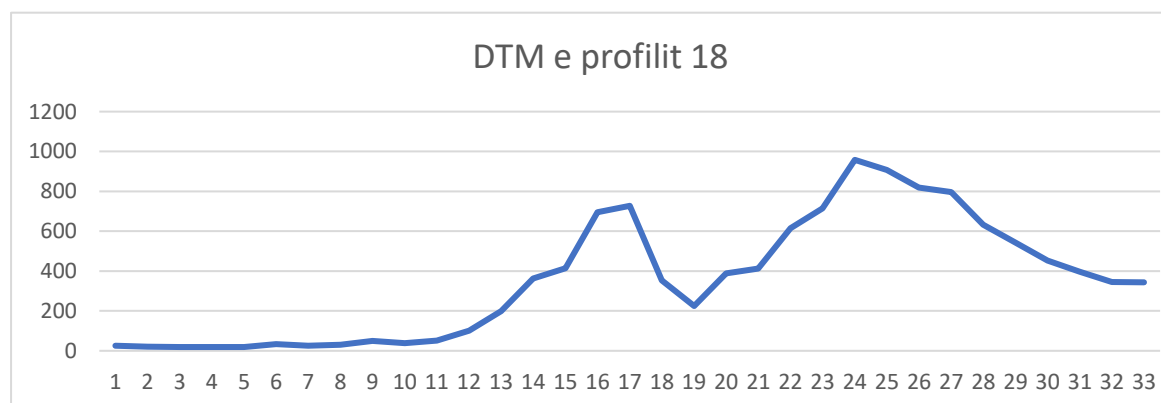
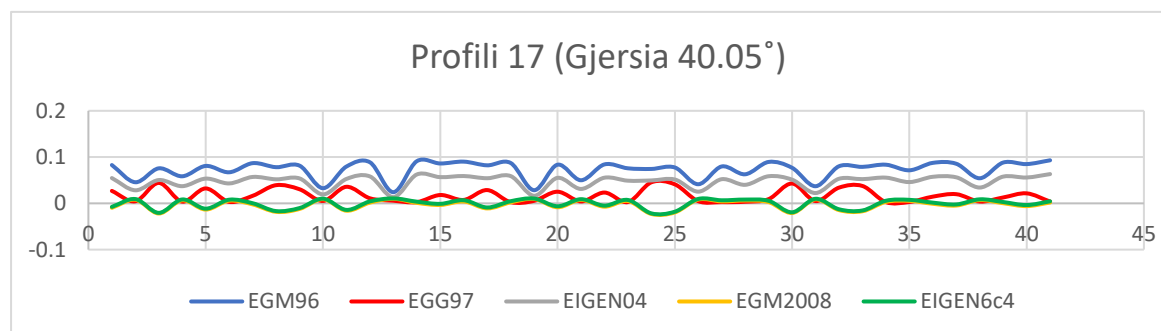
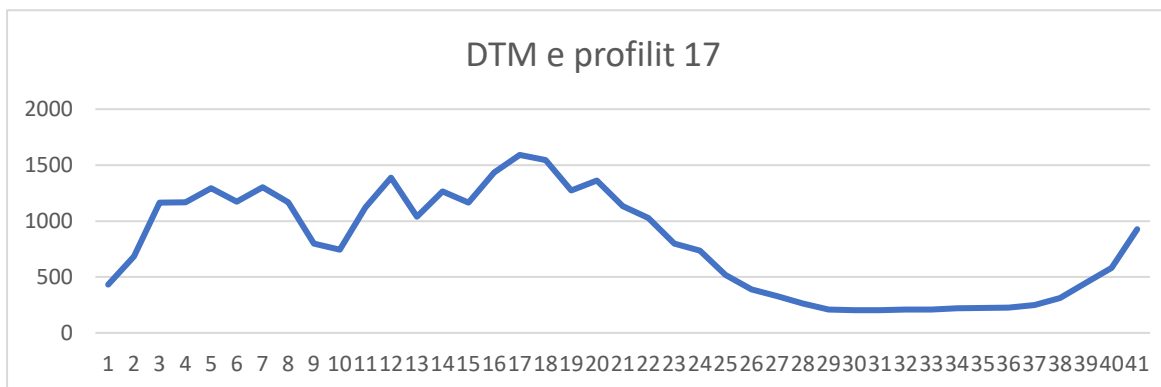
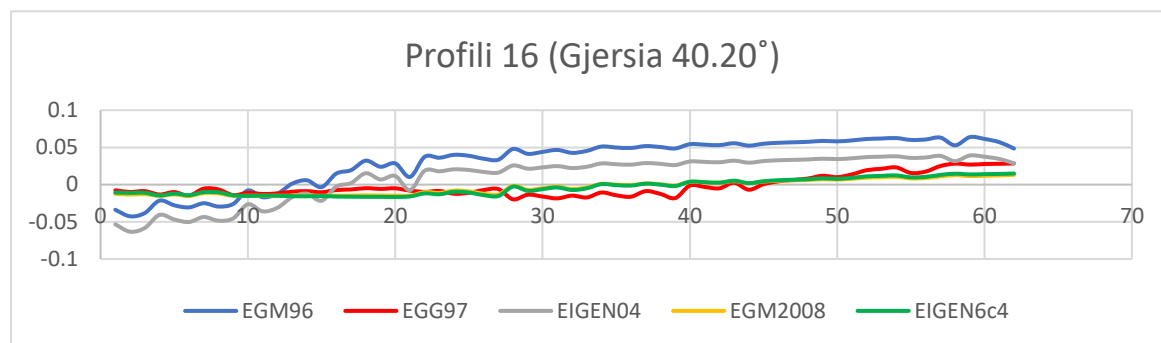




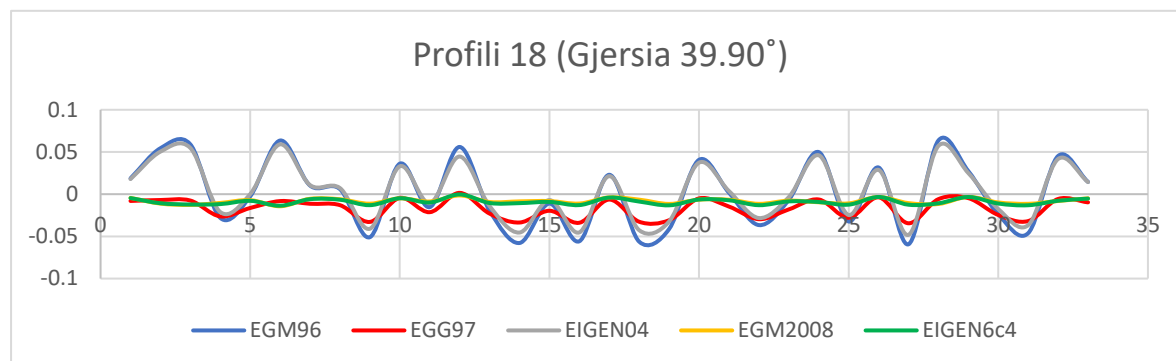












Pas shtrirjes së profileve për 5 modelet globale gjeopotenciale të përdorura gjithashtu janë paraqitur edhe vlerat minimale dhe maksimale të llogaritura për të gjitha profilet.

Nga tabela 8.1. mund të vërejmë qartë se gabimi më i madh rezulton të jetë  $\pm 21$ cm për modelin EGM96 , ndërsa ai më i vogël është  $\pm 2.4$ cm për modelin EIGEN6c4. Rezultatet e detajuara nga llogaritja e modeleve për 18 profilet janë të vendosura në shtojcën (13.4).

**Tabela 8.1 Vlerat minimale dhe maksimale të profileve**

	<b>EGM96</b>	<b>EGG97</b>	<b>EIGEN04</b>	<b>EGM2008</b>	<b>EIGEN6c4</b>
<b>Min (cm)</b>	-13.898	-4.894	-13.086	-2.537	-2.543
<b>Max (cm)</b>	20.830	6.061	14.766	2.427	2.356

## **8.7 Përzgjedhja definitive e modelit të gjeoidit të llogaritur me metodën DFHRS për territorin e Republikës së Shqipërisë**

Nga një analizë paraprake e drejtpërdrejtë e problematikës së definimit të një modeli të gjeoidit për territorin e Republikës së Shqipërisë ishte e qartë që ekzistonte nevoja e realizimit të një algoritmi, i cili do të bënte të mundur llogaritjen e një modeli të gjeoidit më të besueshëm.

Një model i besueshëm gjeoidi është pjesë e rëndësishme e infrastrukturës gjeodezike, për t'i shërbyer aplikimeve praktike gjeodezike dhe rievuase. Në përcaktimin e modelit të gjeoidit të territorit duke përdorur një numër të vëzhgimeve të shpërndara në mënyrë homogjene dhe atyre GPS/nivelimi me dendësi të përshtatshme përbënë temën e këtij studimi.

Në këtë hulumtim modeli i gjeoidit për Shqipërinë u përcaktua duke përdorur metodën e njohur DFHRS, në të cilën janë testuar 5 modele globale gjeopotenciale si pjesë të integruara të kësaj metode. Nga rezultatet e arritura pas testeve dhe definimit të vëzhgimeve që do të marrin pjesë në llogaritje të modelit të gjeoidit, si dhe llogaritjes

së vlerave minimale dhe maksimale, të cilat janë kusht për definimin e modelit të gjeoidit më të përshtatshëm për territorin e Shqipërisë.

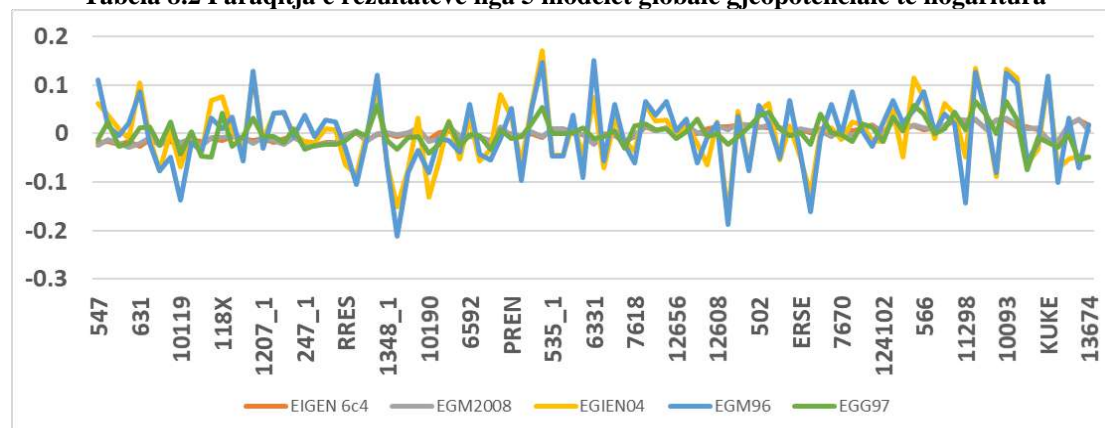
Saktësia e modeleve të llogaritura të paraqitura në tabelën 6.3, që vijnë si rezultat i llogaritjeve lehtë mund të vëhet në dukje një diferencim në mes të modeleve që kanë dhënë rezultate më të mira.

Duke u nisur nga modeli EGM96, i llogaritur nga 98 vëzhgime të pranueshme, devijimi standard është 7.147cm, pastaj modeli EIGEN04 është llogaritur me devijim standard 6.427cm, për të vazhduar me modelin EGG97 me devijim standard prej 2.719cm, pastaj devijimi standard i modelit EGM2008 është 1.503cm dhe saktësia e devijimit standard të modelit të fundit EIGEN6c4 të përdorur në llogaritje është 1.425cm.

Është e qartë se kemi një diferencim në mes të 3 modeleve: EGM96, EIGEN04 dhe EGG97, për të cilët besueshmëria e llogaritjes së devijimit standard është më e dobët. Kështu që këto 3 modele nuk do të trajtohen mëtej për shkak se devijimet e tyre e tejkalojnë saktësinë e pritshme.

Mbeten dy modele të qëndrueshme EGM2008 dhe EIGEN6c4 për të cilat devijimi standard është realizuar me saktësi mjaft të lartë dhe rezultatet e arritura janë shumë të përafërta në mes të këtyre dy modeleve. Atëherë përzgjedhja definitive e modelit të gjeoidit kërkohet më në bërthamë të llogaritjeve të realizuara duke marrë për bazë vlerat minimale dhe maksimale të këtyre dy modeleve, të cilat do të bëjnë të mundur përzgjedhjen e modelit më të përshtatshëm për sipërfaqen/zonën e hulumtuar, si dhe llogaritjet, të cilat dalin nga llogaritja e profileve të ndërtuara. Fillimisht do t'i analizojmë vlerat minimale dhe maksimale nga llogaritjet e modelit EGM2008, ku janë arritur me këto rezultate: vlera minimale është: -2.8cm, ndërsa ajo maksimale është 3.1cm, kurse minimumi dhe maksimumi i modelit EIGEN6c4 është arritur me këtë performancë: vlera minimale është -2.6cm dhe vlera maksimale 2.8cm., pastaj, duke vazhduar me analizimin e saktësisë së arritur nga ndërtimi i 18 profileve. Rezultatet e arritura nga ndërtimi i profileve janë paraqitur prapë me vlerat minimale dhe maksimale për 18 profilet e ndërtuar, ku shohim që gabimi më i madh rezulton të jetë  $\pm 21$ cm për modelin EGM96 ndërsa ai më i vogël është  $\pm 2.4$ cm për modelin EIGEN6c4. Një paraqitje grafike në formë diagrami nga rezultatet për 5 modeleve të llogaritura mund të shihet në diagramin 8.7.

**Tabela 8.2 Paraqitja e rezultateve nga 5 modelet globale gjeopotenciale të llogaritura**



Nga performanca e treguar e këtyre dy modeleve vërehet që kemi një diferencim të lehtë të modelit EIGEN6c4 nga modeli EGM2008, jo vetëm nga llogaritja e devijimit standard por edhe nga llogaritja e vlerave minimale dhe maksimale që janë kusht i definimit të modelit të gjeoidit për sipërfaqe të caktuar, gjithashtu edhe rezultatet nga profilet e nxjerra tregojnë që modeli EIGEN6c4 ka dhënë rezultate më të mira në raport me modelin EGM2008.

Rrjedhimisht modeli global gjeopotencial EIGEN6c4 ka dhënë performancë më të mirë në të gjitha fazat e llogaritjes së tij duke përdorur 98 vëzhgime të pranueshme për llogaritje dhe kështu definohet si model më i përshtatshëm për territorin e Republikës së Shqipërisë. Gjithashtu ky model ka shpërndarje topografike dhe përshtatet mjaft mirë në shtrirjen e territorit.

Zgjedhja përfundimtare e modelit të gjeoidit për Shqipërinë ofron saktësi prej 1cm. Synimi ynë në përcaktimin e një zgjidhje më të besueshme për sipërfaqen referuese të lartësive është realizuar me sukses të plotë, ku është arritur një saktësi e pa realizuar deri më tani prej 1cm për territorin e Republikës së Shqipërisë. Një rezultat i tillë i arritur na jep të drejtën e hulumtimeve të mëtejshme me qëllimi të deklarimit zyrtar të këtij modeli si një e dhënë Vertikale Kombëtare për Lartësi në sistemin e pozicionimit të Shqipërisë (ALBPOS).

## **9 Rezultatet dhe përfundimet**

Duke pasur parasysh që teknologjia kohëve të fundit ka avancuar shumë dhe disa prej metodave klasike dalë nga dalë po dalin nga përdorimi për shkak të kohëzgjatjes që marrin në realizimin e matjeve si dhe përpunimin e dhënave.

Për përcaktimin e modelit të gjeoidit për një territor të caktuar janë të njohura tri metoda si: metoda e matjeve gravimetrike tokësore, pastaj gravimetria ajrore e deri tek përdorimi i modeleve globale gjeopotenciale.

Në ditët e sotme, modelet e gravitetit satelitor përdoren në mënyrë rutinore për të siguruar informacion të fushës së gravitetit me gjatësi vale të gjatë për modelimin rajonal të gjeoidit, ndërsa të dhënat e gravitetit tokësor dhe ajëror kontribuojnë në gjatësinë e valës së mesme dhe të shkurtër të fushës së gravitetit. Sfida kryesore për modelimin e gjeoideve në këtë zonë është kombinimi i duhur i modelit të gravitetit satelitor, me të dhëna të gravitetit tokësor dhe të dhëna nga graviteti ajëror.

Duke marrë për bazë të dhënat gravimetrike tokësore që i kemi për Shqipërinë na i kufizojnë përdorimin e metodave të sipërpërmendura.

Siç edhe dihet matje gravimetrike tokësore për Shqipërinë janë realizuar në vitin 2015 dhe janë të matura tri pika gravimetrike tokësore, në Tiranë, Sarandë dhe në Shkodër, të cilat janë të pamjaftueshme për përcaktimin e modelit të gjeoidit.

Ndërsa sa i përket matjeve gravimetrike ajrore deri më tani nuk ka të dhëna që është realizuar një gjë e tillë për Shqipërinë.

Në këtë rast duke pasur parasysh se kemi mungesë të dhënave gravimetrike tokësore dhe ajrore ose të dhëna të pamjaftueshme, si alternativë e vetme na mbete që të përdorim modelet globale gjeopotenciale për llogaritje të sipërfaqes referente të lartësive për Shqipërinë duke përdorur të dhënat nga GPS/nivelim.

Ndërmjet matjeve me GNSS dhe modeleve globale gjeopotenciale është krijuar mundësia e përcaktimit të modelit të gjeoidit mjaft të saktë për një territor të caktuar. Por gjithashtu duke pasur parasysh trendet dhe zhvillimet që ndodhin si në rajon po ashtu edhe më gjerë, vazhdimisht shtrohet kërkesa për të ndjekur hapat e tyre. Duke pasur në konsideratë këtë që u tha më lartë dhe duke përcjellë zhvillimet e fundit në rajon dhe Evropë që kanë ecur në zhvillimin e modelit të gjeoidit ose edhe duke e përditësuar modelin paraprak, natyrisht që edhe për Shqipërinë është evidentuar një kërkesë e tillë, përcaktimi i një modeli të gjeoidit, të cilin deri më tani nuk e ka pasur të definuar.

Në kuadër të tezës së doktoratës është blerë softuer DFHRS (Digital Finite Element Height Reference Surface) ([www.dfhb.de](http://www.dfhb.de)), i zhvilluar nga Universiteti i Shkencave të zbatuara të Karlsruhe, Fakulteti i Gjeomatikës (Jäger, 1999), në Gjermani, me të cilin janë kryer të gjitha llogaritjet për përcaktimin e sipërfaqes referente të lartësive të Shqipërisë. Pjesë përbërëse e këtij softeri janë 5 (pesë) modele globale gjeopotenciale EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6c4.

Nga Autoriteti Shtetëror Për Informacioni Gjeohapësinor-Drejtoria Gjeodezisë dhe Hartografisë (ASIG) në Tiranë janë siguruar të dhënat nga GPS/ nivelimi për 151 pikat e territorit të Shqipërisë.

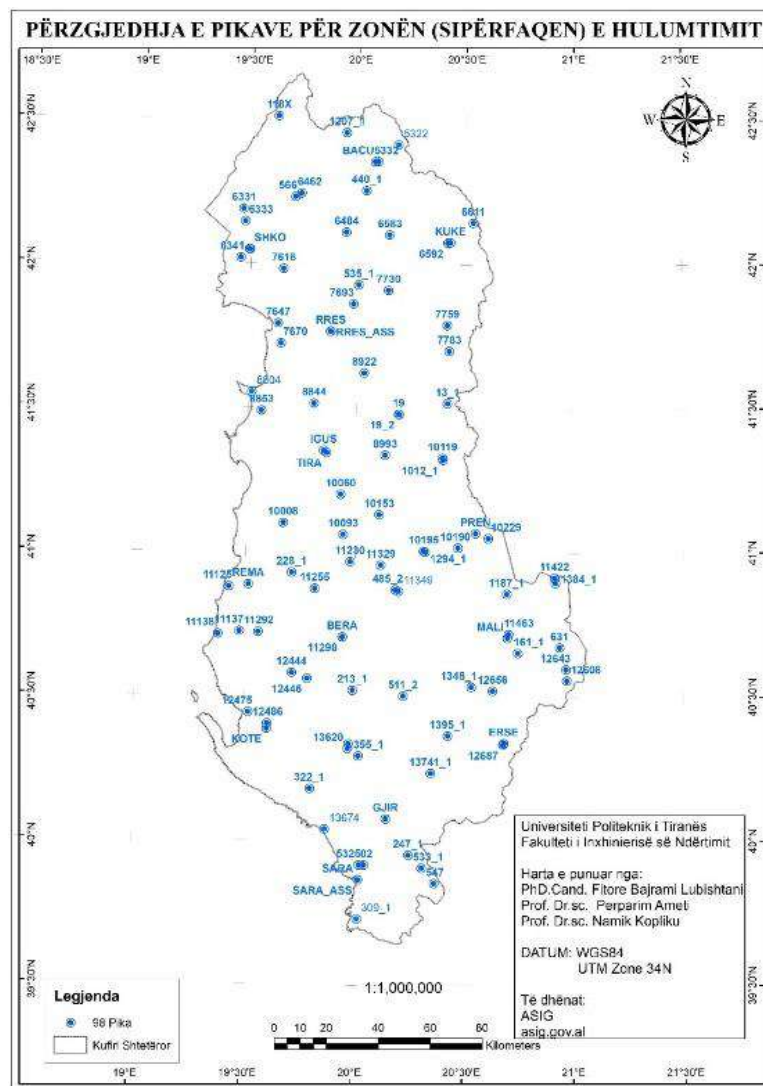
Analiza e modeleve globale gjeopotenciale me qëllim të përcaktimit të sipërfaqes referente të lartësive ishte qëllim kryesor i kësaj teze të disertacionit. Në kuadër të tezës janë bërë analiza të 5 (pesë) modeleve globale gjeopotenciale, EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6c4, ku kemi arritur të llogarisim modelin e gjeoidit, i cili është përshtatur mjaft mirë me shtrirjen topografike të territorit të Republikës së Shqipërisë dhe kemi arritur rezultate të paarritura deri më tani, kjo gjë tërësisht është zhvilluar në kuadër të temës së doktoratës.

Qëllimi kryesor i këtij studimi ishte llogaritja e modelit të gjeoidit për shndërrimin e lartësive elipsoide të përcaktuara nga GPS në lartësi ortometrike, të cilat i referohen sipërfaqes referente të lartësive (SRL) në mënyrë që ta definojë atë si Datum Kombëtar Vertikal dhe të njëjtën kohë të ofrojë mundësinë e përdorimit të modelit të gjeoidit për përdoruesit e GNSS ose ALBPOS, dhe të njëjtat mund të përdoren për qëllime të ndryshme gjeodezike apo hartografike. Llogaritja e modelit të gjeoidit me saktësi të lartë ishte një detyrë e vështirë, e cila kërkonte kujdes të veçantë dhe hulumtim të plotë në të gjitha fazat e llogaritjes duke i kushtuar kujdes të veçantë analizës së të dhënave në mënyrë që të prodhojë rezultate sa më të mira.

Në hapat e modelimit të gjeoidit, përzgjedhja e sipërfaqes së hulumtimit dhe modelimi i gjeoidit përmes metodës së elementeve finite (MEF) bëhet për të vazhduar pastaj në përdorimin e metodës DFHRS dhe analizimin e rezultateve të nxjerrura nga 5 modelet globale gjeopotenciale EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6c4, në të cilat janë vendosur për llogaritje të 98 vëzhgime të pranueshme nga 151.

Duke përdorur metodën e heqjes-rivendosjes (ang.remove-restore) është bërë përzgjedhja e vëzhgimeve të përshtatshme për vendosje të tyre në llogaritje të modelit të gjeoidit. Gjithsej janë evidentuar 94 vëzhgime të përshtatshme dhe 57 prej tyre janë eliminuar si të papërshtatshme për llogaritje. Por gjithmonë, duke pasur parasysh se mund të jetë eliminuar ndonjë vëzhgim në mënyrë të gabuar, kemi vazhduar me eksperimente të tjera shtesë si identifikimi i gabimeve bruto në analizën e të dhënave gjeodezike që është kontrolluesi i të dhënave (ang. Data snooping), (Baarda, 1968).

Metoda kontrolluesi i të dhënave është zbatuar derisa të mos jenë identifikuar vëzhgime. Kështu që për 57 vëzhgimet e mbetura jashtë llogaritjes po ashtu edhe pikat që janë në llogaritje fillestare është vazhduar të testohen dhe kanë rezultuar që nga këto 57 vëzhgime 5 prej tyre pranohen si të përshtatshme dhe një vëzhgim të eliminohet pasi që rezultoi si i papërshtatshëm nga llogaritjet fillestare, kështu numri i vëzhgimeve të përshtatshme që janë vendosur për llogaritje të modelit më të përshtatshëm të gjeoidit për territorin e Shqipërisë, është 98 vëzhgime nga 151 të mundshme, paraqitja grafike e të cilave mund të shihet në figurën 9.1.

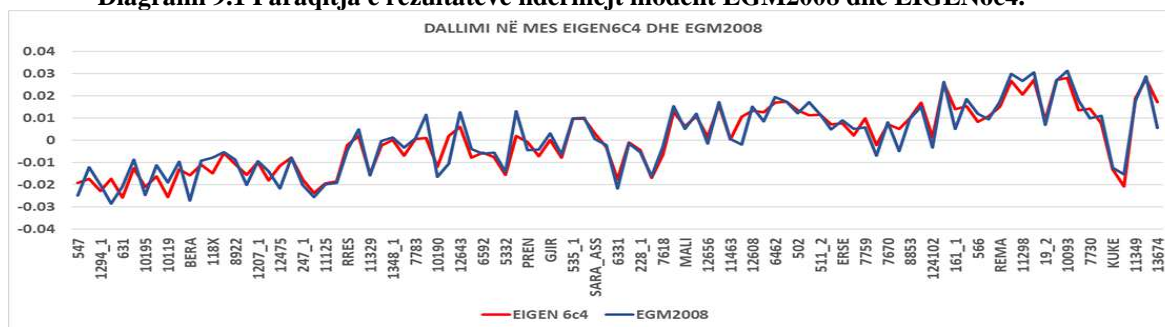


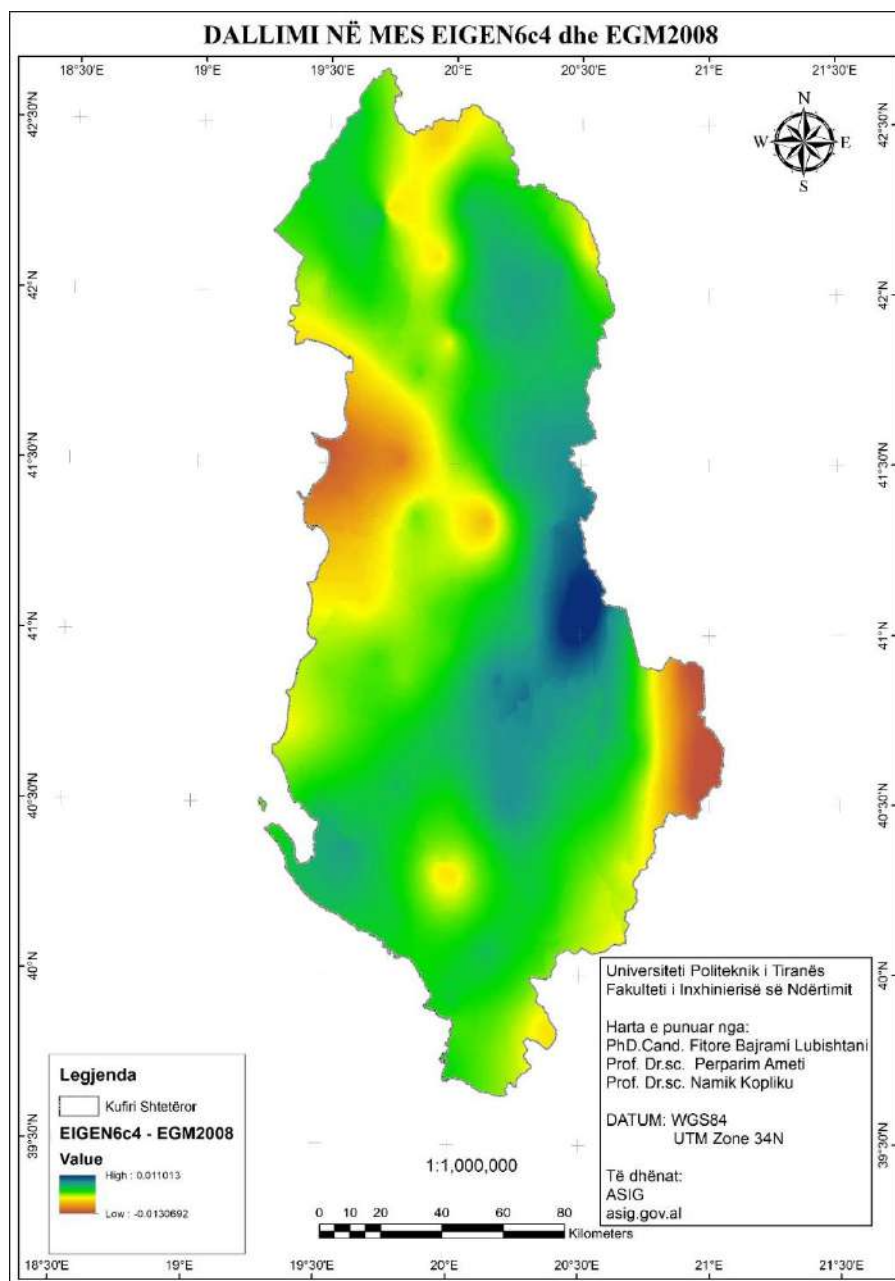
**Figura 9.1** Paraqitja e 98 vëzhgimeve të përdorura për llogaritje të modelit të gjeoidit të Shqipërisë

Nga rezultatet e gjeneruara nga 98 vëzhgime dhe pas llogaritjeve përkatëse të kryera, arrihet në përfundim që modeli EIGEN6c4 ka dhënë performancë dhe rezultate më të mira në të gjitha fazat e llogaritjes së tij në raport me modelet e tjera. Me këtë model është arritur saktësia e devijimit standard prej 1cm dhe vlera minimale e këtij modeli është -3cm dhe vlera maksimale 3cm. Rezultati i devijimit standard por edhe nga rezultatet e vlerave minimale dhe maksimale për modelin EIGEN6c4 ka dëshmuar që është mjaft i saktë dhe njëkohësisht përshtatet mjaft mirë me shtrirjen topografike të territorit të Shqipërisë.

Gjatë gjithë kohës së kryerjes së testeve dhe gjatë analizimit të rezultateve të gjeneruara nga softueri kemi parë që kishte një diferencim të vogël të rezultateve ndërmjet modelit EGM2008 dhe EIGEN6c4, të cilat janë shumë të përafërta, për këtë arsye është bërë paraqitja grafike në formë diagrami ndërmjet këtyre dy modeleve, si dhe paraqitja vizuale e tyre, e cila mund të shihet në figurën 9.2.

**Diagrami 9.1 Paraqitja e rezultateve ndërmjet modelit EGM2008 dhe EIGEN6c4.**

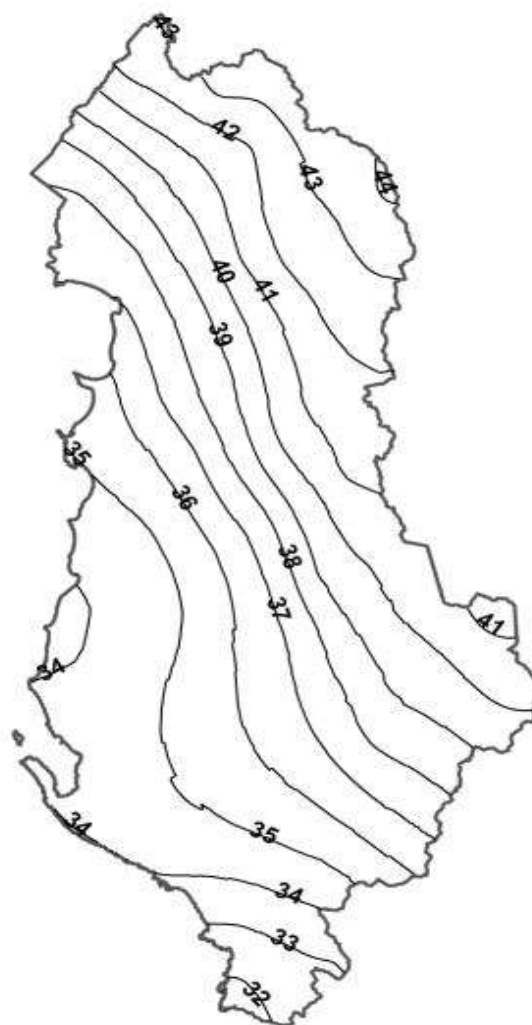




**Figura 9.2 Paraqitja e vizuele e rezultateve të arritura ndërmjet modelit EGM2008 dhe EIGEN6c4**

Hulumtimi ynë nuk ka mbaruar vetëm me llogaritje, por kemi vazhduar edhe më tutje me ndërtimin e profileve. Profilet e ndërtuara paraqesin raportin ndërmjet vlerave të valëzimeve dhe vlerave nga modelet e llogaritura. Ndarja e territorit është bërë çdo 15<sup>0</sup> dhe nga kjo ndarje janë fituar 18 profile, përveç kësaj i kemi ndërtuar edhe modelet digjitale të terrenit për çdo profil. Gjithashtu janë ndërtuar edhe diagramet përkatëse për çdo profil me ç'rast diagramet paraqesin prerjen e profilin.



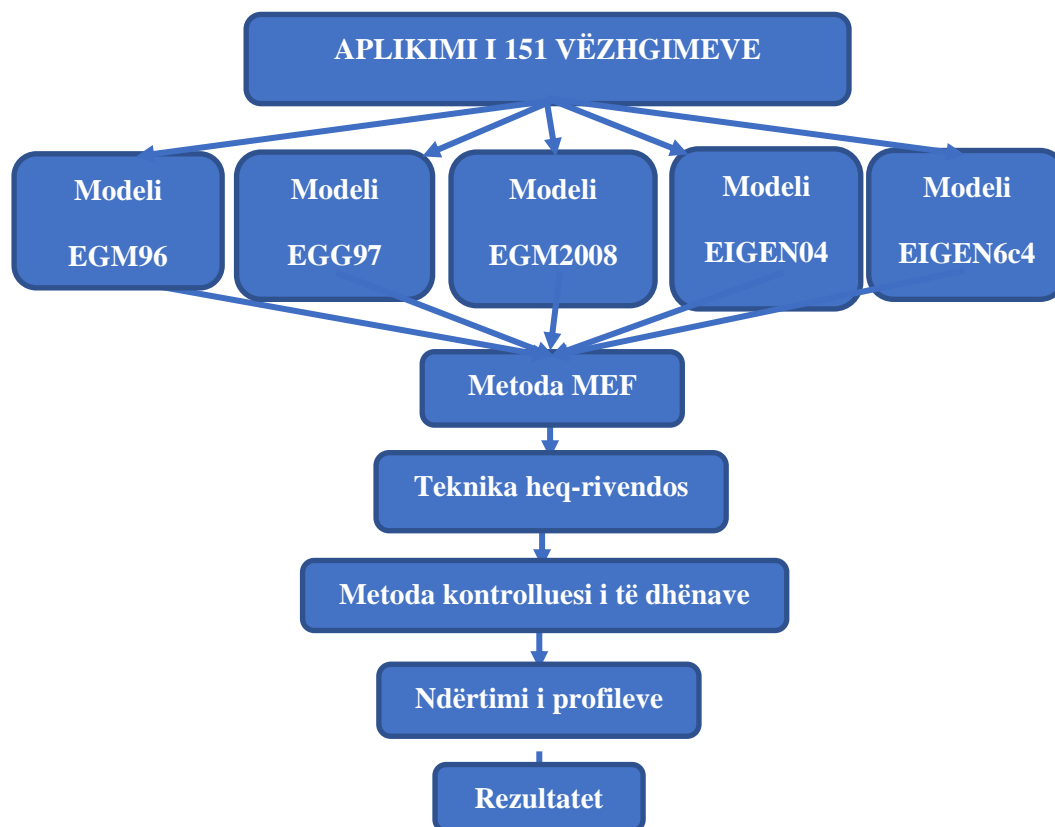


**Figura 9.3** Paraqitja e vizuele me izohipse të ndërtuara nga rezultatet e arritura nga modeli EIGEN6c4

Modeli i llogaritur i gjeoidit do të jetë një lehtësim për përdoruesit e sistemit GNSS për arsye se bën të mundur shndërrimin e lartësive elipsoide të përcaktuara nga GPS në lartësi ortometrike ose lartësi normale, të cilat i referohen sipërfaqes referente të lartësive (SRL).

Duke u bazuar në rezultatet e dhëna në këtë punim sipërfaqja referente e lartësive SRL pranohet me saktësi të lartë (centimetrike) dhe mund të përdoret si një model referimi për lartësi në sistemin e pozicionimit të Shqipërisë ALBPOS.

Por, megjithatë është e qartë se në të ardhmen do të shtrohet nevoja që 53 vëzhgimet, që nuk janë pjesë përbërëse e këtyre llogaritjeve, për shkak të mosbeueshmërisë së tyre, duhet të shqyrtohet mundësia e analizimit të këtyre vëzhgimeve ndoshta në kuadër të një disercioni të radhës të mund të ofrohet zgjidhje për këto pika, në mënyrë që të arrihen me saktësi të pranueshme dhe të mund të jenë pjesë përbërëse e llogaritjeve për zëvendësim të modelit paraprak me model të ri të gjeoidit dhe të dhëna të reja!



**Organogrami 9.1 Aplikimi i 151 vëzhgimeve**

## 10 Summary

Determining the Height Reference Surface - the geoid model is of great importance for the development of various geodetic tasks within a state. Considering this, one of the main tasks of geodesy is to determine the geoid, which is defined as an equipotential surface of the Earth's gravitational field, which corresponds on average to the average sea level.

There is a growing need to have a geoid model and this will be the main objective of this research: determining a zero surface elevations (geoid model) using global geopotential models and other terrestrial data which are available, mainly by GPS and accurate leveling. The method chosen is called the Digital Finite Elements Height Reference Surface Method (DFHRS). This approach is based on parametric modeling and calculation of the Reference Height Surface from the geometric and physical components of the observation to a hybrid adaptation approach. Access to the Height Reference Surface parametric model is enabled by DFHRS method databases, which allow direct conversion of GNSS (ellipsoidal) heights to physical heights (Orthometric, Normal). DFHRS databases as such can be used to measure GNSS heights online on

CORS networks (Jäger in 2006) allowing users to obtain normal heights during real-time measurement.

Between GNSS measurements and global geopotential models, it is possible to determine a very accurate geoid model for a given territory. But also taking into account the trends and developments that are happening both in the region and beyond, there is a constant demand to follow in their footsteps. Taking into account what was said above and following the latest developments in the region and Europe that have progressed in the development of the geoid model or even updating the previous model of course that such a demand has been identified for Albania as well, the determination of a geoid model, which has not been defined so far.

As shown in this research, the main purpose of this study is to calculate the geoid model with the sole purpose of converting the ellipsoidal heights determined by the GNSS to normal heights or orthometric heights, which refer to the Reference Height Surface. in order to define it as a National Vertical Datum and at the same time offer the possibility of using it as a geoid model for GNSS or ALBPOS users, and the same can be used for different geodetic or cartographic purposes. Calculating the geoid model with high accuracy is a difficult task, which requires special care and thorough research at all stages of the calculation, in order to produce good results.

First, the dissertation describes the real situation regarding the vertical reference system of Albania, starting from the description of the history of the construction of geodetic coordinative references in the Republic of Albania, to the data which are in use today. As well as the real situation with gravimetric data, which are essential in the selection of the method for determining the geoid model.

As we know, the field of gravity of the Earth has an essential role in geodesy. To determine the gravitational field of the Earth, it was necessary to address some scientific issues such as:

- Theory of potential
- Mathematical functions
- Boundary values
- Signal handling etc.

It has also been important to address specific topics, such as: Height Reference Surfaces, Mean Sea Level, Ellipsoid Surface, Geoid Surface, Quasi-Geoid Surface, and to continue analyzing the methods used to determine of the geoid model as if they are:

- Helmert method,
- Stokes Method,
- Molodensky Theory,
- Boundary value problems
- Types of anomalies.

The problem of the value of the geodetic boundary involves determining the Earth's surface and its external gravity from observations at or near the Earth's surface. The surface to be determined is either the geoid (Stokes problem) or the physical surface of the Earth and the quasigeoid (Molodensky problem).

Helmert gravity in the geoid, necessary to collect the Helmert anomaly, which is obtained by first converting the observed surface gravity to the Helmert model and then reducing it (still in the Helmert model) on the geoid.

Gravity anomalies in geoid are needed as input for geoid calculation. After transforming the gravity anomalies on the topographic surface, from the real space to the Helmert space, they must continue to the geoid in the Helmert space.

Stokes' integration in solving the boundary value problem, after transforming the gravity anomalies (Helmert) from the earth's surface into geoids, the gravity anomalies turn into (Helmert) disturbing potential  $T$ . The disturbing potential Helmert is the difference between the potential of Helmert gravity in the co-geoid and normal potential in the reference ellipsoid. Gravity anomalies are turned into disturbing potential through the basic gravimetric equation.

Converting geoid heights from Helmert space to real space, estimating the Stokes boundary value problem in Helmert space results in an equipotential surface called the Helmert co-geoid. Finding the geoid in real space will require an estimate of the primary indirect topographic effect (PITE) and the primary indirect atmospheric effect (PIAE). The transformation is achieved by adding PITE and PIAE to the Helmerite co-geoid (M. A. Klu, Determination of a geoid model for Ghana using the Stokes-Helmert method).

The Stokes function, determining the geoid using the Stokes formula requires removing all topographic masses in a layer above or below the geoid. To meet this condition that gravity anomalies must refer to the geoid, it is necessary to reduce the gravity anomalies from the Earth's surface to the geoid (Guo, He, Sang, 2019).

The Stokes formula or the Stokes Integral is the most important formula in physical geodesy, since it makes it possible to determine the geoid from gravity data. Stokes' formula assumes that the gravity anomaly is given at any point on the ellipsoid. It can also be derived as a solution of the integral equation if applied to the geoid.

The free-air gravity anomaly, often referred to simply as the free-air anomaly, after a free-air correction is applied to account for the [elevation](#) at which a measurement is made. It does so by adjusting these measurements of gravity to what would have been measured at a reference level. For Earth, this reference level is commonly taken as [mean sea level](#).

Bouguer anomaly is the reduction of gravity which is the complete removal of topographic masses, i.e., masses outside the geoid (W. Heiskanen, H. Moritz, 1967, Physical Geodesy). Bouguer anomalies are used for regional and local research, as they are free from the effect of topography. They mainly reflect density anomalies in the upper crust and mantle and may be related to tectonic structures such as ocean ridges, deep sea channels, new mountains, and upper mantle structures (W.Torge, 2001, Geodesy).

Elevation anomaly geoid known wave approximation based on Molodensky's theory the distance from the Earth's surface to the point  $U$  can be determined, where the normal

potential has the same value as the geopotential  $W$  on the Earth's surface (Molodensky et al., 1962; Hofmann-Wellenhof & Moritz, 2005; Moritz, 1989).

Another technique is the one known as remove-restore (in English; remove-compute-restore). The remove-restore technique has found application at a time when global geopotential models provide long-wavelength parts of the gravity field and dense gravity data in many regions, as well as high-resolution digital altitude models (W. Torge, 2001, Geodesy).

The application of the RCR technique involves the following stages (René Forsberg, C. C. Tscherning, 1981, The use of height data in gravity field approximation by collocation; DENKER et al. 1986):

- Reduction of gravity anomalies  $\Delta g$  from the anomaly part of the global model  $\Delta g_M$
- Smoothing of anomalies by some kind of terrain reduction  $\Delta g_T$
- Grid of residual gravity anomalies

The remove-restore technique can also be applied to vertical deviations or any other amount of gravity field. It has also been used successfully with less square collocation but for large scale geoid modeling, an integral formula along with FFT (Fast Fourier Transform) is the only technique applicable so far.

In this study, in order to determine the Height Reference Surface, the DFHRS (Digital Finite Element Height Reference Surface) method ([www.dfhb.de](http://www.dfhb.de)) was applied.

This method has been used to model a height reference surface on the height reference surface of digitally defined elements (DFHRS). This method aims to implement a parametric modeling and calculation of height reference surfaces for the geometric and physical components of the observation, in a hybrid regulatory approach (DFHRS). Access to the parametric Height Reference Surface model is enabled by DFHRS databases (DFHRS-DB), which allow direct conversion of GNSS heights ( $h$ ) to physical heights ( $H$ ).

Moreover, in the framework of this dissertation, for other analyzes, the method (data snooping) or data controller was used for the purpose of additional experiments in order to define as accurately as possible the geoid model for the territory of Albania. The data controller can be defined as the observation search in which a gross error was made during the measurement if the calculation errors remained out of consideration, which is justified in today's automated calculation (Baarda, 1968).

One of the best methods for external identification in the analysis of geodetic data is the Baarda testing procedure. This method is an iterative data controller (in English; data snooping) which is the best established method for identifying gross errors (Baarda, 1968).

In the framework of this research the data for 5 (five) global geopotential models (EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04, EIGEN6C4), were used. EGM96 is a geopotential model of the Earth consisting of spherical harmonic coefficients complete to degree and order 360. It is a composite solution, consisting of a

combination solution to degree and order 70, a block diagonal solution from degree 71 to 359; and the quadrature solution at degree 360. Geoid accuracy in the EGM96 model is better than one meter except for dense hollow surfaces and accurate surfaces with gravity data. The EGM96 model is calculated as a data grid with 15'x 15' resolution and another data grid with 30'x30' resolution. (Dru A. Smith and Dennis G. Milbert (1999), the GEOID96 high resolution geoid height model for the United States). According to the ICGEM model EGM96, calculations for all the territories of the Earth have been made, but the part that we need in our dissertation is the territory of Europe, where 1047 points have been used for calculations and it has shown an error of 0.493m (<http://icgem.gfz-potsdam.de>).

The EGG97 quasi-geoid (European Gravimetric Geoid 1997; Denker and Torge 1998) passed to external users. For the long wavelength gravity field, the full EGM96 geopotential model for 360 degree and order was used. The EGG97 geoid and quasi-geoid model is based on the high-resolution gravity and all high-resolution terrain data available in 1997, as well as the NASA / NIMA Global Earth Geopotential Model EGM96 (360). This model provides 3 million gravity data and 700 million field data for Europe. (H. Denker, W. Torge, the European Gravimetric Quasigeoid EGG97 - An IAG Supported Continental Enterprise).

The resolution of the gravity data was better than 10 km for the whole European land area and the solution of the terrain models varied from about 30m to several km. Altimetric data include sea areas. The EGG97 model is calculated as a data grid with partitions: 1.0'x1.5' as well as 1.0'x1.5' and covers the range 250N to 770N and 350W to 67.40E.

The official EGM2008 Earth Gravity Model has been released publicly by the US EGM National Geospatial Intelligence (NGA) Development Team. The EGM2008 model is a harmonic spherical model of the Earth's gravitational potential. This gravitational model is complete in harmonic spherical scale and order 2159, and contains additional coefficients extending to degree 2190 and order 2159. For more, the GRACE satellite mission provided a very high resolution model of global gravity. Over areas covered with high quality gravity data, discrepancies between EGM2008 geoid wave and independent GPS / leveling values are in the order of  $\pm 5$  to  $\pm 10$  cm. EGM2008 vertical deviations over US and Australia are within  $\pm 1.1$  to  $\pm 1.3$  arc-seconds of independent astrogeodetic values ([earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008](http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008)).

EGM2008 performs equally well with other GRACE-based gravitational models in orbit computations. This gravitational model is complete in the spherical harmonic scale, where it provided a raster of 2.5'x 2.5' and an accuracy approaching 10cm. Over the EGM96, the EGM2008 represents an improvement by a factor of six in resolution and by a factor of three to six in accuracy, depending on the gravitational quantity and geographic area. ([N. K. Pavlis](#), [Simon A Holmes](#), [Steve C. Kenyon](#), [Jyzel Factor](#), Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008). According to the ICGEM model EGM2008, calculations have been made for all the territories of the Earth, but as part of what we need in our research is the territory of Europe where 1047 points were used for calculations and it showed an error of 0.125m ([http://icgem.gfz-potsdam.de /](http://icgem.gfz-potsdam.de/)).

EIGEN, EIGEN-6c4 are global static models of combined global gravity up to degree and order 2190. EIGEN6c4 was jointly developed by GFZ Potsdam (GFZ German Research Center for Geosciences (Deutsches Geo Forschungs Zentrum) and GRGS Toulouse (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale). The combination of different sets of satellite and surface data is done by a limited combination of the range of normal equations (at maximum degree 370), which are generated by observation equations for spherical harmonic coefficients. A brief description of the techniques applied to generate such a combined gravity field model is given in (Shako et al. 2014). The resulting solution for degree / order 370 is extended to degree/ order 2190 by a block diagonal solution using the DTU10 global gravity anomaly data grid. According to ICGEM, the EIGEN6c4 model has been computed for all the territories of the Earth, but as a part that we need in our study is the territory of Europe, where 1047 points were used for calculations and it showed an error of 0.121m. (<http://icgem.gfz-potsdam.de>).

In the geoid modeling steps, the research surface selection and geoid modeling through the finite element method (MEF) are done in order to proceed to the use of the DFHRS method ([www.dfhbf.de](http://www.dfhbf.de)), developed by the University of Applied Sciences of Karlsruhe, Faculty of Geomatics (Jäger 1999) and analysis of 5 global geopotential models EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 and EIGEN6C4, as an integral part of this method and in which 151 observations were tested.

Using the remove-restore method, reliable observations were selected for placement in the geoid model computations. A total of 94 reliable observations were identified and 57 of them were eliminated as unreliable for calculations. But always considering that any of the observations may have been erroneously eliminated, other experiments have been continued such as the identification of gross errors in the analysis of geodetic data is the data controller (data snooping), (Baarda, 1968).

Data snooping is a process which is applied continuously, identifying and removing one at any time. The method is applied until observations are identified. So for the 57 observations left out of the calculation as well as for the points that are in the calculation it has continued to be tested and it has resulted that out of these 57 observations 5 of them are accepted as appropriate and one observation is eliminated as it turned out to be unsuitable for model from 94 previous observations. Thus, the number of suitable observations that have been set for calculations of the most suitable geoid model for the territory of Albania is 98 observations out of 151 possible.

Based on the method used DFHRS by analyzing the results from the 5 component models of this method: EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04, EIGEN6c4 and based on the results obtained from the calculations, after processing them with the standard deviation formula and presenting minimum and maximum values, construction of profiles and their analysis has been achieved to determine the most suitable geoid model for the territory of the Republic of Albania.

From the results obtained from 98 observations and after the relevant calculations performed, it is concluded that the EIGEN6c4 model has given better performance and results compared to other models in all stages of its calculation. With this model the standard deviation accuracy of 1cm is achieved and the minimum value of this model



is -3cm and the maximum value 3cm. The result of the standard deviation but also the results of the minimum and maximum values for the EIGEN6c4 model prove that it is quite accurate and at the same time fits quite well with the topographic extension of the territory of Albania.

Our research has not only ended with these calculations but has continued even further with the creation of profiles. The created profiles represent the ratio between the ripple values and the values from the computed models. The division of the territory was done every 150 and from this division 18 profiles were obtained. Relevant diagrams for each profile have also been constructed in which the diagrams represent the cutting of the profile.

This computed geoid model will be a relief for GNSS system users because it makes it possible to convert GNSS-defined ellipsoid heights to normal heights or orthometric heights which refer to the Reference Height Surface.

Based on the results given in this dissertation, the Reference Height Surface is accepted with high accuracy (centimetric) and can be used as a reference model for altitudes in the Albanian positioning system ALBPOS.

## **11 Literatura**

Ádám J., Denker H., Sárhidai A., Szabó Z. (1995) The Hungarian Contribution to the Determination of a Precise European Reference Geoid. In: Sünkel H., Marson I. (eds) Gravity and Geoid. International Association of Geodesy Symposia, vol 113. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-79721-7\\_61](https://doi.org/10.1007/978-3-642-79721-7_61).

Ameti, P. (2006). Downward continuation of Geopotential in Switzerland.

Ameti, P., Jager, R. (2016). On the definition of height reference surfaces over an arbitrary selected area by means of DFHRS approach. *Geodesy and Cartography*, 42(4), 115-121. <https://doi.org/10.3846/20296991.2016.1268431>.

Autoriteti Shtetëror për Informacionin Gjeohapësinor dhe KRGJSH, (2015), RELACION MBI PUNIMET GJEODEZIKE TE KRYERA NGA INSTITUTI I FIRENCES NE SHQIPERI PER LLOGARITJEN E PARAMETRAVE TE TRANSFORMIMIT NGA REFERENCA LOKALE ALB86 NE REFERENCEN EVROPIANE ETRF2000 EPOKA 2008.0.

Baarda, W. (1968). A Testing Procedure for Use in Geodetic Networks, Publications on Geodesy 9 (Vol. 2 Nr. 5), Delft, 1968. 97 pagina's. ISBN-13: 978 90 6132 209 2. ISBN-10: 90 6132 209 X.

Balasubramania, N. (1994). Definition and realisation of a global vertical datum. Scientific Report No. 1. The Ohio State University, Department of Geodetic Science and Surveying, Columbus.

- Balmino, G., Perosanz, F., Rummel, R., Sneeuw, N., & Sunkel, H. (1999). CHAMP, GRACE and GOCE: Mission concepts and simulations. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 40(3-4), 309-319.
- Barthelmes, F. (2013). Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM), <http://icgem.gfz-potsdam.de>. Scientific Technical Report STR09/02. GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam, Potsdam. DOI: <http://doi.org/10.2312/GFZ.b103-09026>.
- Barthelmes, F. (2014). Global Models. In Grafarend, E. (Ed.), *Encyclopedia of Geodesy*. Springer International Publishing, Zug. DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-023700>.
- Barthelmes, F., Köhler, W. (2016). International Centre for Global Earth Models (ICGEM). In Drewes, H. (Ed.), Kuglitsch, F. (Ed.), Adám, J. (Ed.), Rózsa, S. (Ed.), *The Geodesists Handbook 2016*, *Journal of Geodesy*, 90(10), DOI: <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0948-z>.
- Barthelmes, F.: Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM), Scientific Technical Report STR09/02, Revised Edition, January 2013, Deutsches GeoForschungZentrum GFZ, <https://doi.org/10.2312/GFZ.b103-0902-26,2013>.
- Bašić, T., Bjelotomic, O., (2014). HRG2009: New High Resolution Geoid Model for Croatia. DOI:10.1007/978-3-319-10837-7\_24.
- Bilbil, N.(2012): Disertacion: Studim i zhvillimit të referencave koordinative të Shqipërisë,Tiranë,<https://pdfslide.net/documents/studim-i-zhvillimit-te-referencave-koordinative-te-shqiperise.html>.
- Bilbil N. Gjata G, Skuka Q.(2015), Zhvillimi i sistemit referencë koordinativ të Shqipërisë.
- Bjerhammar, A. (1962): Gravity reduction to a spherical surface. Royal Institute of Technology, Division of Geodesy, Stockholm.
- Bjerhammar, A. (1963): A new theory of gravimetric geodesy. Royal Institute of Technology, Division of Geodesy, Stockholm.
- Charles D. G, Paul R. W. *Elementary surveying: an introduction to geomatics / 13th ed.* p. cm. Includes bibliographical references and index. ISBN-13: 978-0-13-255434-3. ISBN-10: 0-13-255434-8.
- Cooper, K. (2002). Gravity and potential.
- Corchete, V., (2010). The high-resolution gravimetric geoid of Italy: ITG2009, *Journal of African Earth Sciences*, Volume 58, Issue 3, 2010, Pages 580-584, ISSN 1464-343X, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.05.010>.

- Corchete, V. (2013). The first high-precision gravimetric geoid of Hungary: HGG2013. DOI:10.13140/RG.2.2.10552.16646.
- Denker H., Roland M. (2005) Compilation and Evaluation of a Consistent Marine Gravity Data Set Surrounding Europe. In: Sansò F. (eds) A Window on the Future of Geodesy. International Association of Geodesy Symposia, vol 128. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/3-540-27432-4\\_42](https://doi.org/10.1007/3-540-27432-4_42).
- Denker H., Torge W. (1998) The European Gravimetric Quasigeoid EGG97 - An IAG Supported Continental Enterprise -. In: Forsberg R., Feissel M., Dietrich R. (eds) Geodesy on the Move. International Association of Geodesy Symposia, vol 119. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-72245-5\\_36](https://doi.org/10.1007/978-3-642-72245-5_36).
- Denker H., Torge W. (1998) The European Gravimetric Quasigeoid EGG97 - An IAG Supported Continental Enterprise -. In: Forsberg R., Feissel M., Dietrich R. (eds) Geodesy on the Move. International Association of Geodesy Symposia, vol 119. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-72245-5\\_36](https://doi.org/10.1007/978-3-642-72245-5_36).
- Denker, H., Torge, W. (1993): The European Geoid Project.
- Denker, H., Lelgemann, D., Torge, W., WEBER G., WENZEL H.G. (1986): Strategies and requirements for a new European geoid determination. Proceed. Int. Symp. on the Definition of the Geoid, vol.1: 207-222, 1st. Geogr. Mil., Firenze.
- Foerste, C., Flechtner, F., Schmidt, R., Stubenvoll, R., Rothacher, M., Kusche, J., Neumayer, K.-H., Biancale, R., Lemoine, J.-M., Barthelmes, F., Bruinsma, J., Koenig, R. & Meyer, U. (2008), EIGEN-GL05C - A new global combined high-resolution GRACE-based gravity field model of the GFZ-GRGS cooperation, General Assembly European Geosciences Union (Vienna, Austria 2008), Geophysical Research Abstracts, Vol. 10.
- Forsberg R., Tscherning, C.C. (1981). The use of height data in gravity field approximation by collocation. <https://doi.org/10.1029/JB086iB09p07843>.
- Förste, C., Bruinsma, S. L., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Schaller, T., Götze, H. J., Ebbing, J., Marty, J. C., Flechtner, F., Balmino, G., & Biancale, R. (2014). EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. Presented at the 5th GOCE User Workshop, Paris.
- Forstner H., Gnaiger E. (1983) Calculation of Equilibrium Oxygen Concentration. In: Gnaiger E., Forstner H. (eds) Polarographic Oxygen Sensors. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-81863-9\\_28](https://doi.org/10.1007/978-3-642-81863-9_28).
- Fowler, C. M. R. (2005). The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. 2nd edition. Publisher: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511819643>. ISBN 9780511819643.
- GeoGrav Group, (2010). Greek Geoid 2010. DRCI:DATA2017015010667896.

- Guo D., He H., Sang P. Precise geoid computation using Stokes-Helmert's scheme and strict integrals of topographic effects, *Geodesy and Geodynamics*, Volume 10, Issue 4, 2019, Pages 290-296, ISSN 1674-9847, <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.04.005>.
- Heiskanen, W., Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*. Library of Congress Catalogue Card Number: 66-24950.
- Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H. (2005). *Physical Geodesy*. ISBN-10 3-211-23584-1. ISBN-13 978-3-211-23584-3.
- Idrizi, B. (2009): *TOPOGRAFIA*, edicioni i pare, DOI:10.13140/RG.2.1.3081.5848.
- J. Kahar. (2004), *Lecture notes on geodesy*.
- Jäger R., Kälber S. (2000): *Konzepte und Softwareentwicklungen für aktuelle Aufgabenstellungen für GPS und Landesvermessung*. DVW Mitteilungen, Landesverein Baden-Württemberg. 10/2000. ISSN 0940-2942.
- Jäger R., Schneid S. (2002) *Online and Postprocessed GPS-Heighting Based on the Concept of a Digital Height Reference Surface (DFHRS)*. In: Drewes H., Dodson A.H., Fortes L.P.S., Sánchez L., Sandoval P. (eds) *Vertical Reference Systems*. International Association of Geodesy Symposia, vol 124. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-04683-8\\_39](https://doi.org/10.1007/978-3-662-04683-8_39).
- Jäger, R. (2013). *A New Integrated Geodesy Approach for Regional Gravity Field Modelling and Height Reference Surface Computation*.
- Jäger, R. and S. Schneid (2005): *Extension of the DFHRS approach for gravity observations and computation design for a 1cm fitted DFHRS of Europe*. *Proceeding of the EUREF-Symposium 2005, Vienna*. In press.
- Jäger, R. *Vorlesung und Übungen Parameterschätzung*.
- Janpaule., Jäger, R., Younis, G., Kaminskis, J., Zariņš, A. (2013) *DFHRS-based computation of quasi-geoid of Latvia*. DOI:10.3846/20296991.2013.788827.
- Jeffreys, Sir Harold (1970): *The Earth – its origin, history and physical constitution*. ASIN : B0000EG616.
- Klein, A., Mazutis, L., Akartuna, I., Tallapragada, N., Veres, A., Li, V., Peshkin, L., Weitz, D. & Kirschner, M. (2015): *Droplet barcoding for single-cell transcriptomics applied to embryonic stem cells*. *Cell*. 2015 May 21; 161(5): 1187–1201. doi:10.1016/j.cell.2015.04.044.
- Klu, M. A. (2015): *Determination of a geoid model for Ghana using the Stokes-Helmert method*.
- Knippers, R. (2009): *Geometric Aspects of Mapping*. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), Enschede.

- Knippers, R. (2009): International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), Enschede. [kartoweb.itc.nl/geometrics/Introduction/introduction.html](http://kartoweb.itc.nl/geometrics/Introduction/introduction.html).
- Kuczynska-Siehien, J., Lyszkowicz, A., Birylo, M. (2015). Geoid determination for the area of Poland by the least squares modification of Stokes' formula. DOI:10.13168/AGG.2015.0041.
- Lemoine, M. F., Kenyon, S.C., Factor, J., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G., Pavlis, C. E., Rapp, H. R., Olson, T. R.. (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96.
- Lehmann, R., Voß-Böhme, A., (2017): On the statistical power of Baarda's outlier test and some alternative. <https://doi.org/10.1515/jogs-2017-0008>.
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press. The Edinburgh Building, Cambridge CB2 8RU, UK. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York. ISBN-13 978-0-511-35273-7.
- Matsuoka, M. T., Rofatto, V. F., Klein, I., Gomes, A., & Guzatto, M. (2019). Monte Carlo Simulation for Outlier Identification Studies in Geodetic Network: An Example in A Levelling Network Using Iterative Data Snooping. *Geopanning: Journal of Geomatics and Planning*, 6(1), 21-30. <https://doi.org/10.14710/geopanning.6.1.21-30>.
- Mohr, P. J., Taylor, B. N., Newell, D. B. (2006). CODATA recommended values of the fundamental physical constants: System of Physical Constants. National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, Maryland 20899-8420, USA, DOI: 10.1103/RevModPhys.80.633.
- Mohr, P.J., Taylor, B.N., Newell, D.B. (2008): CODATA recommended values of the fundamental constants: 2006. DOI: 10.1103/RevModPhys.80.633.
- Molodensky M.S., Eremeev V.F. and Yurkina M.I., 1962, Methods for study of the external gravitational field and figure of the earth, Transl. from Russian (1960), Israel program for Scientific Translations, Jerusalem, Israel.
- Moritz, H. (1980). Advanced Physical Geodesy. ISBN 3-87907-106-3.
- NIMA, (2000), National Imagery and Mapping Agency.
- NOAA. (2001). Geoid Surfaces and Theory.
- Owusu-Banahene, W. (Jnr.). (2013). Further development of DFHRS Concept and Software (C++) under Visual Studio 2012 and Computation of the Geoid for Albania.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., Factor, J. K. (2008). An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 13-18 April 2008.

- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., Factor, J. K. (2012): The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117 (B4). DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Petit, G., Luzum B., (2010): *IERS Conventions*
- Rapp, R.H. (1997): Global models for the 1 cm geoid—present status and near term prospects. In: Sansò F, Rummel R (eds) *Geodetic boundary value problems in view of the one centimeter geoid. Lecture notes in earth sciences*, vol 65. Springer, Berlin.
- Rummel, R.; Ilk, K.–H. (1995). *Height datum connection – The ocean part.*
- Sideris, G. M., (2007). *Observing our Changing Earth.* ISBN 978-3-540-85426-5.
- Sjöberg, L.E., (2013). On the isostatic gravity anomaly and disturbance and their applications to Vening Meinesz-Moritz inverse problem of isostasy. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt008>.
- Smith A. D., Milbert G. D. (1999). The GEOID96 high resolution geoid height model for the United States. *Journal of Geodesy*, Vol. 73, No. 5, p. 219-236.
- Tenzer R., Foroughi I. (2018). On the Applicability of Molodensky's Concept of Heights in Planetary Sciences. *Geosciences* 2018, 8(7), 239; <https://doi.org/10.3390/geosciences8070239>.
- Tenzer, R., Janak, J. (2002). *Stokes-Helmert's Scheme for Precise Geoid Determination.*
- Tenzer, R. Forughi, I. (2018) On the Applicability of Molodensky's Concept of Heights in Planetary Sciences. DOI:10.3390/geosciences8070239.
- Teunissen, PJG., Amiri-Simkooei, AR. (2006). Variance component estimation by the method of least-squares. DOI:10.1007/978-3-540-74584-6\_45.
- The Jason-2r, 2008/Ocean Surface Topography Mission (OSTM), (2008), Nasa.
- Torge W., Denker H. (1991) Possible Improvements of the Existing European Geoid. In: Rapp R.H., Sansò F. (eds) *Determination of the Geoid. International Association of Geodesy Symposia*, vol 106. Springer, New York, NY. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3104-2\\_35](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3104-2_35)
- Torge, W., Muller, J. (4th ed. 2012). *Geodesy.* ISBN 978-3-11-020718-7.
- Torge, W. (2001). *Geodesy, Third completely revised and extended edition.* ISBN 3-11-017072-8.
- Vanicek P., Martinec, Z. (1994). *The Stokes-Helmert Scheme for the Evaluation of a Precise Geoid.*

Vanicek P., Kingdon R. and Santos M., (2012), Geoid versus quasigeoid: a case of physics versus geometry. DOI:10.2478/v10126-012-0004-9.

Yang, L.M., Shu, C., Wu, J., Zhao, N., Lu, Z.L. (2013). Circular function-based gas-kinetic scheme for simulation of inviscid compressible flows, Journal of Computational Physics, Volume 255, 2013, Pages 540-557, ISSN 0021-9991, <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2013.08.025>.

Yong-qi, Ch., Zhan-ji, Y. (2001). A hybrid method to determine the Hong Kong Geoid. Department of Land Surveying and Geo-Informatics. The Hong Kong Polytechnic University. DOI:10.1179/003962601791521729.

Younis G. (2013). Regional Gravity Field Modeling with Adjusted Spherical Cap Harmonics in an Integrated Approach. First Edition. Publisher: TU Prints Darmstadt. Editor: Schriftenreihe Fachrichtung Geodäsie der Technischen Universität Darmstadt. ISBN: ISBN 978-3-935631-28-0.

Younis, G. (2013). Digital Finite-Element Height Reference Surface. Edition: 1. Publisher: TU Prints Darmstadt. Editor: Schriftenreihe Fachrichtung Geodäsie der Technischen Universität Darmstadt. ISBN: ISBN 978-3-935631-28-0.

## **12 Ueb faqet e perdorura**

LAGEOS-I (Laser Geodynamics Satellite-I) / LAGEOS-II. ([directory.eoportal.org](http://directory.eoportal.org)),

GOCE-Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer  
([directory.eoportal.org](http://directory.eoportal.org))

CHAMP - Challenging Mini-satellite Payload. ([eosps.nasa.gov](http://eosps.nasa.gov))

GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment. ([directory.eoportal.org](http://directory.eoportal.org))

GEOLOGICAL SCIENCES, ([geology.cwu.edu](http://geology.cwu.edu))

EGM84 Geoid, (1987). ([georepository.com/datum\\_5203/EGM84-geoid.html](http://georepository.com/datum_5203/EGM84-geoid.html))

Earth Gravitational Model, ([en.wikipedia.org/wiki/Earth\\_Gravitational\\_Model](http://en.wikipedia.org/wiki/Earth_Gravitational_Model))

The GEOID96 high resolution geoid height model for the United States. (1999).  
([ngs.noaa.gov/PUBS\\_LIB/GEOID96\\_PAPER/geoid96\\_paper.html](http://ngs.noaa.gov/PUBS_LIB/GEOID96_PAPER/geoid96_paper.html))

International Centre for Global Earth Models (ICGEM), ([icgem.gfz-potsdam.de](http://icgem.gfz-potsdam.de))

Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008),([earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008](http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008))

Dantor 2006 IMAZH I WIKI

The World Factbook 2020. Washington, DC: Central Intelligence Agency, 2020.  
[cia.gov/the-world-factbook](http://cia.gov/the-world-factbook)

Agjencia Kombetare e Shoqerise se Informacionit, <https://geoportal.asig.gov.al>



## 13 Shtojcat

### SHTOJCA A

Shtojca 13.1 Me poshtë jepen koordinatat përfundimtare të të gjitha 151 pikave të përcaktuara, me treguesit e rrjetit të nisjes. Në shtojcën 13.1 janë hedhur koordinatat në sistemin ETRF2000, vlerat me të zeza ju referohen pikave që i përkasin rrjetit RDN (dinamik), të tjerat rrjetit RGN (Relacion i ASIG-ut, 2015).

ETRF2000					
Numri	Gjerësia	Gjatësia	Lartësia elips.	Veri UTM	Lind. UTM
BACU	42°.21' 27,5175"	20°.04' 26,8956"	426.983	4689901.330	423752.829
BERA	40°.42' 29,3697"	19°.56' 43,6577"	269.259	4506895.367	410920.814
ERSE	40°.20' 29,6998"	20°.40' 59,3345"	1063.583	4465718.912	473088.874
GJIR	40°.04' 41,7852"	20°.08' 57,1058"	244.135	4436791.671	427458.160
IGUS	41°.21' 18,7701"	19°.51' 00,4107"	214.938	4578828.175	403813.053
KOTE	40°.23' 17,1831"	19°.36' 21,2674"	134.417	4471767.530	381675.242
KUKE	42°.04' 43,0895"	20°.25' 36,5326"	401.595	4658666.078	452588.555
MALI	40°.42' 26,9074"	20°.41' 51,9912"	878.481	4506328.673	474470.382
PESH	41°.41' 05,1072"	20°.26' 23,1090"	746.041	4614927.168	453373.244
PREN	41°.04' 12,4122"	20°.32' 59,3970"	631.020	4546638.095	462180.318
REMA	40°.53' 17,0924"	19°.30' 46,6239"	41.086	4527397.427	374723.559
RRES	41°.46' 05,9313"	19°.52' 29,7309"	148.855	4624664.569	406486.073
RRES_ASS	41°.46' 05,0701"	19°.52' 31,7685"	131.459	4624637.394	406532.770
SARA	39°.51' 57,9302"	20°.01' 33,3464"	293.605	4413348.832	416690.727
SARA_ASS	39°.51' 57,7897"	20°.01' 33,4104"	293.656	4413344.483	416692.202
SHKO	42°.03' 01,9841"	19°.29' 46,5238"	66.893	4656482.760	375560.669
TIRA	41°.20' 50,3468"	19°.51' 47,5711"	236.894	4577937.190	404897.394
19	41°.28' 56,5041"	20°.11' 35,1141"	883.007	4592620.324	432634.280
440_1	42°.15' 25,7469"	20°.02' 03,4726"	219.228	4678779.579	420345.295
502	39°.55' 02,7879"	20°.03' 13,3274"	315.718	4419022.625	419126.439
518	39°.58' 09,2635"	20°.17' 55,6353"	644.893	4424578.547	440117.605

532	39°.54' 59,9162"	20°.01' 45,6514"	85.436	4418956.432	417044.034
547	39°.51' 14,8609"	20°.22' 10,3777"	499.464	4411757.205	446070.389
566	42°.14' 02,5747"	19°.42' 16,9868"	393.313	4676575.008	393120.967
576	39°.44' 24,4274"	20°.16' 12,0659"	492.205	4399168.320	437453.094
631	40°.40' 25,9895"	20°.56' 06,8384"	887.526	4502558.354	494526.228
1103	41°.37' 58,3967"	20°.12' 51,0392"	851.367	4609315.711	434547.089
1721	39°.39' 33,7824"	20°.08' 51,3159"	188.248	4390300.454	426877.604
5121	42°.23' 29,1269"	19°.28' 40,5715"	1195.426	4694359.098	374720.417
5256	42°.23' 24,7910"	19°.43' 25,8082"	1815.840	4693892.079	394958.467
5322	42°.25' 01,1287"	20°.10' 56,4986"	847.274	4696398.525	432728.728
5332	42°.21' 28,9592"	20°.05' 22,9107"	391.149	4689931.964	425034.702
6331	42°.11' 26,9082"	19°.27' 47,5925"	112.422	4672104.801	373106.955
6333	42°.08' 51,0670"	19°.28' 22,6499"	63.672	4667283.690	373825.041
6341	42°.01' 17,8779"	19°.27' 10,9224"	132.337	4653335.637	371925.712
6399	42°.03' 02,0304"	19°.29' 31,8601"	46.919	4656490.123	375223.612
6462	42°.14' 48,4085"	19°.43' 58,7748"	1465.749	4677953.608	395475.065
6484	42°.06' 43,9049"	19°.56' 32,5207"	1184.143	4662774.520	412562.862
6534	42°.14' 27,2641"	20°.19' 24,1990"	587.472	4676745.970	444176.379
6583	42°.06' 14,0122"	20°.08' 38,9548"	1017.203	4661665.739	429236.019
6585	42°.04' 33,8450"	20°.00' 19,9474"	985.407	4658700.442	417738.999
6592	42°.04' 37,5550"	20°.24' 55,4509"	413.698	4658501.772	451643.469
6611	42°.08' 47,4918"	20°.31' 56,1179"	415.944	4666150.853	461351.422
7530	41°.55' 21,3982"	19°.29' 25,4486"	311.510	4642285.710	374825.767
7532	41°.52' 50,7406"	19°.23' 19,3053"	59.899	4637792.606	366304.843
7534	41°.51' 51,4693"	19°.25' 29,8042"	49.933	4635908.715	369279.134
7618	41°.59' 04,7889"	19°.39' 13,5863"	214.136	4648949.917	388480.897
7647	41°.47' 40,7176"	19°.37' 50,6848"	188.092	4627882.223	386236.525
7670	41°.43' 31,7165"	19°.38' 42,8708"	47.325	4620183.683	387319.991
7676	41°.58' 18,0037"	19°.48' 40,6420"	676.289	4647313.848	401509.403
7685	41°.53' 38,4634"	19°.48' 47,1527"	456.943	4638690.272	401539.882

7693	41°.51' 51,7134"	19°.58' 45,7581"	772.792	4635220.503	415294.691
7730	41°.54' 42,5113"	20°.08' 28,5634"	851.869	4640341.030	428783.420
7733	41°.53' 28,8719"	20°.19' 26,8216"	669.488	4637934.251	443929.728
7759	41°.47' 30,5912"	20°.24' 53,3113"	1144.922	4626829.344	451378.116
7783	41°.42' 07,2398"	20°.25' 30,0549"	976.866	4616851.413	452159.517
7788	41°.50' 46,5016"	20°.25' 53,7930"	1267.200	4632861.961	452813.992
7807	41°.57' 40,4540"	20°.34' 41,7633"	1429.779	4645558.452	465051.902
8804	41°.33' 21,9421"	19°.30' 48,7804"	237.409	4601558.638	376042.195
8844	41°.31' 07,3239"	19°.48' 06,2836"	1188.317	4597033.472	400018.234
8851	41°.29' 07,6113"	19°.44' 30,3648"	148.305	4593412.710	394959.915
8853	41°.29' 30,7817"	19°.33' 36,0967"	118.592	4594363.982	379799.276
8884	41°.21' 47,6249"	19°.48' 57,1236"	215.546	4579756.580	400960.472
8922	41°.37' 27,4472"	20°.01' 55,5257"	324.880	4608515.450	419369.782
8962	41°.29' 27,0702"	20°.26' 24,8679"	871.428	4593399.928	453274.305
8993	41°.20' 23,0424"	20°.07' 56,5385"	1431.767	4576834.939	427406.741
9921	41°.19' 24,3885"	19°.28' 49,9937"	49.641	4575776.632	372837.038
10008	41°.06' 08,9660"	19°.40' 02,6507"	346.220	4550990.162	388098.945
10050	41°.14' 36,9131"	19°.58' 19,1007"	894.084	4566307.597	413859.778
10060	41°.12' 11,6355"	19°.55' 47,3303"	761.382	4561870.188	410272.044
10066	41°.10' 05,8132"	19°.34' 47,7530"	140.059	4558410.073	380872.677
10087	41°.04' 40,9554"	19°.43' 04,7100"	225.125	4548212.419	392305.769
10093	41°.03' 50,0802"	19°.56' 34,9004"	348.051	4546389.978	411192.248
10119	41°.19' 51,3763"	20°.23' 47,7365"	1439.486	4575670.955	449507.141
10153	41°.07' 57,5530"	20°.06' 28,8582"	434.093	4553866.406	425132.984
10190	41°.01' 08,9579"	20°.28' 11,4591"	921.619	4541018.793	455426.374
10195	41°.00' 26,3910"	20°.18' 45,8432"	1703.174	4539798.297	442206.105
10229	41°.03' 07,7716"	20°.36' 31,5753"	1165.688	4544620.925	467122.952
10230	41°.03' 18,7126"	20°.38' 40,0031"	825.711	4544945.475	470122.239
11125	40°.52' 49,0932"	19°.25' 26,3874"	45.718	4526665.172	367213.765
11137	40°.43' 33,0575"	19°.28' 27,7724"	133.989	4509443.739	371160.671

11138	40°.42' 54,9646"	19°.22' 43,4313"	45.322	4508413.865	363060.944
11230	40°.58' 10,7113"	19°.58' 37,0995"	191.667	4535890.934	413921.670
11255	40°.52' 32,6950"	19°.49' 02,2923"	175.236	4525637.270	400345.821
11267	40°.49' 50,3471"	19°.47' 53,9812"	260.133	4520652.858	398678.234
11292	40°.43' 26,7070"	19°.33' 37,5313"	78.174	4509125.205	378424.171
11298	40°.42' 27,6645"	19°.56' 42,7185"	276.124	4506843.050	410898.145
11329	40°.57' 28,4495"	20°.07' 01,4202"	458.152	4534459.178	425695.847
11349	40°.52' 06,3896"	20°.11' 56,9548"	528.246	4524461.611	432513.572
11422	40°.54' 56,9861"	20°.54' 43,3617"	1202.592	4529417.125	492593.439
11463	40°.43' 13,4699"	20°.42' 12,3397"	979.763	4507762.775	474952.699
12339	40°.27' 24,4298"	19°.28' 13,3194"	49.440	4479581.533	370302.657
12444	40°.34' 59,7428"	19°.42' 58,1380"	638.864	4493288.851	391347.585
12446	40°.33' 47,4266"	19°.47' 09,2860"	566.414	4490975.255	397221.069
12475	40°.26' 40,1868"	19°.31' 10,8326"	416.347	4478146.037	374460.857
12486	40°.24' 23,5253"	19°.36' 28,5228"	409.508	4473810.443	381878.522
12492	40°.22' 48,3198"	19°.42' 12,4549"	656.232	4470751.563	389942.243
12531	40°.38' 39,6048"	20°.06' 53,9255"	892.961	4499652.518	425169.285
12583	40°.23' 56,8438"	20°.25' 04,5767"	1381.674	4472220.139	450605.703
12608	40°.33' 32,5462"	20°.58' 06,9931"	991.850	4489808.736	497342.470
12643	40°.35' 51,8784"	20°.57' 52,8206"	966.856	4494104.991	497010.904
12656	40°.31' 24,6420"	20°.37' 50,0848"	1262.718	4485930.074	468708.440
12687	40°.20' 10,9282"	20°.40' 47,8439"	1075.036	4465141.112	472815.690
13620	40°.19' 14,6999"	19°.58' 27,6887"	558.991	4463863.008	412861.743
13647	40°.12' 29,8252"	19°.33' 20,5777"	1482.480	4451875.394	377089.552
13651	40°.11' 26,0954"	19°.36' 03,0259"	1005.651	4449848.868	380898.858
13674	40°.02' 27,6861"	19°.52' 26,8914"	366.457	4432917.621	403953.086
13678	40°.03' 00,5838"	19°.47' 37,4483"	136.517	4434021.746	397107.696
13746	40°.12' 43,9585"	20°.21' 57,1331"	613.000	4451503.759	446038.629
13758	40°.09' 15,2169"	20°.06' 10,2768"	344.999	4445260.893	423591.976
13779	40°.04' 22,2725"	20°.08' 24,3634"	418.038	4436197.518	426676.864

13840	40°.10' 02,1609"	20°.38' 10,0788"	1090.297	4446385.939	469016.303
13844	40°.08' 19,8436"	20°.31' 37,8540"	883.590	4443275.026	459722.154
65100	42°.03' 05,7113"	20°.25' 09,8133"	419.770	4655666.893	451954.245
124102	40°.20' 14,3345"	19°.58' 41,0254"	396.276	4465698.094	413197.721
1_1	41°.18' 33,6722"	19°.26' 49,9968"	36.619	4574261.984	370019.354
1012_1	41°.19' 27,5448"	20°.23' 58,1365"	1158.946	4574934.364	449743.797
1073_1	41°.46' 08,1515"	20°.01' 39,0860"	590.490	4624578.370	419170.686
1097_2	41°.36' 27,2532"	20°.01' 44,2519"	209.303	4606662.009	419088.007
1176_1	42°.27' 17,7793"	19°.33' 41,2523"	269.755	4701291.996	381714.687
1187_1	40°.51' 36,3149"	20°.41' 40,8111"	919.658	4523270.491	474267.017
118X	42°.30' 50,0638"	19°.37' 16,4245"	754.941	4707758.282	386735.861
1207_1	42°.27' 27,0224"	19°.56' 22,3983"	735.071	4701119.366	412807.917
1281_1	41°.04' 25,8947"	20°.06' 35,5045"	335.512	4547337.905	425221.275
1294_1	41°.00' 17,8523"	20°.19' 08,9081"	1554.056	4539530.775	442742.829
13_1	41°.31' 12,9988"	20°.25' 06,1413"	529.306	4596678.694	451470.806
133_1	41°.41' 07,3573"	20°.25' 45,7377"	698.032	4615002.232	452509.746
1348_1	40°.32' 11,9114"	20°.32' 00,7128"	1494.762	4487426.526	460495.755
13741_1	40°.14' 10,4146"	20°.21' 06,3950"	302.537	4454178.050	444858.772
1384_1	40°.53' 51,0822"	20°.55' 00,3419"	908.962	4527384.560	492988.694
1395_1	40°.22' 01,3316"	20°.25' 40,8357"	1056.424	4468652.984	451437.383
161_1	40°.39' 17,1205"	20°.44' 42,8437"	869.659	4500464.017	478462.399
19_2	41°.28' 54,2617"	20°.11' 42,7949"	883.833	4592549.510	432811.759
213_1	40°.31' 23,6236"	19°.59' 38,8347"	730.587	4486319.114	414796.686
228_1	40°.55' 51,9626"	19°.42' 35,0233"	51.325	4531910.038	391371.968
242_1	40°.05' 02,0180"	20°.08' 38,9138"	227.906	4437419.615	427033.294
247_1	39°.57' 07,3906"	20°.15' 12,2325"	261.107	4422702.414	436225.399
291_1	40°.37' 01,3845"	19°.28' 23,0984"	39.636	4497368.065	370841.205
309_1	39°.43' 48,8316"	20°.01' 19,6468"	42.179	4398273.300	416200.508
322_1	40°.10' 50,9698"	19°.48' 14,8404"	360.342	4448512.916	398188.760
355_1	40°.17' 42,4425"	20°.01' 18,4808"	227.898	4460972.823	416861.070

457_1	42°.15' 20,9023"	20°.16' 17,2708"	417.800	4678435.647	439906.486
485_2	40°.52' 20,9284"	20°.11' 04,5457"	233.612	4524921.247	431290.941
498_1	40°.41' 33,3840"	20°.29' 19,5051"	640.623	4504760.051	456803.988
511_2	40°.30' 16,7141"	20°.13' 25,4613"	313.611	4484059.477	434228.648
517_1	40°.37' 48,3919"	20°.15' 06,8430"	826.746	4497965.921	436733.023
533_1	39°.54' 27,3757"	20°.18' 45,6363"	333.897	4417728.364	441251.043
535_1	41°.55' 47,8862"	20°.00' 10,3364"	318.906	4642481.467	417329.227
641_1	40°.30' 55,1478"	20°.52' 07,4673"	1108.750	4484963.396	488880.441
648_1	40°.28' 57,6545"	20°.40' 19,4720"	1207.778	4481384.056	472206.529
653_1	40°.14' 04,6800"	20°.21' 18,8102"	275.775	4453999.102	445150.850

**Shtojca 13.2** Janë përmbledhur koordinatat e të gjitha 151 pikave në sistemin Lokal ALB86, vlerat në sfond të kaltërt janë marrë nëpërmjet rrjetës, të tjerat janë përcaktuar me metodologjinë klasike dhe i përkasin katalogut zyrtar shqiptar (Relacion i ASIG-ut, 2015).

ALB86					
Numri	FI Alb86	LA Alb86	Veri TM	Lind. TM	Kuota
BACU	42°.21' 29,1605"	20°.04' 32,6633"	4691910.172	4423853.591	384.382
BERA	40°.42' 31,0695"	19°.56' 49,2575"	4508829.412	4411015.759	233.689
ERSE	40°.20' 31,3816"	20°.41' 04,9109"	4467636.315	4473209.457	1025.822
GJIR	40°.04' 43,4928"	20°.09' 02,6656"	4438697.004	4427560.157	209.952
IGUS	41°.21' 20,4603"	19°.51' 06,0680"	4580791.793	4403905.154	178.146
KOTE	40°.23' 18,9100"	19°.36' 26,8512"	4473687.245	4381758.457	99.792
KUKE	42°.04' 44,7190"	20°.25' 42,2566"	4660662.012	4452700.701	358.272
MALI	40°.42' 28,5736"	20°.41' 57,5892"	4508262.570	4474591.324	838.801
PESH	41°.41' 06,7636"	20°.26' 28,7795"	4616905.705	4453485.283	703.735
PREN	41°.04' 14,0794"	20°.33' 05,0365"	4548588.626	4462296.479	590.359
REMA	40°.53' 18,8049"	19°.30' 52,2540"	4529339.761	4374804.041	7.083
RRES	41°.46' 07,6082"	19°.52' 35,4272"	4626646.935	4406579.339	110.183
RRES_ASS	41°.46' 06,7469"	19°.52' 37,4647"	4626619.748	4406626.055	92.784
SARA	39°.51' 59,6494"	20°.01' 38,8804"	4415244.562	4416788.104	261.175
SARA_ASS	39°.51' 59,5089"	20°.01' 38,9444"	4415240.211	4416789.579	261.226

SHKO	42°.03' 03,6681"	19°.29' 52,2563"	4658478.033	4375641.536	29.128
TIRA	41°.20' 52,0367"	19°.51' 53,2281"	4579900.444	4404989.946	200.030
19	41°.28' 58,1775"	20°.11' 40,7826"	4594589.695	4432738.187	842.289
440_1	42°.15' 27,3952"	20°.02' 09,2275"	4680783.881	4420444.576	177.385
502	39°.55' 04,5019"	20°.03' 18,8646"	4420920.600	4419224.790	282.906
518	39°.58' 10,9726"	20°.18' 01,1900"	4426479.051	4440224.876	610.940
532	39°.55' 01,6343"	20°.01' 51,1900"	4420854.470	4417141.570	52.685
547	39°.51' 16,5772"	20°.22' 15,9294"	4413652.680	4446180.250	466.422
566	42°.14' 04,2333"	19°.42' 22,7475"	4678578.195	4393209.285	353.040
576	39°.44' 26,1478"	20°.16' 17,6118"	4401058.524	4437559.503	459.910
631	40°.40' 27,6459"	20°.56' 12,4371"	4504490.731	4494655.475	847.179
1103	41°.38' 00,0599"	20°.12' 56,7179"	4611291.767	4434651.712	810.035
1721	39°.39' 35,5075"	20°.08' 56,8466"	4392186.922	4426979.468	156.950
5121	42°.23' 30,7901"	19°.28' 46,3310"	4696369.501	4374800.850	1154.840
5256	42°.23' 26,4440"	19°.43' 31,5719"	4695902.350	4395047.281	1773.746
5322	42°.25' 02,7628"	20°.11' 02,2706"	4698409.970	4432833.140	803.700
5332	42°.21' 30,6016"	20°.05' 28,6789"	4691940.820	4425136.000	348.508
6331	42°.11' 28,5784"	19°.27' 53,3379"	4674106.110	4373186.820	73.973
6333	42°.08' 52,7395"	19°.28' 28,3854"	4669283.080	4373905.060	25.468
6341	42°.01' 19,5676"	19°.27' 16,6542"	4655329.705	4372005.137	94.832
6399	42°.03' 03,7148"	19°.29' 37,5926"	4658485.406	4375304.340	9.217
6462	42°.14' 50,0660"	19°.44' 04,5395"	4679957.380	4395564.410	1425.383
6484	42°.06' 45,5625"	19°.56' 38,2543"	4664772.290	4412658.770	1143.220
6534	42°.14' 28,8886"	20°.19' 29,9347"	4678749.140	4444285.010	544.074
6583	42°.06' 15,6634"	20°.08' 44,6901"	4663663.160	4429338.810	974.746
6585	42°.04' 35,5026"	20°.00' 25,6784"	4660696.610	4417837.040	944.196
6592	42°.04' 39,1847"	20°.25' 01,1754"	4660497.631	4451755.240	370.474
6611	42°.08' 49,1091"	20°.32' 01,8356"	4668149.700	4461466.870	371.755
7530	41°.55' 23,0861"	19°.29' 31,1779"	4644275.170	4374906.520	274.628
7532	41°.52' 52,4339"	19°.23' 25,0317"	4639780.200	4366382.130	23.572

7534	41°.51' 53,1620"	19°.25' 35,5293"	4637895.559	4369357.641	13.406
7618	41°.59' 06,4603"	19°.39' 19,3126"	4650941.900	4388567.040	176.015
7647	41°.47' 42,4036"	19°.37' 56,3950"	4629865.833	4386321.771	151.016
7670	41°.43' 33,4049"	19°.38' 48,5749"	4622164.180	4387405.680	10.429
7676	41°.58' 19,6806"	19°.48' 46,3709"	4649305.560	4401600.970	637.227
7685	41°.53' 40,1415"	19°.48' 52,8620"	4640678.430	4401631.170	418.207
7693	41°.51' 53,3783"	19°.58' 51,4679"	4637207.061	4415391.679	732.669
7730	41°.54' 44,1658"	20°.08' 34,2914"	4642329.650	4428886.250	810.040
7733	41°.53' 30,5141"	20°.19' 32,5221"	4639921.770	4444038.170	627.045
7759	41°.47' 32,2341"	20°.24' 59,0013"	4628812.390	4451489.570	1102.272
7783	41°.42' 08,8956"	20°.25' 35,7269"	4618830.710	4452271.060	934.595
7788	41°.50' 48,1444"	20°.25' 59,4872"	4634847.550	4452926.020	1224.508
7807	41°.57' 42,0944"	20°.34' 47,4697"	4647549.490	4465168.990	1385.523
8804	41°.33' 23,6446"	19°.30' 54,4667"	4603531.600	4376123.200	201.842
8844	41°.31' 09,0181"	19°.48' 11,9674"	4599004.730	4400109.070	1150.890
8851	41°.29' 09,3053"	19°.44' 36,0388"	4595382.360	4395048.520	111.861
8853	41°.29' 32,4843"	19°.33' 41,7736"	4596334.020	4379881.730	82.888
8884	41°.21' 49,3167"	19°.49' 02,7813"	4581720.580	4401051.400	179.152
8922	41°.37' 29,1190"	20°.02' 01,2063"	4610491.160	4419468.250	285.450
8962	41°.29' 28,7318"	20°.26' 30,5283"	4595369.640	4453386.460	829.805
8993	41°.20' 24,7262"	20°.08' 02,1999"	4578797.950	4427508.630	1392.301
9921	41°.19' 26,0993"	19°.28' 55,6529"	4577739.050	4372916.569	14.729
10008	41°.06' 10,6693"	19°.40' 08,2893"	4552942.290	4388184.680	311.616
10050	41°.14' 38,6019"	19°.58' 24,7522"	4568266.130	4413956.080	856.500
10060	41°.12' 13,3286"	19°.55' 52,9797"	4563826.940	4410366.910	724.703
10066	41°.10' 07,5195"	19°.34' 53,3940"	4560365.260	4380955.380	105.647
10087	41°.04' 42,6558"	19°.43' 10,3404"	4550163.380	4392393.080	190.470
10093	41°.03' 51,7782"	19°.56' 40,5340"	4548340.440	4411287.400	312.020
10119	41°.19' 53,0473"	20°.23' 53,3944"	4577633.490	4449618.020	1398.274
10153	41°.07' 59,2394"	20°.06' 34,4932"	4555819.880	4425233.740	396.543



10190	41°.01' 10,6203"	20°.28' 17,0936"	4542966.710	4455539.750	881.664
10195	41°.00' 28,0626"	20°.18' 51,4808"	4541745.750	4442314.160	1663.981
10229	41°.03' 09,4400"	20°.36' 37,2138"	4546570.740	4467241.150	1124.964
10230	41°.03' 20,3824"	20°.38' 45,6415"	4546895.520	4470241.660	784.943
11125	40°.52' 50,8097"	19°.25' 32,0227"	4528607.190	4367291.310	11.832
11137	40°.43' 34,7808"	19°.28' 33,3879"	4511378.860	4371239.670	99.979
11138	40°.42' 56,6937"	19°.22' 49,0548"	4510348.590	4363136.840	11.348
11230	40°.58' 12,4023"	19°.58' 42,7253"	4537836.850	4414017.940	155.737
11255	40°.52' 34,3971"	19°.49' 07,9131"	4527579.010	4400436.600	140.324
11267	40°.49' 52,0544"	19°.47' 59,6007"	4522592.650	4398768.390	225.634
11292	40°.43' 28,4221"	19°.33' 43,1465"	4511060.070	4378506.140	44.039
11298	40°.42' 29,3642"	19°.56' 48,3178"	4508777.070	4410993.070	240.476
11329	40°.57' 30,1366"	20°.07' 07,0421"	4536404.590	4425796.870	421.245
11349	40°.52' 08,0771"	20°.12' 02,5525"	4526402.990	4432617.000	491.038
11422	40°.54' 58,6420"	20°.54' 49,0037"	4531360.665	4492722.432	1161.048
11463	40°.43' 15,1355"	20°.42' 17,9389"	4509697.260	4475073.840	940.045
12339	40°.27' 26,1617"	19°.28' 18,9127"	4481504.460	4370381.310	15.275
12444	40°.35' 01,4593"	19°.43' 03,7348"	4495217.390	4391434.690	603.997
12446	40°.33' 49,1413"	19°.47' 14,8774"	4492902.880	4397310.490	531.384
12475	40°.26' 41,9200"	19°.31' 16,4189"	4480068.480	4374541.070	381.965
12486	40°.24' 25,2504"	19°.36' 34,1073"	4475730.960	4381961.800	374.861
12492	40°.22' 50,0442"	19°.42' 18,0408"	4472670.920	4390028.910	621.246
12531	40°.38' 41,3060"	20°.06' 59,5145"	4501583.840	4425269.940	856.432
12583	40°.23' 58,5375"	20°.25' 10,1574"	4474140.230	4450717.060	1344.960
12608	40°.33' 34,2011"	20°.58' 12,5736"	4491735.792	4497472.668	952.015
12643	40°.35' 53,5341"	20°.57' 58,4045"	4496033.860	4497140.970	926.845
12656	40°.31' 26,3174"	20°.37' 55,6781"	4487855.640	4468827.270	1224.111
12687	40°.20' 12,6107"	20°.40' 53,4203"	4467058.290	4472936.170	1037.391
13620	40°.19' 16,4094"	19°.58' 33,2653"	4465779.436	4412957.690	523.847
13647	40°.12' 31,5618"	19°.33' 26,1524"	4453787.035	4377171.022	1448.740

13651	40°.11' 27,8306"	19°.36' 08,5978"	4451759.688	4380981.858	971.272
13674	40°.02' 29,4146"	19°.52' 32,4382"	4434821.580	4404045.220	332.832
13678	40°.03' 02,3164"	19°.47' 42,9984"	4435926.169	4397197.086	103.174
13746	40°.12' 45,6554"	20°.22' 02,7022"	4453415.221	4446148.201	577.522
13758	40°.09' 16,9209"	20°.06' 15,8420"	4447169.580	4423692.370	310.598
13779	40°.04' 23,9805"	20°.08' 29,9224"	4438102.600	4426778.530	383.961
13840	40°.10' 03,8493"	20°.38' 15,6461"	4448295.404	4469135.339	1053.961
13844	40°.08' 21,5379"	20°.31' 43,4210"	4445183.214	4459837.426	848.241
65100	42°.03' 07,3431"	20°.25' 15,5366"	4657661.640	4452066.170	376.501
124102	40°.20' 16,0436"	19°.58' 46,6029"	4467615.280	4413293.796	361.036
1_1	41°.18' 35,3841"	19°.26' 55,6559"	4576223.752	4370097.755	2.327
1012_1	41°.19' 29,2156"	20°.24' 03,7943"	4576896.589	4449854.783	1117.694
1073_1	41°.46' 09,8169"	20°.01' 44,7852"	4626560.577	4419269.210	550.014
1097_2	41°.36' 28,9263"	20°.01' 49,9313"	4608636.983	4419186.368	169.826
1176_1	42°.27' 19,4365"	19°.33' 47,0174"	4703305.234	4381797.978	228.500
1187_1	40°.51' 37,9802"	20°.41' 46,4311"	4525211.427	4474388.091	879.270
118X	42°.30' 51,7164"	19°.37' 22,1951"	4709774.169	4386821.209	712.549
1207_1	42°.27' 28,6665"	19°.56' 28,1751"	4703132.711	4412904.197	691.725
1281_1	41°.04' 27,5816"	20°.06' 41,1358"	4549288.672	4425322.098	298.093
1294_1	41°.00' 19,5243"	20°.19' 14,5443"	4541478.139	4442851.077	1514.809
13_1	41°.31' 14,6606"	20°.25' 11,8034"	4598649.748	4451582.206	487.711
133_1	41°.41' 09,0142"	20°.25' 51,4082"	4616980.797	4452621.430	655.462
1348_1	40°.32' 13,5930"	20°.32' 06,3039"	4489352.758	4460611.142	1456.196
13741_1	40°.14' 12,1113"	20°.21' 11,9655"	4456090.601	4444967.847	266.818
1384_1	40°.53' 52,7378"	20°.55' 05,9815"	4529327.249	4493117.827	867.441
1395_1	40°.22' 03,0250"	20°.25' 46,4152"	4470571.589	4451549.116	1019.489
161_1	40°.39' 18,7856"	20°.44' 48,4388"	4502395.502	4478585.014	830.059
19_2	41°.28' 55,9350"	20°.11' 48,4633"	4594518.853	4432915.739	843.098
213_1	40°.31' 25,3294"	19°.59' 44,4202"	4488244.832	4414893.245	694.813
228_1	40°.55' 53,6683"	19°.42' 40,6496"	4533854.344	4391459.093	16.881

242_1	40°.05' 03,7256"	20°.08' 44,4742"	4439325.201	4427135.118	193.632
247_1	39°.57' 09,1010"	20°.15' 17,7846"	4424602.107	4436331.045	227.576
291_1	40°.37' 03,1115"	19°.28' 28,7046"	4499298.261	4370920.070	5.241
309_1	39°.43' 50,5572"	20°.01' 25,1735"	4400162.930	4416297.767	10.543
322_1	40°.10' 52,6956"	19°.48' 20,4062"	4450423.191	4398278.712	325.700
355_1	40°.17' 44,1492"	20°.01' 24,0557"	4462888.029	4416958.665	192.627
457_1	42°.15' 22,5320"	20°.16' 23,0128"	4680439.601	4440013.483	374.345
485_2	40°.52' 22,6163"	20°.11' 10,1455"	4526862.810	4431393.908	196.410
498_1	40°.41' 35,0610"	20°.29' 25,0997"	4506693.317	4456917.640	601.833
511_2	40°.30' 18,4130"	20°.13' 31,0431"	4485984.382	4434333.117	276.960
517_1	40°.37' 50,0869"	20°.15' 12,4278"	4499896.552	4436838.346	789.257
533_1	39°.54' 29,0883"	20°.18' 51,1882"	4419626.134	4441358.831	300.490
535_1	41°.55' 49,5489"	20°.00' 16,0550"	4644471.020	4417427.117	278.071
641_1	40°.30' 56,8091"	20°.52' 13,0475"	4486888.477	4489007.247	1069.043
648_1	40°.28' 59,3299"	20°.40' 25,0609"	4483307.782	4472326.769	1169.247
653_1	40°.14' 06,3766"	20°.21' 24,3806"	4455911.582	4445260.045	239.960

**Shtojca 13.3 Përmbledhja e rezultateve të llogaritura nga 98 vëzhgimet për 5 modelet globale gjeopotenciale të përdorura EGM96, EGG97, EGM2008, EIGEN04 dhe EIGEN6C4 me metodën DFHRS në përcaktimin e Sipërfaqes Referente të Lartësive- modeli i gjeoidit.**

NR.	Gjerësia gjeografike	Gjatësia gjeografike	h	H	N	NEGM 96	NEGG 97	NEIGEN 04	NEGM 2008	NEIGEN 6c4
547	39.85412803	20.36954936	499.464	466.422	33.042	32.991	33.036	33.021	33.07	33.066
8993	41.33973400	20.13237181	1431.767	1392.301	39.466	39.355	39.479	39.403	39.491	39.485
1294_1	41.00495897	20.31914114	1554.056	1514.809	39.247	39.232	39.224	39.21	39.259	39.264
12446	40.56317406	19.78591278	566.414	531.384	35.03	35.034	35.057	35.02	35.05	35.053
631	40.67388597	20.93523289	887.526	847.179	40.347	40.325	40.367	40.357	40.375	40.364
KOTE	40.38810642	19.60590761	134.417	99.792	34.625	34.54	34.612	34.521	34.646	34.651
10195	41.00733083	20.31273422	1703.174	1663.981	39.193	39.214	39.18	39.201	39.202	39.206
13620	40.32074997	19.97435797	558.991	523.847	35.144	35.222	35.17	35.22	35.169	35.165
10119	41.33093786	20.39659347	1439.486	1398.274	41.212	41.261	41.188	41.208	41.223	41.228
10229	41.05215878	20.60877092	1165.688	1124.964	40.724	40.861	40.768	40.793	40.743	40.749
BERA	40.70815825	19.94546047	269.259	233.689	35.57	35.589	35.566	35.569	35.58	35.583
11422	40.91582947	20.91204492	1202.592	1161.048	41.544	41.581	41.592	41.587	41.571	41.56
118X	42.51390661	19.62122903	754.941	712.549	42.392	42.36	42.44	42.324	42.401	42.403


1012_1	41.32431800	20.39948236	1158.946	1117.694	41.252	41.242	41.21	41.175	41.26	41.267
8922	41.62429089	20.03209047	324.88	285.45	39.43	39.395	39.456	39.421	39.435	39.436
532	39.91664339	20.02934761	85.436	52.685	32.751	32.807	32.758	32.788	32.76	32.762
1207_1	42.45750622	19.93955508	735.071	691.725	43.346	43.218	43.315	43.225	43.366	43.361
213_1	40.52322878	19.99412075	730.587	694.813	35.774	35.804	35.78	35.789	35.783	35.784
12475	40.44449633	19.51967572	416.347	381.965	34.382	34.341	34.389	34.339	34.396	34.4
1384_1	40.89752283	20.91676164	908.962	867.441	41.521	41.477	41.539	41.48	41.543	41.532
247_1	39.95205294	20.25339792	261.107	227.576	33.531	33.537	33.522	33.533	33.539	33.539
12687	40.33636894	20.67995664	1075.036	1037.391	37.645	37.608	37.678	37.661	37.665	37.662
11125	40.88030367	19.42399650	45.718	11.832	33.886	33.893	33.911	33.904	33.912	33.91
RRES_ASS	41.76807503	19.87549125	131.459	92.784	38.675	38.648	38.698	38.664	38.695	38.694
RRES	41.76831425	19.87492525	148.855	110.183	38.672	38.648	38.695	38.665	38.691	38.691
10060	41.20323208	19.92981397	761.382	724.703	36.679	36.71	36.693	36.743	36.683	36.681
11329	40.95790264	20.11706117	458.152	421.245	36.907	37.011	36.904	36.992	36.902	36.905
6399	42.05056400	19.49218336	46.919	9.217	37.702	37.716	37.707	37.704	37.718	37.717
1348_1	40.53664206	20.53353133	1494.762	1456.196	38.566	38.446	38.508	38.475	38.566	38.568
10153	41.13265361	20.10801617	434.093	396.543	37.55	37.617	37.565	37.613	37.549	37.55
7783	41.70201106	20.42501525	976.866	934.595	42.271	42.484	42.303	42.422	42.274	42.278
11230	40.96964203	19.97697208	191.667	155.737	35.93	36.012	35.939	36.005	35.929	35.929
10190	41.01915497	20.46984975	921.619	881.664	39.955	39.99	39.96	39.924	39.943	39.954
10008	41.10249056	19.66740297	346.22	311.616	34.604	34.685	34.645	34.735	34.62	34.616
12643	40.59774400	20.96467239	966.856	926.845	40.011	40.021	40.033	40.07	40.021	40.009
485_2	40.87248011	20.18459603	233.612	196.41	37.202	37.216	37.178	37.177	37.189	37.196
6592	42.07709861	20.41540303	413.698	370.474	43.224	43.264	43.25	43.277	43.228	43.232
TIRA	41.34731856	19.86321419	236.894	200.03	36.864	36.804	36.866	36.83	36.87	36.869
5332	42.35804422	20.08969742	391.149	348.508	42.641	42.684	42.645	42.698	42.647	42.648
13741_1	40.23622628	20.35177639	302.537	266.818	35.719	35.773	35.753	35.751	35.733	35.735
PREN	41.07011450	20.54983250	631.02	590.359	40.661	40.672	40.654	40.58	40.648	40.659
11138	40.71526794	19.37873092	45.322	11.348	33.974	33.922	33.985	33.939	33.978	33.975
GJIR	40.07827367	20.14919606	244.135	209.952	34.183	34.281	34.189	34.247	34.187	34.19
12486	40.40653481	19.60792300	409.508	374.861	34.647	34.598	34.626	34.593	34.644	34.647
535_1	41.92996839	20.00287122	318.906	278.071	40.835	40.689	40.78	40.665	40.841	40.843
SARA	39.86609172	20.02592956	293.605	261.175	32.43	32.476	32.43	32.474	32.42	32.42
SARA_ASS	39.86605269	20.02594733	293.656	261.226	32.43	32.476	32.43	32.474	32.42	32.42
11137	40.72584931	19.47438122	133.989	99.979	34.01	33.972	34.009	33.99	34.009	34.007
6331	42.19080783	19.46322014	112.422	73.973	38.449	38.54	38.438	38.494	38.451	38.452
6611	42.14652550	20.53225497	415.944	371.755	44.189	44.038	44.199	44.115	44.211	44.207
228_1	40.93110072	19.70972869	51.325	16.881	34.444	34.5	34.45	34.514	34.445	34.445
IGUS	41.35521392	19.85011408	214.938	178.146	36.792	36.733	36.786	36.761	36.797	36.796
7618	41.98466358	19.65377397	214.136	176.015	38.121	38.144	38.152	38.136	38.137	38.138
440_1	42.25715192	20.03429794	219.228	177.385	41.843	41.904	41.826	41.879	41.846	41.849
MALI	40.70747428	20.69777533	878.481	838.801	39.68	39.615	39.66	39.619	39.665	39.667
11292	40.72408528	19.56042536	78.174	44.039	34.135	34.098	34.128	34.109	34.13	34.129

12656	40.52351167	20.63057911	1262.718	1224.111	38.607	38.541	38.598	38.58	38.595	38.596
7693	41.86436483	19.97937725	772.792	732.669	40.123	40.118	40.134	40.13	40.124	40.121
11463	40.72040831	20.70342769	979.763	940.045	39.718	39.688	39.714	39.699	39.701	39.702
6333	42.14751861	19.47295831	63.672	25.468	38.204	38.265	38.174	38.225	38.203	38.204
12608	40.55904061	20.96860919	991.85	952.015	39.835	39.844	39.841	39.901	39.837	39.824
12444	40.58326189	19.71614944	638.864	603.997	34.867	34.846	34.867	34.843	34.852	34.854
6462	42.24678014	19.73299300	1465.749	1425.383	40.366	40.553	40.389	40.538	40.357	40.353
1187_1	40.86008747	20.69466975	919.658	879.27	40.388	40.353	40.395	40.342	40.369	40.371
502	39.91744108	20.05370206	315.718	282.906	32.812	32.889	32.799	32.883	32.794	32.795
533_1	39.90760436	20.31267675	333.897	300.49	33.407	33.35	33.37	33.361	33.395	33.393
511_2	40.50464281	20.22373925	313.611	276.96	36.651	36.63	36.607	36.588	36.634	36.64
11255	40.87574861	19.81730342	175.236	140.324	34.912	34.962	34.902	34.966	34.901	34.9
ERSE	40.34158328	20.68314847	1063.583	1025.822	37.761	37.693	37.766	37.744	37.756	37.754
BACU	42.35764375	20.07413767	426.983	384.382	42.601	42.643	42.599	42.651	42.592	42.593
7759	41.79183089	20.41480869	1144.922	1102.272	42.65	42.811	42.673	42.776	42.645	42.648
355_1	40.29512292	20.02180022	227.898	192.627	35.271	35.28	35.231	35.267	35.265	35.261
7670	41.72547681	19.64524189	47.325	10.429	36.896	36.836	36.895	36.883	36.903	36.898
1395_1	40.36703656	20.42800992	1056.424	1019.489	36.935	36.938	36.937	36.947	36.927	36.928
8853	41.49188381	19.56002686	118.592	82.888	35.704	35.619	35.72	35.68	35.709	35.699
SHKO	42.05055114	19.49625661	66.893	29.128	37.765	37.759	37.746	37.748	37.755	37.755
124102	40.33731514	19.97806261	396.276	361.036	35.24	35.267	35.226	35.255	35.225	35.223
7647	41.79464378	19.63074578	188.092	151.016	37.076	37.054	37.093	37.093	37.079	37.075
161_1	40.65475569	20.74523436	869.659	830.059	39.6	39.532	39.567	39.552	39.574	39.574
8844	41.51870108	19.80174544	1188.317	1150.89	37.427	37.405	37.422	37.475	37.422	37.413
566	42.23404853	19.70471856	393.313	353.04	40.273	40.226	40.215	40.159	40.254	40.257
6583	42.10389228	20.14415411	1017.203	974.746	42.457	42.371	42.416	42.383	42.445	42.449
REMA	40.88808122	19.51295108	41.086	7.083	34.003	33.999	34.004	34.014	33.993	33.992
322_1	40.18082494	19.80412233	360.342	325.7	34.642	34.602	34.632	34.581	34.625	34.627
11298	40.70768458	19.94519958	276.124	240.476	35.648	35.628	35.605	35.609	35.618	35.621
13_1	41.52027744	20.41837258	529.306	487.711	41.595	41.738	41.587	41.645	41.568	41.574
19_2	41.48173936	20.19522081	883.833	843.098	40.735	40.609	40.668	40.601	40.704	40.708
6341	42.02163275	19.45303400	132.337	94.832	37.505	37.468	37.468	37.472	37.498	37.496
10093	41.06391117	19.94302789	348.051	312.02	36.031	36.112	36.03	36.12	36.004	36.004
19	41.48236225	20.19308725	883.007	842.289	40.718	40.593	40.652	40.586	40.687	40.69
7730	41.91180869	20.14126761	851.869	810.04	41.829	41.726	41.802	41.715	41.811	41.815
6484	42.11219581	19.94236686	1184.143	1143.22	40.923	40.982	40.999	40.986	40.913	40.909
KUKE	42.07863597	20.42681461	401.595	358.272	43.323	43.341	43.332	43.357	43.312	43.315
309_1	39.73023100	20.02212411	42.179	10.543	31.636	31.517	31.654	31.526	31.648	31.649
11349	40.86844156	20.19915411	528.246	491.038	37.208	37.309	37.236	37.281	37.223	37.229
5322	42.41698019	20.18236072	847.274	803.7	43.574	43.543	43.577	43.627	43.556	43.555
13674	40.04102392	19.87413650	366.457	332.832	33.625	33.695	33.68	33.672	33.596	33.597
8804	41.55609503	19.51355011	237.409	201.842	35.567	35.549	35.616	35.616	35.561	35.55

**Shtojca 13.4 Përmbledhja e rezultateve nga profilet e llogaritura për 5 modelet globale gjeopotenciale.**

Profilet	EGM96	EGG97	EIGEN04	EGM2008	EIGEN6c4
1	-0.1205	-0.0303	-0.1147	0.0030	0.0051
	0.0175	0.0405	-0.0127	0.0193	0.0146
2	-0.0505	-0.0320	-0.1005	-0.0155	-0.0146
	0.1403	0.0264	0.1220	0.0066	0.0079
3	-0.1390	-0.0401	-0.0704	-0.0149	-0.0145
	0.0931	0.0606	0.0916	0.0202	0.0166
4	-0.1213	-0.0489	-0.1309	-0.0148	-0.0108
	0.0686	0.0362	0.0687	0.0137	0.0147
5	-0.0855	-0.0154	-0.0892	-0.0130	-0.0096
	0.1325	0.0259	0.1073	0.0177	0.0180
6	-0.0627	-0.0014	-0.0353	-0.0010	-0.0034
	0.2083	0.0316	0.1477	0.0132	0.0127
7	-0.0805	-0.0362	-0.0723	-0.0221	-0.0169
	0.1539	0.0223	0.0662	0.0099	0.0091
8	-0.1169	-0.0433	-0.0921	-0.0081	-0.0036
	0.0792	0.0218	0.0129	0.0203	0.0159
9	-0.0338	-0.0371	-0.0752	0.0022	0.0027
	0.0191	0.0315	0.0722	0.0137	0.0152
10	-0.0122	-0.0279	-0.0781	-0.0188	-0.0193
	0.0809	0.0405	0.1297	0.0190	0.0159
11	0.0054	-0.0176	-0.0395	-0.0167	-0.0173
	0.1007	0.0240	0.0816	0.0125	0.0181
12	-0.0456	-0.0238	-0.0582	-0.0191	-0.0184
	0.0780	0.0187	0.0474	0.0243	0.0175
13	-0.0836	-0.0431	-0.0767	-0.0254	-0.0254
	0.0275	0.0197	0.0241	0.0215	0.0113
14	-0.1034	-0.0450	-0.0711	-0.0167	-0.0109
	0.0290	0.0154	0.0423	0.0199	0.0236
15	-0.0754	-0.0406	-0.0946	-0.0133	-0.0151
	0.0271	0.0273	0.0149	0.0229	0.0230
16	-0.0426	-0.0197	-0.0632	-0.0151	-0.0166
	0.0639	0.0285	0.0391	0.0132	0.0149
17	0.0241	0.0026	0.0134	-0.0230	-0.0217
	0.0931	0.0455	0.0632	0.0099	0.0107
18	-0.0594	-0.0345	-0.0482	-0.0143	-0.0137
	0.0637	0.0016	0.0591	-0.0015	-0.0003

## SHTOJCA B

	Universiteti Prishtinës	<table border="1"><tr><td>NUMRI</td><td>09.06.2016</td></tr><tr><td>DATA</td><td></td></tr><tr><td>ORIENTIM</td><td></td></tr><tr><td>STATUS</td><td></td></tr></table>	NUMRI	09.06.2016	DATA		ORIENTIM		STATUS	
	NUMRI		09.06.2016							
DATA										
ORIENTIM										
STATUS										
Fakulteti i Ndërtimit dhe Arkitekturës										
Katedra e gjeodezisë										
Prof. asoc. dr. Perqim Aneti, Shef i Katedrës										

Datë: 09.06.2016.

### KËRKESË

Në mbledhjen e Katedrës së Gjeodezisë të mbajtur më datë: 09.06.2016 jemi njoftuar nga asistentja Fitore Bajrami në mbështetje që mund ta përfitoj nga Laboratory i GNSS&Navigation në Karlsruhe, gjithnjë në kuadër të memorandumit të bashkëpunimit, për ofrimin e softuerit: FHB-F-Versioni 4.3, për llogaritje regionale të gjeoidit.

Çmimi real i këtij softueri është 6500, por pasi ekziston memorandum i bashkëpunimit në mes të Katedrës së Gjeodezisë dhe Laborantit GNSS&Navigation është bërë e mundur që ta përfitojmë këtë softuer me një çmim simbolik prej 1500 euro.

Me qëllim të ngritjes së kapaciteteve ky softuer do të i shërbejë shumë Drejtimit të Gjeodezisë konkretisht stafit akademik dhe studentëve të nivelit master në përlogaritjen e gjeoidit si dhe analizimin e gjeoidit në modelet e ndryshme gjeopotenciale.

Kështu që me këtë kërkesë ne kërkojmë nga Dekani i Fakultetit të Ndërtimit dhe Arkitekturës që të na aprovojë kërkesën me qëllim të përfitimit të këtij softueri.

Ju falënderojmë për konsideratën!

Katedra e Gjeodezisë

*P. Aneti*

## KËRKESE

Drejtuar: Z. Lorenc Çalaj

Drejtor i Autoritetit Shtetrorë Për Informacion Gjeohapësinor

I nderuari zoti Çalaj,

Unë jam Fitore Bajrami, aktualisht jam në studimet e Doktoratës pranë Universitetit Politeknik të Tiranës-Fakulteti i inxhinerisë së Ndërtimit në Tiranë.

Si temë jam duke trajtuar: "Analiza e modeleve globale gjeopotenciale në përcaktimin e sipërfaqës referente të lartësive për territorin e Republikës së Shqipërisë"

Në bazë të temës që trajtoj kërkoj nga ju që të na vini në dispozicion materialin që përmbledh të dhënat e fushatës së matjeve GNSS, si dhe lartësitë mbidetare për të gjitha periudhat për territorin e Republikës së Shqipërisë.

Duke ju falënderuar për bashkëpunimin tuaj!

Udhëheqësi i temës së Doktoratës:

Prof. Asoc. Dr. Përparim Ameti



Cand Dr.sc. Fitore Bajrami



Shefi i Departamentit:

Prof. Asoc.Dr. Namik Kopliku







REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
KRYEMINISTRIA  
MINISTËR SHTETI PËR INOVACIONIN DHE ADMINISTRATËN PUBLIKE  
AUTORITETI SHTETËROR PËR INFORMACIONIN GJEHAPËSINOR

Nr. 55 Prot.

Tiranë më 16.01.2015

**Lënda:** Lidhur me vënien në dispozicion të Autoritetit Shtetëror për Informacionin Gjeohapësinor (ASIG), të materialit që disponon IGJU lidhur me fushatën e matjeve GNSS të vitit 2008.

**Drejtuar:** **Z. Armir ÇANI**  
Drejtor i Institutit Gjeografik të Ushtrisë

I nderuar zoti Çani,

Në mbështetje të pikës 1, të nenit 19, të ligjit Nr. 72/2012 72/2012 "Për organizimin dhe funksionimin e Infrastrukturës Kombëtare të Informacionit Gjeohapësinor në Republikën e Shqipërisë", kërkojmë të na vini në dispozicion materialin që përmbledh të dhënat dhe rezultatet e fushatës së matjeve GNSS të vitit 2008 të organizuar nga institucioni juaj dhe Instituti Gjeografik Ushtarak i Firences.

Duke ju falënderuar për bashkëpunimin tuaj!

DREJTOR I PËRGJITHSHËM

LORENC ÇALA

Në mungesë dhe me porosi

Drejtori i Drejtorisë

KRISTAQ QIRKO



Konc: P/Sektori Arben Xhialli

Adresa: Rruga "Papa Gjon Pali" Nr 3, Kati 2  
E-mail : info@asig.gov.al

Page 1 of 1



REPUBLIKA E SHQIPËRISË  
AUTORITETI SHTETËROR PËR INFORMACIONIN GJEHAPËSINOR  
DREJTORIA E GIS-IT KOMBËTAR DHE GJEOPORTALIT  
KOORDINATORI PËR TË DREJTËN E INFORMIMIT

Nr. 444 / Prot.

Tiranë, më 26.12. 2019

Lënda: Përgjigje kërkesës tuaj për informacion lidhur me matjet GNSS në Republikën e Shqipërisë

**ZONJËS FITORE BAJRAMI**

Rruga "Dritan Islami", L. "Iliria", Ferizaj, Kosovë  
Tel: 0038344710371

Në përgjigje të kërkesës tuaj, datë 24.12.2019, protokolluar pranë Autoritetit Shtetëror për Informacionin Gjeohapësinor (ASIG), me nr. 444 prot, datë 24.12.2019, për materiale lidhur me fushatën e matjeve GNSS në Republikën e Shqipërisë, po ju vëmë në dispozicion, me CD, materialet si më poshtë:

1. Monografitë e punimeve gjeodezike të kryera nga Instituti Gjeografik i Firences në periudhën 2007-2008
2. Relacioni shpjegues për punimet e kryera, përgatitur nga ASIG, të cilin e gjeni edhe në link <http://asig.gov.al/images/Relacioni%20permbledhes.pdf>.
3. Broshurën, e përgatitur nga ASIG, për Kornizën Referuese Gjeodezike Shqiptare.

Duke ju falënderuar për mirëkuptimin,

DREJTOR I PËRGJITHSHËM

Lorenc Çala



Adresa: Rruga "Papa Gjon Pali II" Nr. 3, Kati 2 E-mail: [info@asig.gov.al](mailto:info@asig.gov.al), Tel: 1355 42236762

### 3.2. RRJETI SHTETËROR GRAVIMETRIK

#### 3.2.1. PARATHËNIE

Të dhënat gravimetrike për territorin e çdo vendi në kohët moderne po luajnë gjithnjë e më tepër një rol kyq në një numër të madh aplikacionesh të shkencave që merren me studimin e Tokës të tilla si gjeodezia, hartografia, gjeologjia, gjeodinamika, gjeofizika etj.

Mbledhja e këtyre të dhënave të standardizuara dhe të gjeoreferencuara mundësohet me ndërtimin e rrjeteve gravimetrike për territorin e vendit.

Shqipëria në historinë e saj nuk ka ndërtuar ndonjëherë rrjete të tilla por në kuadër të modernizimit të shtetit, ajo ka hodhur lëshime bazat ligjore për projektimin dhe ndërtimin e Rrjetit Shtetëror Gravimetrik në përputhje të plotë me standardet europiane.

Ky rrjet, ka si qëllim kryesor të mundësojë një bazë cilësore të dhënash gravimetrike të nevojshme për përcaktimin e gjeoidit gravimetrik të saktësisë së lartë për territorin e Shqipërisë i cili do të shërbejë për ndërtimin e një sistemi të ri lartësish fizike në përputhje me standardet europiane.

Rrjeti do të mundësojë realizimin praktik në territorin e vendit të Rrjetit Standardizues Ndërkombëtar të Gravitetit (International Gravity Standardization Network, IGSN 1971).

#### 3.2.2. QËLLIMI

Qëllimi i këtij standardi është specifikimi i Datimit Gravimetrik për Shqipërinë si pjesë e Datimit Gjeodezik Shqiptar i cili mundëson realizimin e IGSN 1971 (International Gravity Standardization Network 1971) në territorin e vendit.

Standardi synon të japë specifikimet standarde lidhur me përkufizimet e fushës, me njësitë matëse, kontrollin bazë, metodat e vrojtimit, instrumentat, saktësinë etj.

Ky standard do të mundësojë një vlerësim të qartë dhe real nga ana e përdoruesve të ndryshëm të të dhënave për gravitetin në pikat e ndryshme të territorit të vendit.

Standardi mundëson realizimin e detyrimeve ligjore të ASIG, të cilat burojnë nga neni 7 dhe neni 16 i ligjit Nr. 72/2012 "Për Organizimin dhe Funkcionimin e Infrastrukturës Kombëtare të Informacionit Gjeohapësinor në Republikën e Shqipërisë" dhe aktet nëligjore të dala në zbatim të tij.

#### 3.2.3. STRUKTURA E RRJETIT SHTETËROR GRAVIMETRIK

Rrjeti Shtetëror Gravimetrik i Republikës së Shqipërisë është pjesë e KRGJSH-së dhe ka në përbërjen e tij:

1. Rrjetin Shtetëror Gravimetrik të Rendit Zero;
2. Rrjetin Shtetëror Gravimetrik të Rendit të Parë;
3. Rrjetin Gravimetrik të Rendit të Dytë;
4. Rrjetin Gravimetrik të Rendit të Tretë;

Pikat gravimetrike absolute të rendit zero (Shkodër, Tiranë, Sarandë) dhe 42 pikat e rrjetit gravimetrik relativ të rendit të parë përbëjnë Datumën Gravimetrik Shqiptar.

Njëسيا matëse për nxitimin gravitacional të forcës së rëndesës është  $\text{ms}^{-2}$  (metër për sekondë në katror).



**AUTORITETI SHTETËROR PËR INFORMACIONIN GJEOPAPËSINOR**



**3.2.4. RRJETI SHTETËROR GRAVIMETRIK I RENDIT ZERO**

Rrjeti Shtetëror Gravimetrik i Rendit Zero përbëhet nga tre pika në të cilat është matur vlera absolute e nxitimit gravitacional të forcës së rëndesës duke përdorur gravimetra absolute të saktësisë së lartë.

Rrjeti Shtetëror Gravimetrik i Rendit Zero shërben si bazë për të mbështetur rrjetet gravimetrike të rrethave më të ulëta dhe mundëson ruajtjen e Datumit Gravimetrik Shqiptar duke kryer matje njëherë në çdo 10 vjet në këto pika.

Pikat absolute gravimetrike stabilizohen në blloqe masive betoni të ndërtuara mbi struktura të qëndrueshme gjeologjike në përputhje me rekomandimet ndërkombëtare.

Devijimi standard në përcaktimin e nxitimit absolut të forcës së rëndesës në pikat absolute gravimetrike nuk duhet të kalojë vlerën  $5 \times 10^{-8}$  ms<sup>-2</sup>.

Për të reduktuar vlerën e nxitimit gravitacional të forcës së rëndesës nga pika e lartësisë së gravimetrit absolut tek pika e fiksuar në bllokun e betonit në çdo pikë absolute gravimetrike, gradienti vertikal i nxitimit të forcës së rëndesës përcaktohet duke përdorur minimumi dy gravimetra relativë.

Për të siguruar vlerën e matur të nxitimit gravitacional absolut të forcës së rëndesës, rreth çdo pike gravimetrike absolute ndërtohet domosdoshmërisht Mikrorrjeti Gravimetrik i përbërë nga tre pika të vendosura në distancë 1-5 km nga pika ku janë kryer matje gravimetrike absolute.

Pikave të Mikrorrjetit Gravimetrik u përcaktohet vlera e nxitimit gravitacional të forcës së rëndesës duke kryer matje gravimetrike relative duke u mbështetur në pikat absolute respektive.

Pikat absolute gravimetrike kanë identifikatorin e tyre i cili paraqitet në formën si vijon: AGP01 (AGP - Pika Absolute Gravimetrike e Rendit Zero, 01 – numuri i pikës).

Pikat absolute gravimetrike AGP01 dhe AGP02, formojnë Bazën Horizontale të Kalibrimit e cila mundëson kalibrimin e gravimetrave relative për punime sistematike gravimetrike të shtira në kohë.

**3.2.5. RRJETI SHTETËROR GRAVIMETRIK I RENDIT TË PARË**

Rrjeti Shtetëror Gravimetrik i Rendit të Parë është pjesë e Datumit Gravimetrik Shqiptar dhe shërben për dendësimin e Rrjetit Shtetëror Gravimetrik të Rendit Zero.

Rrjeti Shtetëror Gravimetrik i Rendit të Parë përbëhet nga 42 pika të shpërndara uniformisht në territorin e vendit në distancë 35-50 km të cilat janë stabilizuar në blloqe betoni të ndërtuara mbi struktura të qëndrueshme gjeologjike në përputhje me rekomandimet ndërkombëtare.

Pikave të Rrjetit Shtetëror Gravimetrik të Rendit të Parë ju përcaktohet vlera e nxitimit gravitacional të forcës së rëndesës çdo 20 vjet duke përdorur njëkohësisht minimumi dy gravimetra relativë të kalibruar që sigurojnë precizion të lartë në matje me metoda gravimetrike relative.

Gjatë fushatës së matjeve me gravimetra relative kryhet kalibrimi i gravimetrave relative para fillimit të matjeve, në mes dhe në fund të fushatës së matjeve. Para fillimit të matjeve përcaktohet detyruesisht drifti stacionar i gravimetrave relativë, muajin e parë dy herë në javë ndërsa muajt në vazhdim dy herë në muaj.

Devijimi standard në përcaktimin e nxitimit absolut të forcës së rëndesës në pikat e Rrjetit Shtetëror Gravimetrik të Rendit të Parë nuk duhet të kalojë vlerën  $10 \times 10^{-8}$  ms<sup>-2</sup>.

Pikat e Rrjetit Shtetëror Gravimetrik të Rendit të Parë, si pjesë e Datumit Gjeodezik Shqiptar, kanë identifikatorin e tyre i cili paraqitet si vijon: D 05 HaHpVG (D-pikë e datumit, 05-Nr. i pikës,... G-pikë e rrjetit shtetëror gravimetrik rendi i parë).

### 3.2.6. RRJETI SHTETËROR GRAVIMETRIK I RENDIT TË DYTË

Rrjeti Gravimetrik i Rendit të Dytë shërben për dendësimin e mëtejshëm të Rrjetit Shtetëror Gravimetrik të Rendit të Parë dhe përbëhet nga 494 pika të shpërndara në territorin e vendit të stabilizuara në blloqe betoni.

Pikave të Rrjetit Gravimetrik të Rendit të Dytë ju përcaktohet vlera e nxitimit gravitacional të forcës së rëndësës me gravimetra relativë të kalibruar që sigurojnë precizion të lartë në matjet me metoda gravimetrike relative.

Gjatë fushatave matjeve me gravimetra relative është e detyrueshme të kryhet kalibrimi i gravimetrave relative para fillimit në mes dhe në fund të fushatës së matjeve. Para fillimit të matjeve përcaktohet detyrimisht drifti stacionar i gravimetrave relative, muajin e parë një herë në javë ndërsa muajt në vazhdim një herë në muaj.

Devijimi standard në përcaktimin e nxitimit absolut të forcës së rëndësës në pikat e Rrjetit Gravimetrik të Rendit të Dytë nuk duhet të kalojë vlerën  $20 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ .

Pikave të Rrjetit Gravimetrik të Rendit të Dytë kanë identifikatorin e tyre i cili paraqitet si vijon: GP 100 (GP-pikë gravimetrike, 100- Nr. i pikës).

### 3.2.7. RRJETI SHTETËROR GRAVIMETRIK I RENDIT TË TRETË

Rrjeti Gravimetrik i Rendit të Tretë është dendësimi final i Rrjetit Shtetëror Gravimetrik i cili mundëson të dhënat gravimetrike tokësore të nevojshme për llogaritjen e gjeoidit të saktë gravimetrik për territorin e vendit, ALB Geoid 20XX.

Rrjeti Gravimetrik i Rendit të Tretë ka formën e një gridi me densitet:

- Për zonat fushore, 1 pikë për çdo  $2 \text{ km}^2$ ;
- Për zonat malore, 1 pikë për çdo  $5 \text{ km}^2$ ;

Pikat e Rrjetit Gravimetrik të Rendit të Tretë nuk stabilizohen në terren, atyre ju llogariten koordinatat dhe lartësi elipsoidale duke u mbështetur në sistemin ALBCORS.

Devijimi standard në përcaktimin e nxitimit absolut të forcës së rëndësës në pikat e Rrjetit Gravimetrik të Rendit të Tretë nuk duhet të kalojë vlerën  $30 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ .