

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ
ГРАЂЕВИНСКИ ФАКУЛТЕТ

Сања С. Туцикешић

**МОДЕЛОВАЊЕ ТЕКТОНСКИХ
ПОМЈЕРАЊА И КВАНТИФИКАЦИЈЕ
ДЕФОРМАЦИЈА ЗЕМЉИНЕ КОРЕ
КОРИШЋЕЊЕМ GNSS ТЕХНОЛОГИЈЕ**

Докторска дисертација

Београд, 2020.

UNIVERSITY OF BELGRADE
FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

Sanja S. Tucikešić

**MODELING TECTONIC MOVEMENTS
AND QUANTIFICATION
DEFORMATIONS OF THE EARTH'S
CRUST USING GNSS TECHNOLOGY**

Doctoral Dissertation

Belgrade, 2020

ИНФОРМАЦИЈЕ О МЕНТОРУ И ЧЛАНОВИМА КОМИСИЈЕ

Ментор:

Др Драган Благојевић, редовни проф., дипл. инж. геод.,
Грађевински факултет, Универзитет у Београду

Чланови комисије:

Др Олег Одаловић, ванредни проф., дипл. инж. геод.,
Грађевински факултет, Универзитет у Београду

Др Ивана Васиљевић, ванредни проф., дипл. инж. геол.,
Рударско-геолошки факултет, Универзитет у Београду

Датум одбране: _____, Београд.

Еви Анђелији,
анђелу међу нама.

Жељела бих најтоплије да захвалим многим људима који су ми помогли и допринијели да овај рад угледа свјетлост дана.

Прво, велико хвала мом ментору, изванредном професору Драгану Благојевићу, ком изражавам своју најдубљу наклоност и поштовање на залагању, охрабрењу и подрици. Хвала му за дијелење великих геодетских знања, као и за стварање погодне окружења за развој идеје.

Захвалност дугујем и осталим члановима комисије, проф. др Олегу Одаловићу и проф. др Ивани Васиљевић, на пажљивом прегледу рада, на разумијевању и помоћи.

Такође, захваљујем својим родитељима што су ме створили особом каква јесам и што су ме подстицали да се бавим стварима које волим.

На крају, желим да изразим своју дубоку љубав супругу Александру на подрици, стрпљењу и љубави кроз цијели мој докторски рад и, наравно, мојој дјеци Калини, Катји и Растку, за њихову безусловну љубав, за њихов осмијех и поглед, њима посебно, јер су увијек били ту кад је било најтеже.

*С љубављу,
Сања Туцикешић*

МОДЕЛОВАЊЕ ТЕКТОНСКИХ ПОМЈЕРАЊА И КВАНТИФИКАЦИЈЕ ДЕФОРМАЦИЈА ЗЕМЉИНЕ КОРЕ КОРИШЋЕЊЕМ GNSS ТЕХНОЛОГИЈЕ

РЕЗИМЕ

Теорија тектонских плоча бави се динамиком Земљине коре, литосфере. Она представља науку о Земљи, која пружа јединствена објашњења за разумијевање настанка планина, земљотреса, вулкана, еволуције Земљине површине и реконструкције њених континената и океана у прошлости.

Докторска дисертација посвећена је моделовању тектонских помјерања кориштењем временских серија GNSS координата континуираних мјерења на локацијама Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI).

Истраживано подручје обухвата територију која припада зони која се налази под утицајем Јадранске микроплоче и представља главни покретач тектонских процеса у тој области. Јадрански басен у глобалном геодинамичком погледу окружен је планинским ланцима, који су последице компресије између Евроазијске и Афричке плоче. Јадрански тектонски расјед, који пролази испод Јадранског мора, настаје на дијелу гдје предњи руб Евроазијске плоче насједа и клиже преко дијела Афричке плоче и ствара комплексне тектонске односе, који доводе до повећане сеизмичности у овој области.

Деформације Земљине коре узроковане су тектонским силама које се постепено акумулирају унутар коре и обично изазивају земљотресе. Из тих разлога, разумијевање деформација Земљине коре и утврђивање карактера кретања појединачних подручја од великог су значаја.

Све временске серије GNSS координата које су предмет овог истраживања анализиране су поступком спектралне анализе, фреквенцијског спектра, кориштењем Lomb–Scargle модела. Lomb–Scargle алгоритам се користи за процјену густине спектралне снаге неједнако узоркованих података, који су

сагласни расположивим и релевантним подацима временских серија GNSS координата. Спектрални индекси обезбјеђују главне параметре за разумијевање унутрашњег механизма који утиче на тектонске покрете.

Анализом добијених резултата показана је тренутна континуирана тектонска активност подручја Београда, Охрида, Сарајева, Пореча, Задра и Сплита. Резултати добијених брзина станица, у различитим подручјима, међусобно су корелисани и представљају хоризонтална помјерања од 26.09 mm/god. до 29.25 mm/god. у сјевероисточном смјеру (десног бочног тренда), док вертикални смјер показује слијегања у већини станица и благи пораст за станице Сплит и Охрид. Значајније слијегање показано је у равничарском подручју Панонске низије, којој припада станица Београд.

Коначан циљ научног истраживања је да се на основу резултата анализе временских серија GNSS координата пруже модели високе тачности: у првом кораку модел квантификације деформације Земљине коре за разумијевање геодинамичких процеса и у другом кораку модел квантификације деформације Земљине коре за разумијевање сеизмичких циклуса у циљу дефинисања тектонских фаза које су активне у току регистрованих земљотреса за одговарајућа подручја истраживања.

Кључне ријечи: геодинамика, временске серије, GNSS, спектрална анализа, Lomb–Scargle модел, сеизмологија, земљотреси, сеизмички циклуси.

Научна област: Геодезија

Ужа научна област: Референтне геодетске мреже

УДК број: 528.3/4(043.3)

MODELING TECTONIC MOVEMENTS AND QUANTIFICATION DEFORMATIONS OF THE EARTH'S CRUST USING GNSS TECHNOLOGY

ABSTRACT

Plate Tectonics Theory deals with the dynamics of the Earth's crust, the lithosphere. It represents the science of the Earth which provides unique explanations for understanding the origin of mountains, earthquakes, volcanoes, the evolution of the Earth's surface, and the reconstruction of its continents and oceans in the past.

The doctoral dissertation is dedicated to modeling tectonic displacements using time series of GNSS coordinates of continuous measurements at the locations Belgrade (BEOG), Ohrid (ORID), Sarajevo (SARA), Poreč (PORE), Zadar (ZADA) and Split (SPLI).

The investigated area includes the territory that belongs to the zone that is under the influence of the Adriatic microplate and is the main driver of tectonic processes in that area. The Adriatic basin is globally and geodynamically surrounded by mountain ranges which are the result of the compression between the Eurasian and African plates. The Adriatic tectonic fault, which passes under the Adriatic Sea, occurs in the part where the leading edge of the Eurasian plate lands and slides over the part of the African plate and creates complex tectonic relations which lead to the increased seismicity in this area.

Deformations of the Earth's crust are caused by tectonic forces that gradually accumulate inside the crust and usually cause earthquakes. For these reasons, understanding the deformations of the Earth's crust and determining the character of the movements of individual areas are of great importance.

All time series of GNSS coordinates that are the subject of this research were analyzed with the method of spectral analysis, frequency spectrum, using the Lomb–Scargle model. The Lomb–Scargle algorithm is used to estimate the spectral power density of unequally sampled data, which are consistent with available and relevant time series

data of GNSS coordinates. Spectral indices provide the main parameters for understanding the internal mechanism that affects tectonic movements.

The analysis of the obtained results shows the current continuous tectonic activity of the areas of Belgrade, Ohrid, Sarajevo, Poreč, Zadar and Split. The results of the obtained cell velocities in different areas are mutually correlated and represent horizontal displacements from 26.09 mm / year to 29.25 mm / year in the northeast direction (right side trend), while the vertical direction shows subsidence in most stations and a slight increase for Split and Ohrid. Significant subsidence has been shown in the lowland area of the Pannonian Plain which the Belgrade station belongs to.

The ultimate goal of the scientific research is to provide high accuracy models based on the results of the analysis of time series of GNSS coordinates: in the first step, the model of quantification of deformation of the Earth's crust for understanding geodynamic processes, and in the second step, the model of quantification of deformation of the Earth's crust for understanding seismic cycles in order to define tectonic phases active during the registered earthquakes.

Key words: geodynamics, time series, GNSS, spectral analysis, Lomb–Scargle model, seismology, earthquakes, seismic cycles.

Scientific area: Geodesy

Scientific subarea: Reference geodetic networks

UDC number: 528.3/.4(043.3)

Списак скраћеница

VLBI	Very Long Baseline Interferometry
SLR	Satellite Laser Ranging
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
CGPS	Continuous Global Positioning System
EEWS	Earthquake Early Warning Systems
DOT	Dynamic Oceanographic Topography
MSL	Middle Sea Level
EOP	Earth Orientation Parameters
UT1	Universal Time 1
UTC	Universal Time Coordinated
LOD	Length Of Day
ERP	Earth Rotation Parameters
CIP	Celestial Intermediate Pole
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems
LLR	Lunar Laser Ranging
ICRF	International Celestial Reference Frame
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
NASA	National Aeronautics and Space Administration
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GPS	Global Positioning System
PGGA	Permanent GPS Geodetic Array
USAF	US Air Force
TIMATION	Time Navigation
NNSS	Navy Navigation Satellite System

NAVSTAR GPS	Navigation System with Timig And Ranging Global Positioning System
ГЛОНАСС	Глобальная Навигационная Спутниковая Система
BDS	BeiDou Navigation Satellite System
GALILEO	Европски глобални навигациони сателитски систем
MSAS	Multifunctional transport Satellite Augmentation System
QZSS	Quasi-Zenith Satellite System
IRNSS	Indian Regional Navigation Satellite System
NAVIC	Navigation with Indian Constellation
GAGAN	GPS-aided Geo-Augmented Navigation
AFS	Atomic Fluorescence Spectroscopy
PRN	Pseudo Random Noise
DOP	Dilution of Precision
HDOP	Horizontal Dilution of Precision
VDOP	Vertical Dilution of Precision
PDOP	Positional Dilution of Precision
TDOP	Time Dilution of Precision
GDOP	Gemetrical Dilution of Precision
IGS	International GPS Service
AFRC	Active Fault Research Center
IGNS	Institute of Geological and Nuclear Sciences
INQUA	International Union for Quaternary Research
NEIC	National Earthquake Information Center
USGS	U.S. Geological Survey
WSM	World Stress Map
ILP	International Lithosphere Program
PDF	Probability Density Function
IQR	Interquartile Range
FFT	Fast Fourier Transformation
EPSD	Evolutionary Power Spectral Density
WPS	Wavelet Power Spectrum
DFT	Discrete Fourier Transformation

ITRF2014	International Terrestrial Reference Frame 2014
HRGPS	High Rate GPS
MEMS	Micro-Electro-Mechanical Systems

Списак слика

Слика 1.1. Глобална геодинамичка перспектива положаја истраживаног подручја [11]	5
Слика 2.1. Геодне ундулације изведене из осматраних гравитацијских сателитских орбитних пертурбација [12].....	11
Слика 2.2. Поларно кретање из комбиноване EOP серије C04 05 IERS (1962–2010, дневна резолуција) и положај средњег пола од 1900. до 2010. године [13].....	13
Слика 2.3. Ундулације геоида (N) и динамичка топографија текућег слоја омотача [15]	15
Слика 2.4. Главне врсте изостатичких модела: а) Airy, б) Pratt и в) Vening Meinesz [13]	16
Слика 2.5. Идеализован поглед на силе линија Земљиног магнетног поља са приказом Земљине кугле [16].....	17
Слика 2.6. „Сунчев вјетар“ обликује Земљино магнетно поље [16]	18
Слика 2.7. Структурна грађа Земље [18].....	20
Слика 2.8. Положај астеносфере [15]	21
Слика 2.9. Тектонске плоче [22].....	23
Слика 2.10. Праћење кретања континената помоћу глобалног система позиционирања [23]	24
Слика 2.11. Организација тектонских плоча на Земљи према типу граница између плоча [29].....	25
Слика 2.12. Топлотни режим и конвекцијска струјања у унутрашњости Земље [30].....	27
Слика 3.1. GNSS компоненте (космичка, котролна и корисничка) [43].....	31
Слика 3.2. Космички сегмент – констелација сателита [43].....	32
Слика 3.3. Мрежа станица за праћење сателита [44]	33
Слика 3.4. Сигнал у фреквенцијском домену (а), сигнал у временском домену (б) [47].....	35
Слика 3.5. Геометријска представа – лош PDOP и добар PDOP	37
Слика 3.6. а) Просте разлике опажања тачака 1 и 2 према истом сателиту k ; б) Просте разлике опажања од тачке 1 према два сателита l и k [65].....	45
Слика 3.7. Двоструке разлике опажања са пријемника 1 и 2 и сателита l и k [65]	46
Слика 3.8. Примјер станице GPS мјерне кампање [67].....	49
Слика 3.9. Глобалне континуиране GNSS станице од 2014. године [67]	50
Слика 4.1. Епирогени покрети: регресија и трансрегресија [69].....	54
Слика 4.2. Сложене форме набора: синклиноријум и антиклиноријум [70].....	55
Слика 4.3. Типови набора према положају аксијалне површине [71]	55
Слика 4.4. Типови расједа према карактеру релативног кретања [72]	56
Слика 4.5. Циклус стијена [73].....	58

Слика 4.6. Сеизмички циклуси [79]	62
Слика 4.7. Временска серија са приказом косеизмичког помјерања и постсеизмичких деформација, земљотрес MW 7.5, 5. јануар 2013. године [67]	63
Слика 4.8. Прешок, главни удар и постшок [83]	64
Слика 4.9. Хипоцентар, епицентар и епицентрални угао [93]	67
Слика 4.10. Сеизмички таласи (P таласи, S таласи, Лавови таласи и Рејлијеви таласи) [94]	70
Слика 4.11. Положај честица у референтној и тренутној конфигурацији [95]	72
Слика 4.12. Приказ тијела у двије конфигурације с назначеним векторима положаја, помака и градијента деформисања [96]	72
Слика 4.13. Терминологија стијенских напрезања на три хијерархијска нивоа [97]	75
Слика 4.14. Литостатички модел у Земљиној кори [97]	77
Слика 4.15. Биаксијални модел у Земљиној кори [97]	78
Слика 4.16. Андерсонове врсте расједа у физичком простору [103]	79
Слика 4.17. Карта напрезања, посљедња верзија WSM базе података из 2016. године [107]	81
Слика 4.18. Варијације величине напрезања са промјеном дубине: а) вертикална SV, б) минимална хоризонтална Sh, в) максимална хоризонтална SH [97]	82
Слика 5.1. Типови временских серија: а) константан процес, б) процес са трендом, в) серија са цикличним варијацијама, г) серија са сезонским варијацијама [111]	86
Слика 5.2. Временска серија узорака: бијели шум (а), шум случајног хода (б), и шум треперења (в) [113]	88
Слика 5.3. Расподјела процеса бијелог шума	89
Слика 5.4. Случајни сигнал са узорцима временски некорелисаних појава [114]	89
Слика 5.5. Бијели шум – снага једнака у свим фреквенцијским појасевима [114]	90
Слика 5.6. Шум случајног хода [114]	91
Слика 5.7. Шум треперења [114]	92
Слика 5.8. Осјетљивост земљотреса [125]	103
Слика 5.9. Теоријска збирна косеизмичка кретања GPS станица у периоду од 1991. до 2010. године [81]	104
Слика 6.1. Спектрални индекси шума у геофизичким појавама [140]	112
Слика 7.1. Промјена положаја у временској серији GNSS координата [144]	116
Слика 7.2. Поље брзина у Европи и хоризонталне брзине станица ITRF2014 [145]	117
Слика 7.3. Поље деформације и брзине деформације [144]	117
Слика 7.4. Параметар времена у режиму рада методом GNSS кампања [4]	118
Слика 7.5. Параметар времена у режиму рада методом континуираних GNSS пријемника [4]	119
Слика 7.6. Основе Реидове теорије еластичног одскока [152]	121
Слика 7.7. Реидов циклус земљотреса и циклус деформације Земљине коре [153]	122
Слика 7.8. Теоријска кумулативна косеизмичка помјерања [158]	124
Слика 7.9. Два догађаја током 2003. године и супротна помјерања до станице [158]	125

Слика 7.10. Серија хоризонталних деформација станица мреже GEONET. Представљају главно косеизмичко помјерање (горе) и ширење сеизмичког површинског таласа (доље). [161].....	127
Слика 7.11. Упоредна анализа узорковања података на 10 Hz и 1 Hz [162].....	129
Слика 7.12. Дисперзија површинских таласа.....	130
Слика 7.13. Хипоцентар утврђен и представљен са пет GNSS станица [173].....	131
Слика 7.14. Спектар земљотреса и угаоне фреквенције различитих величина [176].....	133
Слика 7.15. Станица LAND у периоду прије и након земљотреса [173].....	134
Слика 7.16. Помјерање у правцу Е компоненте за све станице GEONET током земљотреса Tokachi-oki 2003. године одређено је као функција епицентралне удаљености [173].....	135
Слика 7.17. Сјеверна, источна и компонента висине на станици CVHS на југу Калифорније током земљотреса Tohoku-oki 2011. године [173].....	135
Слика 7.18. Компоненте сеизмичког (WES) и GNSS инструмента (P494) [181].....	138
Слика 7.19. Интеграција и комбиновање GNSS мјерења са акцелерометрима [183].....	140
Слика 8.1. Просторни распоред кориштених GNSS перманентних станица.....	144
Слика 8.2. Временска серија GNSS координата за станицу BEOG.....	146
Слика 8.3. Процјена спектралних индекса за станице Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI).....	154
Слика 8.4. Процијењени спектрални индекси по компонентама (E, N, UP) сваке поједине станице.....	155
Слика 8.5. Локализовани земљотреси на подручју Београда, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација.....	158
Слика 8.6. Косеизмичке брзине GNSS станице Београд – офсети, као посљедица земљотреса.....	159
Слика 8.7. GNSS антена у Охриду.....	161
Слика 8.8. Локализовани земљотреси на подручју Охрида, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација.....	162
Слика 8.9. Косеизмичке брзине GNSS станице Охрид – офсети, као посљедица земљотреса.....	164
Слика 8.10. GNSS антена у Сарајеву.....	165
Слика 8.11. Локализовани земљотреси на подручју Сарајева, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација.....	165
Слика 8.12. Косеизмичке брзине GNSS станице Сарајево – офсети, као посљедица земљотреса.....	167
Слика 8.13. GNSS антена у Поречу.....	168
Слика 8.14. Локализовани земљотреси на подручју Пореча, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација.....	168
Слика 8.15. Косеизмичке брзине GNSS станице Пореч – офсети као посљедица земљотреса.....	169
Слика 8.16. GNSS антена у Задру.....	170
Слика 8.17. Локализовани земљотреси на подручју Задра, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација.....	171
Слика 8.18. Косеизмичке брзине GNSS станице Задар – офсети, као посљедица земљотреса.....	173
Слика 8.19. GNSS антена у Сплиту.....	174

Слика 8.20. Локализовани земљотреси на подручју Сплита, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација	175
Слика 8.21. Косеизмичке брзине GNSS станице Сплит – офсети као посљедица земљотреса.....	178
Слика 8.22. „Рој“ земљотреса забиљежених на ширем подручју острва Свети Андрија и острва Јабука од 2004. до 2010. године.	179

Списак табела

Табела 2.1. Најзаступљенији хемијски елементи у Земљиној кори (у %) [17]	19
Табела 3.1. Однос фреквенција појединих компоненти сигнала према фундаменталној фреквенцији [46]	35
Табела 3.2. Прецизне IGS GPS ефемериде и часовници [52]	38
Табела 3.3. GPS сигнал са одговарајућим пратећим шумом [57].....	40
Табела 4.1. Класификација земљотреса према јачини магнитуде [88]	65
Табела 4.2. Учесталост појаве земљотреса [92].....	66
Табела 8.1. Преглед кориштених станица временских серија GNSS координата	145
Табела 8.2. Распоживост података и празнине у временским серијама	148
Табела 8.3. Вриједности брзина положаја перманентних GNSS станица	150
Табела 8.4. Статистички подаци спектралне процјене	156
Табела 8.5. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 3 на ширем подручју Београда .	158
Табела 8.6. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Београд	159
Табела 8.7. Листа земљотреса са епицентром магнитуде ~ 4 на ширем подручју Охрида.....	162
Табела 8.8. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Охрид	164
Табела 8.9. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 3 на ширем подручју Сарајева .	166
Табела 8.10. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сарајево.....	166
Табела 8.11. Листа земљотреса са епицентром магнитуде 4 и веће од 4 на ширем подручју Пореча	169
Табела 8.12. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Пореч	170
Табела 8.13. Листа земљотреса са епицентром магнитуде ~4 на ширем подручју Задра	171
Табела 8.14. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Задар	173
Табела 8.15. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 4 у ширем подручју Сплита....	176
Табела 8.16. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит.....	178

САДРЖАЈ

Списак скраћеница	v
Списак слика	viii
Списак табела.....	xii
САДРЖАЈ.....	xiii
1. УВОДНА РАЗМАТРАЊА.....	1
1.1. Предмет и циљ научног истраживања	2
1.2. Подручје истраживања	4
1.3. Хипотезе са образложењем	5
1.4. Методе истраживања	6
1.5. Структура докторске дисертације	7
2. ОСНОВНИ ПОЈМОВИ О ГРАЊИ И ОСОБИНАМА ЗЕМЉЕ	9
2.1. Облик Земље.....	10
2.1.1. Ротација Земље	11
2.1.2. Гравитационо поље Земље	14
2.1.3. Изостазија Земље	15
2.1.4. Магнетно поље Земље	17
2.2. Хемијски састав Земљине коре.....	19
2.3. Структурна грађа Земље.....	20
2.3.1. Теорија тектонских плоча	22
2.3.2. Литосферске плоче и границе између литосферских плоча	24
2.3.3. Топлотни режим и конвекцијска струјања у унутрашњости Земље.....	26
2.4. Просторне геодетске технике за одређивање помјерања Земљине коре.....	27
3. ОСНОВНИ ПОЈМОВИ О GPS СИСТЕМУ	30
3.1. Глобални позициони систем	31

3.2. GPS сигнал и његова структура	33
3.3. Основни извори грешака мјерења	36
3.3.1. Грешке сателитског поријекла.....	36
3.3.2. Грешке простирања сигнала	38
3.3.3. Грешке пријемника	39
3.4. Математички модел GPS мјерења	41
3.4.1. Функционални модел псеудодужина	41
3.4.2. Дефинисање стохастичког модела GPS мјерења	43
3.4.3. Формирање разлика мјерених псеудодужина	44
3.5. GNSS мреже за геодинамику	48
3.5.1. Мјерне кампање GPS мреже	48
3.5.2. Континуиране GNSS мреже за геодинамику.....	49
4. GEOTEKTONСКА ТЕОРИЈА И ТЕКТОНСКИ ПОКРЕТИ.....	52
4.1. Методе проучавања тектонских покрета	53
4.2. Основни покрети и типови деформација	53
4.3. Услови настанка тектонских покрета	57
4.4. Циклуси стијена	57
4.5. Неотектоника.....	59
4.6. Сеизмологија	60
4.6.1. Сеизмички циклуси.....	61
4.6.2. Класификација земљотреса и релација фреквенција–магнитуда.....	65
4.6.3. Врсте и узроци земљотреса	66
4.6.4. Сеизмички таласи.....	68
4.7. Поље напрезања Земљине коре	70
4.7.1. Кинематика континуума.....	71
4.8. Терминологија напрезања стијена.....	74
4.9. Модели напрезања Земљине коре	76
4.9.1. Литостатички модел.....	76
4.9.2. Биаксијални модел	77
4.9.3. Тектонски модел.....	78
4.10. Глобалне информације о савременом пољу напрезања у Земљиној кори..	80
5. ВРЕМЕНСКЕ СЕРИЈЕ GNSS КООРДИНАТА	83

5.1. Дефиниција и типови временских серија	84
5.2. Стохастички процеси	86
5.3. Уопштени стохастички процеси	87
5.3.1. Уопштени стохастички процес – бијели шум	88
5.3.2. Обојени шумови – шум случајног хода и шум треперења	90
5.4. Регресија временске серије	92
5.4.1. Линеарна регресија	93
5.4.2. Полиномска регресија.....	95
5.4.3. Хармонијска регресија.....	96
5.5. Математички модел временске серије GNSS координата	97
5.6. Откривање и уклањање аутлејера и офсета из временских серија GNSS координата	99
5.6.1. Аутлејери у временским серијама GNSS координата	100
5.6.2. Офсети у временским серијама GNSS координата.....	100
5.6.3. Сезонски сигнали у временским серијама GNSS координата	101
5.7. Априори познати елементи промјена у временским серијама	102
6. СПЕКТРАЛНА АНАЛИЗА ВРЕМЕНСКИХ СЕРИЈА GNSS КООРДИНАТА	105
6.1. Процјена спектралних индекса	106
6.2. Lomb–Scargle модел спектралне анализе	107
6.3. Шум у временским серијама GNSS координата	111
6.3.1. Модели шума и извори шума.....	111
6.3.2. Анализа помоћу спектралног индекса (α).....	112
7. МЕТОДЕ И МОГУЋНОСТИ КОРЕЛАЦИЈЕ РЕЗУЛТАТА АНАЛИЗЕ ВРЕМЕНСКИХ СЕРИЈА GNSS КООРДИНАТА И СЕИЗМОЛОГИЈЕ	114
7.1. Стабилна интерсеизмичка деформација	120
7.2. Теоријска косеизмичка деформација	122
7.3. Кинематика процеса субдукције током циклуса земљотреса.....	126
7.4. Високе брзине GNSS узорковања – HRGPS.....	127
7.5. HRGPS и њихов напредак у моделовању земљотреса	129
7.5.1. Одређивање хипоцентра помоћу GNSS мјерења	131
7.5.2. Одређивање извора земљотреса у реалном времену	132
7.6. Рано упозорење на земљотрес и брза процјена опасности	136

7.7. Сеизмо-геодетска рјешења	138
7.8. GNSS сигнал и MEMS уређаји	140
7.9. Вишеструки алгоритам за анализу временске серије GNSS координата ...	141
8. НУМЕРИЧКА ИСТРАЖИВАЊА.....	143
8.1. Временске серије GNSS координата	144
8.2. Коefицијенти спектралних индекса временских серија GNSS координата	151
8.3. Офсети у временској серији GNSS координата, као посљедице земљотреса	156
8.3.1. GNSS станица Београд.....	157
8.3.2. GNSS станица Охрид	160
8.3.3. GNSS станица Сарајево	164
8.3.4. GNSS станица Пореч	167
8.3.5 GNSS станица Задар.....	170
8.3.6. GNSS станица Сплит	174
9. ЗАКЉУЧАК	180
ЛИТЕРАТУРА	188
ПРИЛОЗИ.....	203

1. УВОДНА РАЗМАТРАЊА

Геодезија је научна област која се бави изучавањем и одређивањем величине, облика и гравитационог поља Земље. Земља је изузетно динамична планета, која мијења свој облик током времена. Површински дијелови Земљине коре су у сталном покрету и могу значајно да варирају у хоризонталном и вертикалном погледу. Понекад се промјене стања Земље догоде у тренутку, међутим, већина промјена дешава се постепено и полако тако да се уопште не примјећују. Теорију о деформацији сталног кретања Земљине коре изложио је Alfred Wegener 1915. године у својој почетној теорији о тектоници плоча, гдје је навео да је Земљина кора састављена од низа већих и мањих плоча које се крећу и да су континенти, који су сада раздвојени, у прошлости били спојени.

Данас, просторне геодетске технике, као што су VLBI (енгл. Very Long Baseline Interferometry – дугобазисна интерферометрија), SLR (енгл. Satellite Laser Ranging – ласерска мјерења до Земљиних вјештачких сателита), GNSS технологија (енгл. Global Navigation Satellite Systems – глобални навигациони сателитски системи) и DORIS (енгл. Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite – двофреквентни доплер навигациони систем), представљају основне инструменте за проучавање величине, облика и деформације Земље.

Почетком 1990-их, CGPS мреже (енгл. Continuous Global Positioning System – континуални глобални позициони системи) почеле су се примјењивати у геофизичким истраживањима. Данас се GNSS технологијом прате кретања Земљине коре и њене деформације са високом тачношћу у току краћих просторних и временских резолуција. То је омогућило добијање корисних информација о деформацији Земљине коре, које доприносе бољем разумијевању појаве површинских напрезања.

Одређивање високе тачности брзине положаја GNSS референтних станица од великог је значаја у геодезији и геофизици. Од самог почетка успостављања GNSS система, многи истраживачи били су заинтересовани за побољшање тачности одређене брзине положаја GNSS референтних станица. Заправо, исправна интерпретација промјена координата може да олакша разумијевање разних геофизичких процеса који се одвијају у Земљиној кори.

Активност земљотреса уско је повезана са динамиком великих тектонских плоча. Сеизмолошки и геодетски подаци пружају основне информације за објашњење кинематике Земљине коре. Бројни су примјери поређења сеизмичких података са геодетским подацима. Поређењем сеизмичких параметара и геодетских података добија се увид у сеизмички ризик у подручју од интереса [1], [2], [3], [4]. Тренутно постоје системи EEWS (енгл. Earthquake Early Warning Systems – системи раног упозоравања о земљотресу), који су развијени у Јапану, Мексику, Тајвану, Турској, Румунији, Калифорнији и Сједињеним Америчким Државама.

1.1. Предмет и циљ научног истраживања

Геодинамичка активност на Земљи, условљена кретањима тектонских плоча, у данашње вријеме убраја се међу важније научне изазове, у којима GNSS (глобални навигациони сателитски системи) омогућавају добијање корисних геодинамичких информација о великим и малим помјерањима Земљине коре.

Анализа временских серија GNSS координата представља значајан дио геодетског и геодинамичког истраживања, посебно кад су у питању континуирана GNSS мјерења која се користе за потребе квантификације малих деформација Земљине коре. Деформације Земљине коре односе се на промјене на површини Земље које су узроковане тектонским силама, постепено се накупљају унутар Земље и обично узрокују земљотресе. Из тих разлога, разумијевање деформација у различитим размјерама, у времену и простору, и анализа различитих фаза сеизмичких циклуса у сеизмогеним подручјима, представља једну од важнијих примјена GNSS технологије. Анализа деформације Земљине коре има значајну улогу у истраживањима која су повезана са цјелокупним сеизмичким циклусом.

Косеизмичка, постсеизмичка и итерсеизмичка фаза деформације Земљине коре могу се поуздано процијенити помоћу временских серија GNSS координата.

Временске серије GNSS координата контаминирани су случајним и временски корелисаним шумом, који омета тачну процјену брзине и њене несигурности. У идеалним случајевима, временске серије GNSS координата имају присутан само бијели шум. Међутим, шумови у временској серији нису само бијели. Постоје извори грешака који уводе велике временске корелације у податке, као што су офсети, аутлејери, периодични сигнали и обојени шумови (шум треперења и шум случајног хода) [5], [6], [7], [8].

У првом кораку, анализирају се временске серије GNSS координата, идентификују се догађаји као што су офсети и аутлејери. Офсети се појављују у готово свим временским серијама GNSS координата. Многи офсети изазвани су ажурирањем модела GNSS пријемника и непријављених разлога (неисправне опреме или људског факора). Офсети се могу јавити и као извори земљотреса. Земљотреси утичу на промјену брзине у временској серији станица које су у близини епицентра. Аутлејери контаминирају временске серије GNSS координата, и углавном се јављају због системских грешака антропогених утицаја и неповољних атмосферских услова.

Спектралном анализом временских серија GNSS координата одређују се спектрални индекси. У сеизмологији, спектрална анализа снимљених сигнала прије, током и после земљотреса представља важан извор информација о кретању тла. Кумулативно помјерање Земљине коре није само посљедица великих земљотреса, него и узрок многих мањих накупљених покрета узрокованих земљотресима мањих магнитуда [9].

Предмет ове дисертације представља анализа временских серија GNSS координата континуираних мјерења на основу дневних рјешења, на локацијама Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI) и одређивање спектралних индекса временских серија спектралном анализом на истим локацијама по појединим компонентама (N – сјеверна компонента, E – источна компонента и UP – компонента висине).

Главни циљ овог рада јесте да допринесе разумијевању геодинамичких процеса и тока деформације Земљине коре на испитиваном подручју са високом тачношћу и поузданошћу примјеном временских серија GNSS координата. Након тога, крајњи циљ јесте да се изврши процјена фундаменталне везе између сеизмичког извора и резултујуће површинске деформације, на основу локализованих земљотреса на подручју истраживања. Акумулација и ослобађање тектонског стреса који се могу истражити у односу на сеизмичке циклусе током сваке фазе сеизмичких циклуса деформација Земљине коре, показују карактеристично понашање [10].

1.2. Подручје истраживања

Истраживања која су извршена приликом израде ове докторске дисертације су од значаја, имајући у виду чињеницу да подручје Београда (BEOG), Охрида (ORID), Сарајева (SARA), Пореча (PORE), Задра (ZADA) и Сплита (SPLI) припада територији која се налази под утицајем Јадранске микроплоче. Јадранска микроплоча представља главни покретач тектонских процеса у тој области. Тектонски Јадрански расјед, који пролази испод Јадранског мора, настаје на дијелу гдје предњи руб Евроазијске плоче насједа и клиже преко дијела Афричке плоче.

Јадрански басен је у глобалном геодинамичком погледу окружен са неколико планинских ланаца. Динариди се протежу дуж сјевероисточне границе, док су Апенини смјештени на западу и југозападу, а Алпе на сјеверу и сјеверозападу (слика 1.1). Динариди апсорбују помјерања Јадранске микроплоче, стварају комплексне тектонске односе, који доводе до повећане сеизмичности, те се указује потреба за интердисциплинарним истраживањима у тим зонама.



Слика 1.1. Глобална геодинамичка перспектива положаја истраживаног подручја [11]

1.3. Хипотезе са образложењем

У оквиру докторске дисертације постављене су сљедеће хипотезе:

Општа хипотеза: На основу временских серија GNSS координата и континуираних GNSS мјерења могу се пратити, анализирати, интерпретирати и презентовати тектонска помјерања, као и квантификације деформације Земљине коре на територији Србије, Хрватске, БиХ и Македоније.

Посебна хипотеза: Временске серије GNSS координата могу се користити у наукама о земљотресима за мјерење површинских деформација Земљине коре, при чему анализе деформације Земљине коре имају важну улогу у истраживањима везаним за цијели сеизмички циклус.

Земљотреси настају усљед помјерања тектонских плоча, кретања Земљине коре или појаве удара, а посљедица је подрхтавање Земљине коре. Они могу настати природно, а могу да буду и резултат људске активности. Земљотрес је велика природна катастрофа и проучава се више од 200 година, али још увијек није потпуно схваћен. У новије вријеме све је већи број постављених високопрецизних GNSS станица, које пружају податке у реалном времену. Глобални и континуирани рад ових геодетских техника може да пружи висококвалитетне податке који могу да се користе у сврхе одређивања тектонског помјерања и покрију широк појас у просторном и временском домену. Оне могу да пруже високопрецизно поље деформација Земљине коре, при чему се могу користити за одређивање косеизмичких деформација, које представљају потенцијални саставни дио за праћење и упозоравање на земљотресе.

Програмски пакет TSAAnalyzer, који је коришћен у овој докторској дисертацији, конципиран је тако да може да обезбиди квалитетну анализу, интерпретацију и презентацију временских серија GNSS координата о појавама, активностима и посљедицама земљотреса. Овај GNSS програмски пакет за анализу временских серија развијен је на Институту за геодезију и геофизику у Кини.

1.4. Методе истраживања

За потребе израде докторске дисертације, спроведено је истраживање у којем су се користиле различите комбинације научних метода за потребе аргументације и евалуације постављених научних хипотеза. Критички је анализирана научна и стручна литература из подручја временских серија GNSS координата, посебно континуираних GNSS мјерења, као и литература за примјену и коришћење софтверског производа TSAAnalyzer. Такође, анализирана су и сазнања о дјеловању сеизмичких догађаја на временске серије GNSS координата и посљедица њиховог дјеловања на територију истраживања.

У овом истраживању најрелевантније су сљедеће научне методе:

метода анализе, којом се рашчлањивањем познатих тврдњи стекла јаснија представа о објектима проучавања; **метода синтезе**, којом су се повезале једноставније тврдње и закључци у сложеније и уопштеније тврдње са сврхом бољег и систематичнијег проучавања односа између објеката истраживања; **методе индукције и дедукције** – за доношење закључака у теоријском и практичном дијелу рада; **метода генерализације** – са сврхом уопштавања од посебног појма до уопштенијег; **метода дескрипције**, за описивање појмова, законитости и поступака; **метода компарације**, за потребе упоређивања истих или сличних чињеница, појава и процеса; и **метода моделовања**, којом се изграђује неки стварни знаковни систем (модел), који може замијенити предмет који се истражује и дати одређену информацију о њему.

1.5. Структура докторске дисертације

Дисертација је састављена од осам поглавља, гдје је *прво поглавље* уводно. У њему је дефинисан предмет дисертације са основним циљевима овог истраживања и сагледана важност идентификације временски корелисаног шума при анализи временских серија GNSS координата у сврху тачне процјене брзине и њене несигурности.

У *другом поглављу* дисертације дат је кратак увод о основним појмовима који се тичу грађе и особина Земље, са посебним акцентом на развој теорије тектонских плоча и узроке њихових помјерања. Дат је и преглед просторних геодетских техника, које у данашње вријеме представљају основне инструменте за проучавање величине, облика и деформације Земље.

У *трећем поглављу* дате су основе GPS/GNSS система, теоретски преглед GPS/GNSS сигнала, грешака и позиционирања, са кратким освртом на историју и успостављање GNSS мрежа за геодинамику.

У *четвртном поглављу* рада даје се кратак опис геотектонске теорије и тектонских покрета. Овај дио дисертације садржи описе сеизмичких циклуса, као везе између

сеизмичког извора и резултујуће површинске деформације и у њему је представљен кратак осврт на поље напрезања Земљине коре.

У *петом поглављу* рада описане су временске серије GNSS координата, као и поступак анализе временских серија и процјена квалитета временског низа координата, као кључни задатак при идентификовању дисконтинуитета, аутлејера, промјена брзине и периодичних функција.

Шесто поглавље посвећено је опису спектралне анализе временских серија GNSS координата. Ово поглавље садржи опис процјене спектралних индекса, док је посебна пажња посвећена Lomb-Scargle моделу спектралне анализе. У њему су представљени модели и извори шума временске серије GNSS координата и анализиране карактеристике шума.

Седмо поглавље описује методе и могућности корелације резултата анализе временских серија GNSS координата и сеизмологије, високе брзине GNSS узорковања и њихов напредак у моделовању земљотреса.

Осмо поглавље садржи експериментални дио истраживања и у њему су обухваћени сви поступци моделовања и нумеричка одређивања за потребе анализе временске серије GNSS координата. У овом поглављу дата је и анализа временских серија.

У *деветом поглављу* представљени су закључци и најзначајнији резултати нумеричких истраживања у докторском раду, дате су препоруке за будући рад, које су важне за развој и примјену временских серија GNSS координата у областима сеизмологије у будућности.

2. ОСНОВНИ ПОЈМОВИ О ГРАЂИ И ОСОБИНАМА ЗЕМЉЕ

Сунчев систем дио је свемира и галаксије Млијечни пут. Звјезда Сунце, силом привлачења и енергијом зрачења, у том систему представља значајан фактор. Планета Земља једна је од осам планета у Сунчевом систему. Она се формирала прије 4.55 милијарди година и изграђена је, према одређеним законитостима, од чврсте, гасовите и течне материје. Земља је трећа унутрашња планета у Сунчевом систему, која се налази на удаљености од око 150 000 000 km од Сунца и пета је по величини. Креће се око Сунца по орбити са ексцентрицитетом 0.0167, периодом обиласка од 365.2564 звјезданих дана (револуција у трајању од једне године) и сопственом ротацијом од 23 сата, 56 минута и 4.090 секунди (ротација у трајању од једног дана). Маса Земље износи $5.972 \cdot 10^{24}$ kg, са средњом густином од 5510 kg/m^3 .

Због ротације Земље око своје осе долази до одређене спљоштености дуж те осе (на половима). Сплљоштеност Земље резултат је дјеловања центрифугалне силе, која тежи да честице тијела удаљи од обртне осе и огледа се у већој дужини екваторијалног полупречника ($6\,378\,388 \pm 53 \text{ m}$) од поларног полупречника ($6\,356\,911 \pm 72 \text{ m}$).

Планета Земља представља сложен динамички систем, како на својој површини, тако и у својој унутрашњости. Сваке године лоцира се од 12 000 до 14 000 земљотреса и од 50 до 60 вулкана. Земљин систем обухвата различите компоненте (атмосферу, литосферу, хидросферу, биосферу и магнетосферу), које дјелују на комплексан начин, гдје је свака компонента засебан систем, али везе између њих доводе до бројних физичких, хемијских и биолошких појава, које утичу на цијелу планету и мијењају је на свим просторним и временским скалама.

Земља има један природни сателит, Мјесец, који кружи око ње по орбити са ексцентрицитетом 0.0549. Период обиласка Мјесеца око Земље износи 27 дана, 7

сати и 43 минута. Мјесец има велики утицај на планету Земљу. Мјесечева гравитација вуче Земљу, узрокујући на њој плиму и осеку мора. У много мањој мјери, плиме и осеке јављају се у језерима, у атмосфери и унутар Земљине коре.

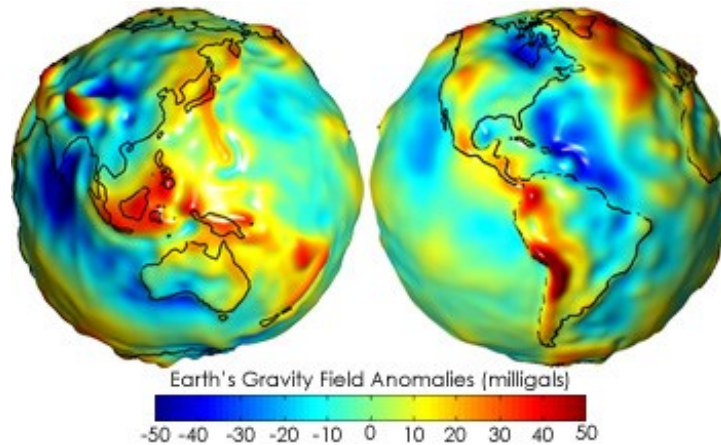
2.1. Облик Земље

Геодезија је наука која се бави мјерењем и одређивањем облика Земље, њеног гравитационог поља и геодинамичких појава (поларно кретање Земље, Земљина плима и осека, и покрети Земљине коре) у тродимензионалном простору.

Претпоставке о облику Земље као планете мијењале су се током времена. Најранији концепт о планети Земљи био је да је равна, непомична и да је средиште свемира, па све до претпоставки да Земља има облик лопте. Isaac Newton први је доказао да се облик Земље разликује од облика лопте и да је ротација Земље главни фактор у стварању њеног облика.

Имагинарни облик Земље је троосни елипсоид, док стварни облик Земље описује геоид. Под геоидом се подразумијева еквипотенцијална површ на коју је у свакој њеној тачки правац силе теже управан. Изглед геоида зависи од величине и правца силе теже. Геоид је од великог значаја у геодезији, океанографији, геофизици и другим геонаукама и служи као референтна површ за висине преко континената, као и за динамичку топографију океана (DOT – енгл. Dynamic Oceanographic Topography). Појам геоида у науку је увео С. Ф. Gauss, као еквипотенцијалну површ гравитационог поља Земље, која се подудара са средњим нивоом мора – MSL (енгл. Middle Sea Level) идеално мирних вода мора и океана.

Геоидне ундулације Земље приказане су на слици 2.1, гдје црвено обојена подручја указују на позитивна одступања геоида од елипсоида, а плаво обојена подручја указују на негативна одступања геоида од елипсоида. Многа од ових одступања имају видљиве просторне корелације са површинским стварним топографским карактеристикама, што заузврат показује значајну геодинамичку активност.



Слика 2.1. Геоидне ундулације изведене из осматраних гравитацијских сателитских орбитних пертурбација [12]

Током времена, долазило је до честих промјена у распореду и уређењу маса унутар Земље, њене ротације, као и степена спљоштености. Са оваквим промјенама мијењао се и облик геоида и тиме проузроковао напонска стања у литосфери и густини Земље, што је временом доводило до вертикалних и хоризонталних кретања блокова.

2.1.1. Ротација Земље

Ротација планете Земље око своје осе представља вектор просторно-временске промјене, гдје смјер вектора ротације одговара тренутној оси ротације и његова апсолутна вриједност једнака је брзини ротације. Ротација Земље обавља се убрзањем од $\omega^2 r$, гдје је r – полупречник Земље и ω – угловна брзина ротације.

Ротација Земље није уједначена, тј. нема постојан положај. Тај положај одређује се на основу параметара Земљине оријентације (EOP – Earth Orientation Parameters) прецесије и нутације.

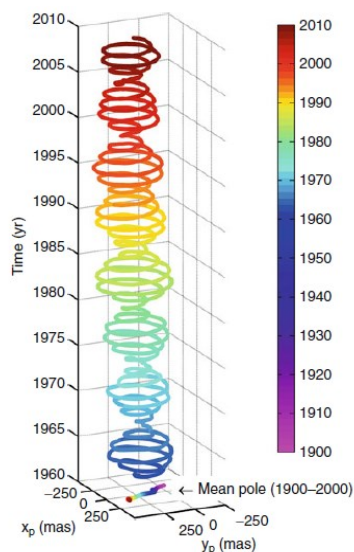
Нираћ, грчки астроном, још у 2. вијеку нове ере, утврдио је да се Земљина оса помјера око осе еклиптике и направи пун круг за 25 729 година. Ова појава назива се **прецесија** и то су дугорочне промјене смјера вектора ротације Земље у односу на фиксни референтни просторни систем. **Нутација** су мања помјерања осе ротације Земље, која су суперпонована на прецесионе и имају период колебања

18.6 година. Нутација је много мања у амплитуди од прецесије и често се сматра њеним повезаним покретом. То су повремене промјене смјера вектора ротације Земље у односу на фиксни референтни просторни систем.

Поларно кретање је варијација смјера вектора ротације Земље с обзиром на Земљин фиксни просторни референтни систем. Промјене у брзини ротације Земље изражене су као разлике универзалног времена 1 (UT1 – енгл. Universal Time 1) и јединственог атомског времена (UTC – енгл. Universal Time Coordinated): $dUT1 = UT1 - UTC$, или као варијације у дужини дана (LOD – енгл. Length Of Day). Ове величине називају се параметрима ротације Земље (ERP – енгл. Earth Rotation Parameters). Њиховим интерпретацијама долази се до закључака о структури Земље и динамичким карактеристикама Земљине унутрашњости, атмосфере, хидросфере и др.

Положај пола (CIP – енгл. Celestial Intermediate Pole) у односу на референтни пол представљају правоугаоне координате (x_p , y_p) и он означава поларно кретање и положај средњег пола (слика 2.2). Кретање полова има ред величине од неколико милиметара током дана до неколико метара током године. Једна од главних улога глобалне геодетске инфраструктуре јесте одређивање параметара оријентације Земље, промјена параметара током времена у односу на унутрашњост Земље, као и промјена у односу на удаљене „фиксне“ објекте, попут квазара.

Према дефиницији IERS (енгл. International Earth Rotation and Reference Systems), х-оса оријентисана је у правцу Гринича, а у-оса је позитивно усмјерена према екватору. Данас се зна да се поларно кретање, углавном, састоји од годишње варијације и Chandler-ове осцилације (варијација ширине, мала одступања Земљине осе ротације у односу на чврсту Земљу). До сезонских неравномјерних ротација Земље доводе различите атмосферске појаве, промјене годишњих доба, циркулација атмосфере и др.



Слика 2.2. Поларно кретање из комбиноване EOP серије C04 05 IERS (1962–2010, дневна резолуција) и положај средњег пола од 1900. до 2010. године [13]

Параметри Земљине оријентације, у вези са геофизичким параметрима, од значаја су за разумијевање глобалних процеса у Земљином систему. На неправилност ротације Земље утичу геолошки и астрономски фактори.

Геолошки фактори проузроковани су претежно премјештањем маса у унутрашњости Земље, у хидросфери и атмосфери. Неправилности ротације Земље имају значајну улогу у стварању и контролисању многих ендогених и егзогених процеса, гдје промјене у брзини ротације Земље формирају геодинамичка напрезања у свакој тачки Земље, која се одражавају на еластичне деформације, изостатичку равнотежу и, самим тим, на облик Земље.

Астрономски фактори проузроковани су углавном спољашњим силама, као што су гравитациона интеракција Земље, Мјесеца и Сунца, као и других планета Сунчевог система. Прецесија и нутација највјеродостојније описују ове утицаје.

Привлачна сила Мјесеца проузрокује успоравање ротације Земље, а оваква тенденција опадања брзине ротације објашњава се, углавном, утицајем плиме Мјесеца и, у мањој мјери, Сунца.

2.1.2. Гравитационо поље Земље

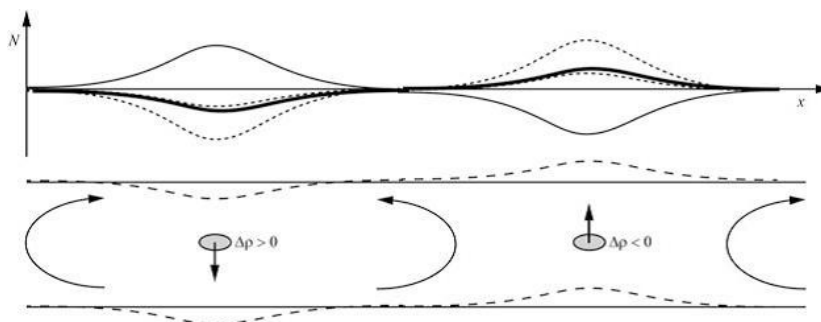
Особине Земљиног гравитационог поља имају доминантан утицај на истраживања тектонских плоча. Сазнања о Земљиним гравитационим пољима неопходна су у многим геодинамичким истраживањима. Гравитација (према лат. *gravitas* – тежина) представља силу узајамног привлачења између маса. На Земљи, усљед њене ротације, дјелује и центрифугална сила. Она, заједно са силом привлачења, чини силу теже и представља резултанту гравитационе и центрифугалне силе. Сила теже је просторно и временски промјенљива величина.

Глобални модел гравитационог поља Земље представља математичку функцију која описује гравитационо поље Земље у тродимензионалном простору. Одређивање глобалног Земљиног гравитационог поља један је од важнијих задатака геодезије и служи као основа како за геодезију тако и за остале геонауке, пружајући важне информације о Земљи и њеној унутрашњости.

Убрзање силе Земљине теже најбоље описује морфологију гравитационог поља. Промјене убрзања силе Земљине теже на њеној површини крећу се у интервалу од 9.78 m/s^2 (на екватору) до 9.83 m/s^2 (на половима), са тенденцијом раста идући ка унутрашњости Земље и наглим смањењем идући ка центру језгра, гдје се вриједност убрзања силе Земљине теже изједначава са нулом.

Гравитациона аномалија дефинише се као разлика између гравитације на геоиду и нормалне гравитације на референтном елипсоиду [14]. Оне одражавају резултат промјена густине у односу на хомогени референтни модел. Гравитационо моделовање један је од главних метода који помажу разумијевању природе и поријекла тектонских процеса и динамике Земље. Њихова анализа подразумијева процјену хетерогености густине, која је повезана са топлотним и компензионим промјенама, које контролишу динамичке процесе и деформације на површинским и дубљим нивоима. Hager и Richards су 1984. године први предложили механизам који је данас познат као динамичка топографија. Основна идеја која се налази иза концепта динамичке топографије приказана је на слици 2.3. Динамичка топографија текућег слоја омотача укључује ниску густину аномалије и резултује геоидном ундулацијом (дебела пуна линија), која зависи од комбинованог ефекта

контраста статичке густине (танка пуна линија) и топографске варијације (испрекидана линија). Она је узрокована струјањем омотача на горњој и доњој граници слоја (тачкасте линије). Удубљења и испупчења на Земљиној површини, заједно са дисконтинуитетом омотача, представљају негативан и позитиван допринос локалним геоидним ундулацијама, гдје може да превлада компонента повезана са расподјелом статичке густине омотача.



Слика 2.3. Ундулације геоида (N) и динамичка топографија текућег слоја омотача [15]

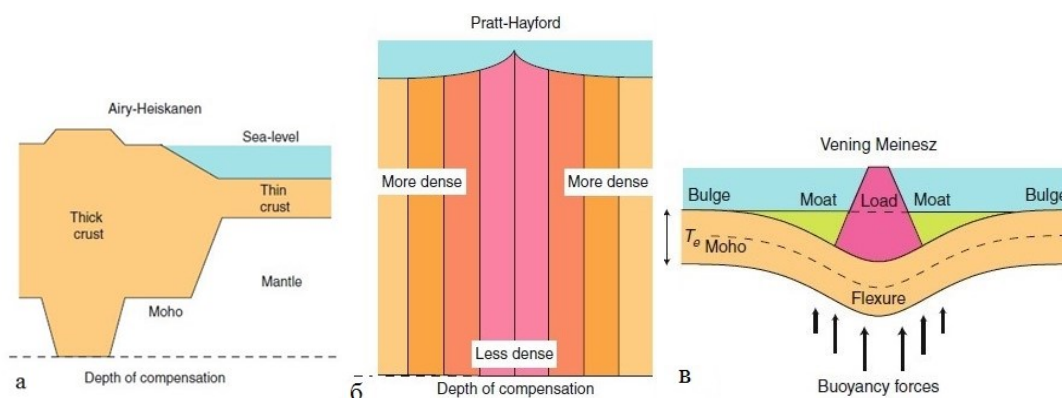
Вриједности убрзања силе теже контролисане су утицајем плиме Сунца и Мјесеца (периодичне промјене). Ове промјене могу имати глобални, регионални и локални карактер. На примјер, узрочници глобалних промјена гравитационог поља су: неравномјерна ротација Земље, измјене положаја осе ротације Земље, геодинамичка активност, кретања Земљине коре, глобална помјерања атмосферских маса, те сезонска колебања нивоа свјетских мора и океана.

2.1.3. Изостазија Земље

Изостазија Земље је принцип који је одиграо значајну улогу у разумијевању структуре, морфологије и тектонских еволуција најудаљенијих слојева Земље. Изостазија је утемељена на претпоставци да мање густа Земљина литосфера плива на еластичној и гушћој астеносфери. Она објашњава теоријску равнотежу између сусјединих дијелова (блокова) коре и дијелова омотача испод њих.

Гравиметријска и сателитска осматрања показала су да се већи дио геоструктурних елемената Земљине коре налази у изостатичкој равнотежи.

Прва објашњења изостазије дали су Airy, 1855. године, и Pratt, 1859. године, на два различита начина. Airy тврди да је Земљина кора постојане густине, али различите дебљине и да се изостатичка компензација одвија на рачун неједнаких висина појединих блокова, који, по законима хидростатике, „пливају“ по гушћој поткорној основи. Pratt наводи да се изостатичка компензација врши према разликама у густини стијена, а при постојаној дебљини Земљине коре. Хипотезу коју даје Airy даље је разрадио Vening Meinesz, 1931. године, сматрајући да се компензација одвија у регионалним размјерама, без тога да је Земљина кора издијелена на блокове. Сваки од изостатичких модела подразумева стање хидростатичке равнотеже, тако да су Земљини најудаљенији слојеви у стању флотације на њиховој текућој подлози (слика 2.4).



Слика 2.4. Главне врсте изостатичких модела: а) Airy, б) Pratt и в) Vening Meinesz

[13]

Са спознајом нових чињеница о грађи литосфере и астеносфере, мијењале су се и представе о изостазији и њеној улози у покретима Земљине коре. У сваком случају, открићем астеносфере, изостазија добија смисао. Блокови литосфере „пливају“ по пластично-флуидној основи астеносфере. Том процесу се прикључује и један хидростатички систем, у ком се успоставља равнотежа његових градивних елемената.

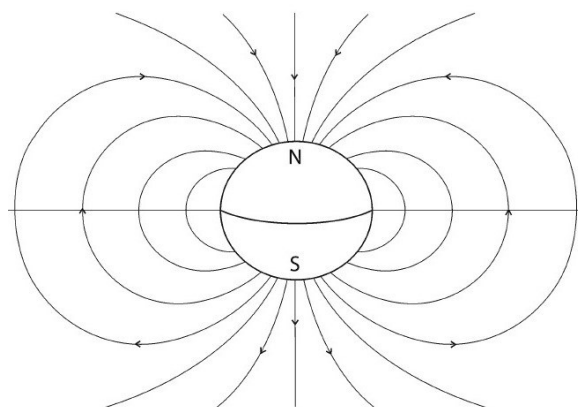
Из општих појмова о изостазији видљиво је да је кинематско стање литосфере и астеносфере контролисано, углавном, масом, густином и дебљином стијенских комплекса. Уколико су ова три параметра статична, сви стијенски блокови који се налазе изнад површине компензација су у стању тектонског мировања. Међутим,

уколико се само један од ова три параметара промијени, блокови Земљине коре ће се покренути наниже, навише или још и у страну у астеносфери, на нове хипсометријске нивое који одговарају новоуспостављеним односима.

Нарушавање изостатичке равнотеже могу покренути сљедећи процеси: хоризонтална премјештања литосферних плоча, ротациони режим Земље, субдукција и обдукција, формирање орогених појасева, дубока ерозија Земљине коре, стварање и отапање дебелих покровних глечера, промјене запремине водених маса свјетских мора и океана, и др.

2.1.4. Магнетно поље Земље

Магнетизам и гравитација представљају двије темељне особине за постојање наше планете. Сила гравитације увијек привлачи, никад не одбија као магнетизам или наелектрисање. Земља је природно магнетска и ово својство дугује унутрашњем динамичком физичко-хемијском процесу. Земља је окружена магнетним пољем (слика 2.5), које се може представити као поље магнетног дипола, чији се један пол налази у близини сјеверног пола, а други у близини јужног пола Земље. Оса диполног поља је у односу на осу ротације помјерена за око 11.5° .

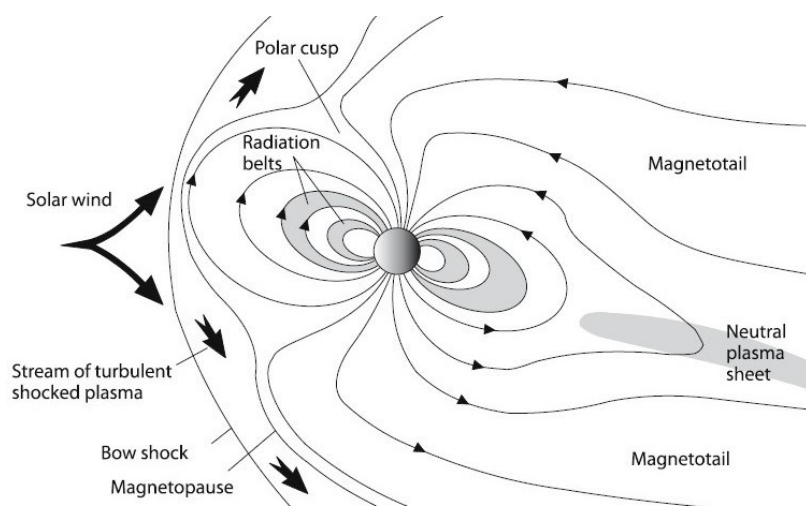


Слика 2.5. Идеализован поглед на силе линија Земљиног магнетног поља са приказом Земљине кугле [16]

Према савременим геофизичким теоријама, када се у одређеном времену, на одређеној тачки, изводи мјерење Земљиног магнетног поља, измјерена вриједност

резултат је удјела који имају различита поријекла: **главно поље** (ствара се у дијелу Земљиног житког спољашњег језгра помоћу геодинамичког механизма), **поље коре** (генерисано магнетизмом стијена у Земљиној кори), **вањско поље** (произведено електричним струјама које теку у јоносфери и магнетосфери, захваљујући интеракцији соларног електромагнетског зрачења) и **соларни вјетар са Земљиним магнетним пољем** (генерисање магнетног поља које произлази из процеса електромагнетских индукција помоћу електричних струја индукованих у кори и горњем омотачу Земље путем вањских магнетних варијација у пољу времена).

Савремено је схватање да се динамо-модел који дјелује у унутрашњости Земље налази у њеном језгру. У њему, топлотном или гравитационом конвекцијом, долази до хидродинамичког течења, које је аналогно кретању проводника. Електрични ток образује магнетно поље произведено условима постојања било каквог спољашњег магнетног поља у језгру. Магнетно поље, које диполно окружује Земљу, назива се **магнетосфера**. Све до првих сателитских мјерења, сматрало се да је магнетосфера симетрична, када се показало да она има врло асиметричан облик. Овакав изглед магнетосфере последица је утицаја „Сунчевог вјетра“ (слика 2.6).



Слика 2.6. „Сунчев вјетар“ обликује Земљино магнетно поље [16]

Струја наелектрисаних честица, коју избацује горња атмосфера Сунца – „Сунчев вјетар“ – оптаче магнетосферу. Том приликом се испред ње образује ударни талас.

Линије силе геомагнетног поља, удаљавајући се од Сунца, формирају „магнетосферни реп“. То је магнетонеутрални слој подијељен на два дијела: сјеверни (магнетно поље усмјерено је ка Земљи) и јужни (магнетно поље усмјерено је од Земље).

Магнетно поље Земље је промјенљива величина, а до промјена је долазило и у геолошкој прошлости. Овакви подаци су од великог значаја код утврђивања хоризонталне покретљивости литосфере у њеној прошлости.

2.2. Хемијски састав Земљине коре

Хемијски и минерални састав унутрашњости Земље предмет је проучавања многобројних истраживача. У литератури, подаци се међусобно разликују, али у свим изворима података постоји одређена сагласност – да око 75% цјелокупног састава Земљине коре чине кисеоник и силицијум-диоксид.

Табела 2.1. Најзаступљенији хемијски елементи у Земљиној кори (у %) [17]

Хемијски елементи	АУТОРИ			
	Ф. Кларк 1920.	А. Е. Ферсман 1933.	Р. Бринкман 1940.	А. П. Виноградов 1950.
Кисеоник (O)	50.08	49.13	46.60	46.80
Силицијум (Si)	25.80	26.00	27.70	27.30
Алуминијум (Al)	7.30	7.45	8.10	8.70
Гвожђе (Fe)	4.18	4.20	5.00	5.10
Калцијум (Ca)	3.22	3.25	3.60	3.60
Натријум (Na)	2.36	2.40	2.80	2.60
Калијум (K)	2.28	2.35	2.60	2.60
Магнезијум (Mg)	2.08	2.35	2.10	2.10
Остали	2.79	2.87	1.50	1.20
Укупно	100	100	100	100

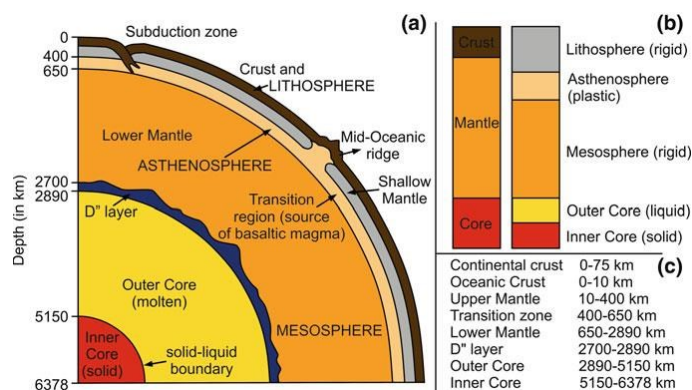
Укупно девет хемијских елемената учествује у грађи Земљине коре са 99.79%, а на осталих 87 хемијских елемената отпада мање од 1%. Заступљеност појединих хемијских елемената у првих 16 km Земљине коре, према појединим ауторима,

дата је у табели 2.1. Из табеле се види да су најзаступљенији лаки хемијски елементи са малим атомским тежинама, док је заступљеност тешких хемијских елемената, у односу на укупну масу Земље, скоро занемарљива.

2.3. Структурна грађа Земље

Сазнања о структурној грађи Земље, као и њен постанак, још увијек се налазе на нивоу хипотеза, јер до сада нису откривене адекватне и објективне методе за провјеру изнесених претпоставки.

На основу спознаје брзина простирања уздужних и попречних сеизмичких таласа у разним сеизмолошким испитивањима, издвојене су три геосфере: Земљина кора, омотач и језгро (слика 2.7). Свака од издвојених геосфера има специјална и посебна обиљежја.

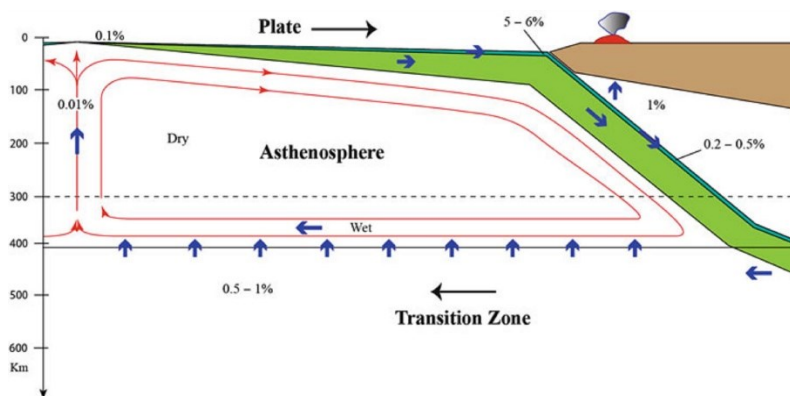


Слика 2.7. Структурна грађа Земље [18]

Земљина кора је највиши слој Земље и једини који се може узорковати директно. Она је хомогена и састоји се од лакших материјала (стијене базалта и гранита). Овај слој је много тањи од осталих слојева. Најчешће се издвајају два основна типа коре: океанска и континентална кора, које се разликују по литолошком саставу, дебљини и другим особинама. **Океанска кора** је тања, гушћа и садржи мање силицијума и алуминијума, а више магнезијума и жељеза него континентална кора. Океанска кора је основа океанима и у просјеку је дебљине до 10 km. Она је настала вулканском активношћу на океанским гребенима.

Недостатак силицијум-диоксида чини океанску кору тамнијом од континенталне коре. **Континентална кора** састоји се од кристалних стијена (углавном кварца и фелдспата) и дебљине је до 75 km. Будући да је континентална кора дебља и сачињена од мање густог материјала у односу на океанску кору, она плута на њој и налази се на магми, у изостатичкој равнотежи, дијелећи се на плоче које се међусобно крећу. Континентална кора је хетерогена и њена структура је врло промјењива.

Омотач је топлији, гушћи и дебљи слој испод Земљине коре. Њега карактерише велика вертикална и хоризонтална хетерогеност. Омотач је подијелен у три слоја: горњи омотач, астеносфера и доњи омотач. **Горњи омотач** је дефинисан као дио омотача између коре и фазне транзиције, коју чини дио литосфере с дубином око 100 km. Он је већином сачињен од ултрабазичних стијена. Горњи омотач је подијелен на неколико регија, у зависности од густине, механичких особина и сеизмичких брзина. Брзина сеизмичких таласа у овом дијелу постепено се смањује све до дубине од око 250 km, затим се лагано повећава идући наниже, све до 400 km. Регија са смањеним брзинама сеизмичких таласа у горњем омотачу назива се **астеносфера**. То је регија у којој се одиграва изостатичка компензација, као и процеси који су најважнији за хоризонтална и вертикална кретања Земљине коре (слика 2.8).



Слика 2.8. Положај астеносфере [15]

Астеносфера је на ниским температурама густа због присутности гранита. Међутим, на високим температурама, она плута као минерал. Астеносфера је пластична и дјелимично растављена, налази се на различитим дубинама унутар

Земље, на дубини од 100 до 250 km испод континенталне плоче и на дубини од 50 до 400 km испод океанске плоче. Претпоставља се да је астеносфера мјесто гдје се одвијају процеси који су најбитнији за хоризонтална и вертикална кретања Земљине коре. Кора и горњи слој омотача изнад астеносфере заједно чине чврсти омотач Земље – *литосферу*. За литосферу су такође карактеристичне еластичне деформације у горњем, и еластично-пластичне у њеном доњем дијелу. *Доњи омотач* Земље представља највећи дио масе Земље, јединствен по томе што су његова хемија, структура, динамика и еволуција временом интегрисале хемијске и динамичке ефекте површине литосфере и астеносфере.

Језгро Земље састоји се од тешких метала (никла и жељеза) и заузима средишњи дио Земље. У језгру се издвајају текуће спољашње језгро и чврсто унутрашње језгро. Најзначајнија особина језгра јесте да се у њему генерише геомагнетно поље. Многи од процеса који се одвијају у језгру и долазе од језгра преносе се кроз омотач све до Земљине коре, представљајући главне генераторе тектонске активности.

2.3.1. Теорија тектонских плоча

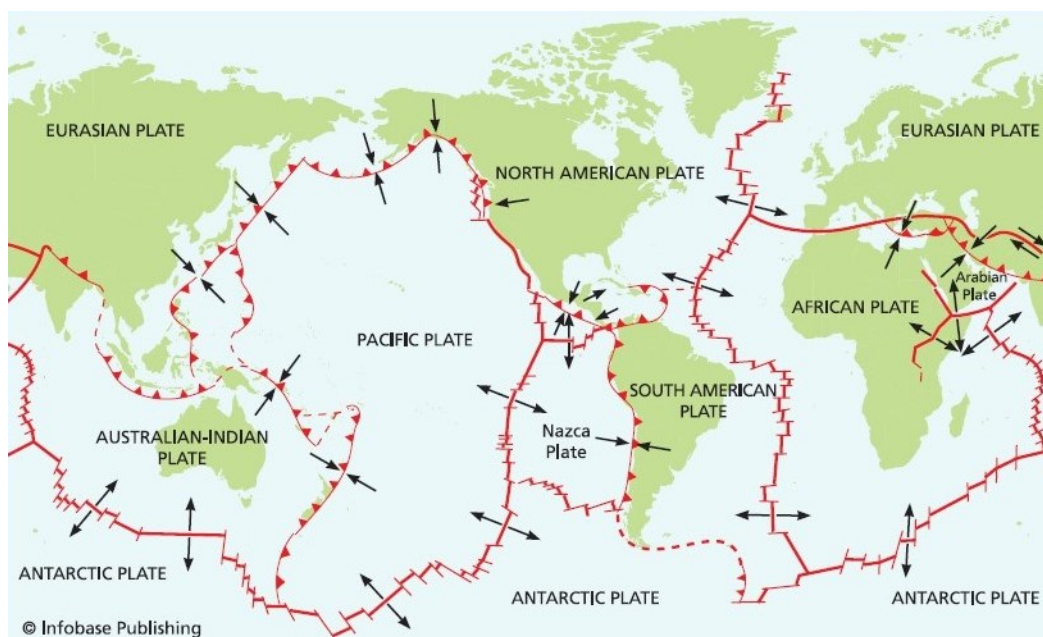
Теорија тектонских плоча је основна теорија и темељ модерне геологије. Према овој теорији, Земљина површина састоји се од чврстих дијелова стијена које се називају тектонске плоче. На њима леже данашњи континенти и океани. Оне су у сталном покрету, а потреси су резултати њихових међусобних судара.

Почеци теорије тектонских плоча датирају од 1920. године, када је Alfred Wegener, немачки метеоролог и геофизичар, представио прве детаљне извјештаје о великом суперконтиненту. Он је објавио свој револуционарни текст „Поријекло континента и океана“ 1912. године. У њему је тврдио да су Јужна Америка и Африка некад биле спојене и да су данашње копнене масе некад биле дио суперконтинента који је назвао Пангеа.

Механизам помјерања плоча засад је непознат, али је свакако повезан са преносом топлотне енергије или конвекцијом унутар Земљиног омотача. Многи истраживачи сагласни су да кретање плоча иницира конвекција унутар Земљиног

омотача [19], [20]. Међутим, утицаји других покрета и механизми отпора, посебно уз рубове плоча, остају до данас нејасни. Силе концентрисане дуж рубова плоча познате су као силе граничних плоча и играју важну улогу у моделовању [21].

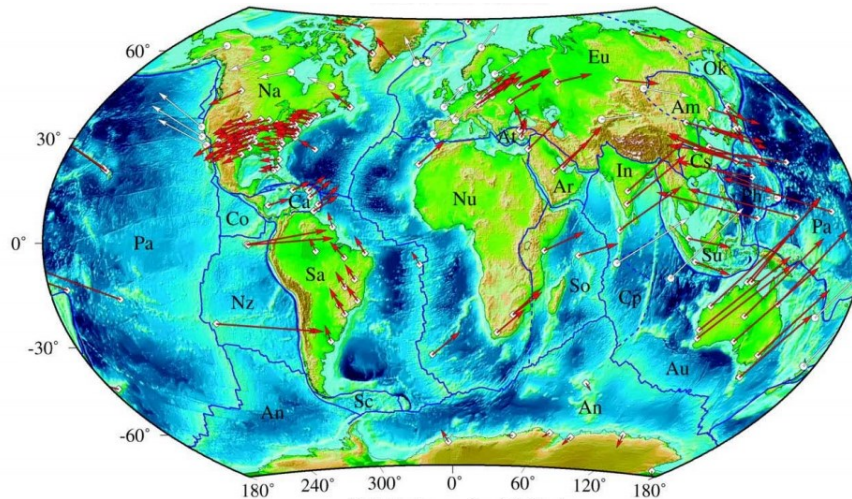
Земљину површину чини седам великих плоча: Сјеверноамеричка плоча, Јужноамеричка плоча, Афричка плоча, Евроазијска плоча, Аустралијско-индијска плоча, Пацифичка плоча и Антарктичка плоча (слика 2.9) и одређени број мањих плоча.



Слика 2.9. Тектонске плоче [22]

Појавом просторних геодетских техника, данас су доступне процјене временских варијација глобалних тектонских плоча (слика 2.10).

Теорија тектонских плоча пружа јединствену теорију за разумијевање динамике Земље, будући да су сва дешавања на Земљи повезана директно или индиректно [24].



Слика 2.10. Праћење кретања континента помоћу глобалног система позиционирања [23]

2.3.2. Литосферске плоче и границе између литосферских плоча

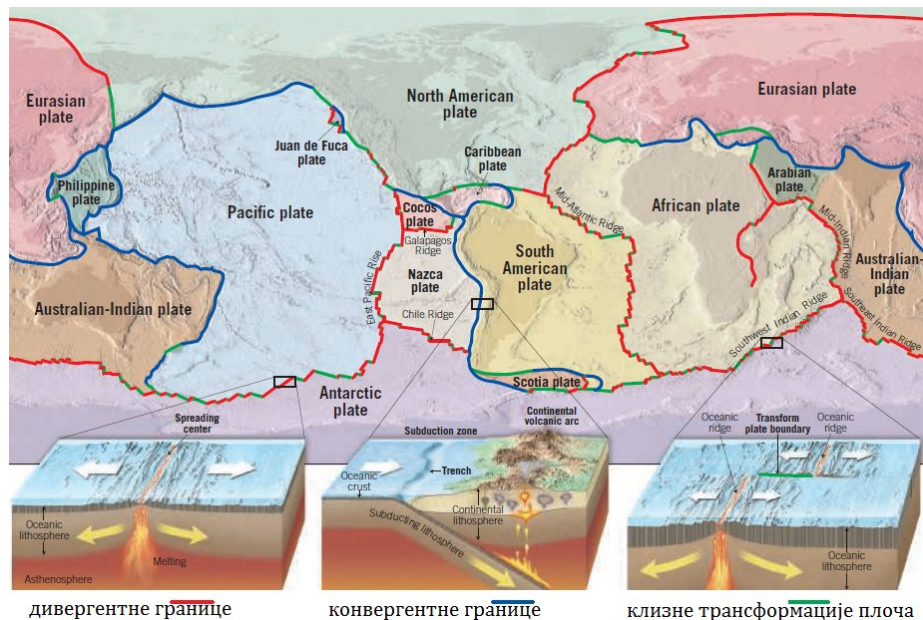
Површина Земље креће се на дјелимично кохерентан начин преко бројних литосферских плоча [25], [26]. Највећим дијелом, деформације су изражене на границама плоча [27], гдје се основни динамички механизам, одговоран за покрете плоча, идентификује у бочним потисцима унутар омотача Земље [28].

Када се велике литосферске плоче, под напонским напрезањем, разбију на мање плоче, могу узроковати три основна типа граница између плоча. У односу на начин њиховог релативног помјерања, плоче се могу: раздвајати (дивергентне границе), кретати једна према другој (конвергентне границе) и смицати се једна поред друге (трансформне границе).

Организација тектонских плоча на Земљи према типу граница између плоча приказана је на слици 2.11. Ови релативни покрети плоча могу се комбиновати у различитим нивоима, у зависности од укупне интеракције између плоча.

Дивергентне границе између плоча јесу тип граница гдје се литосферске плоче крећу једна од друге. Оне се могу јавити на континенталној или океанској кори. Већина главних дивергентних граница налази се испод океана, а један од примјера је средином гребена, гдје се плоче удаљавају од гребена, стварајући тако нову

океанску литосферу ерупцијом базалтне магме. Појавом дивергентних граница на копну, усред континената, јавља се раскол долине. Током повлачења, континентална кора се протеже и стањује. Ови процеси дјелују као пут за базалтну магму. Температура површине је повишена топлотном експанзијом стијена, јер се загријава одоздо, гдје је кора у почетку била растегнута и разријеђена. Различите плоче имају различите брзине кретања. Кретања су функција количине континенталне литосфере унутар дивергентних плоча. Плоче са континенталном литосфером имају мање релативне брзине у поређењу са брзинама океанске литосфере. Ширењем океанског дна долази до кретања континената. За дивергентни тип граница између плоча карактеристична је врло јака трусна и вулканска активност.



Слика 2.11. Организација тектонских плоча на Земљи према типу граница између плоча [29]

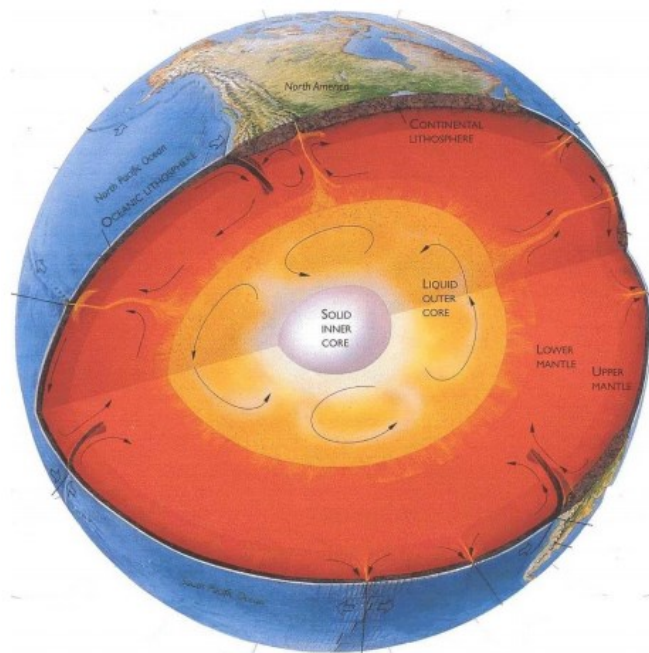
Конвергентне границе између плоча јесу тип граница гдје се плоче сударају. Будући да литосфера може бити океанска или континентална, постоје три могуће комбинације плоча на конвергентним границама: океан–океан, океан–континент и континент–континент. **Океан–океан конвергенција** настаје када се двије океанске плоче сударају, једна се подвлачи под другу, што резултује стварањем океанског јарка на морском дну. **Океан–континент конвергенција** настаје када се океанска

плоча подвлачи под континенталну плочу, усљед веће тежине (густине) океанске од густине континенталне коре. **Континент–континент конвергенција** настаје када се двије континенталне плоче сударају. Оне се карактеришу преклопним потискивањем, развијајући планинске појасеве дуж зоне судара. **Субдукција** је процес гдје се једна плоча подвлачи под другу, обично океанска под континенталну плочу, рјеђе под другу океанску плочу. Ове зоне обиљежене су низом геофизичких и топографских промјена и најјачи земљотреси у свијету јављају се дуж субдукцијских зона.

Клизне трансформације плоча јесу тип граница између плоча када се двије плоче смичу једна поред друге. Овај тип границе прате врло интензивни земљотреси.

2.3.3. Топлотни режим и конвекцијска струјања у унутрашњости Земље

Веза између тектонике плоча и конвекцијских струјања у унутрашњости омотача представља једно од најстаријих и најзахтјевнијих питања у историји геодинамике. Топлотна енергија у унутрашњости масе Земље представља главни извор који обезбјеђује тектонску и магматску активност. Кретање литосферских плоча последица је топлотне конвекције (слика 2.12). Она је одговорна за већину геолошких и тектонских процеса који се дешавају у кори. Под конвекцијом се подразумијева кретање материје у течној средини, усљед гравитационе нестабилности.



Слика 2.12. Топлотни режим и конвекцијска струјања у унутрашњости Земље [30]

Гравитациона нестабилност односи се на разлике у густини појединих честица до којих долази нарушавањем хемијске или топлотне равнотеже материје. Топлотна конвекција главни је механизам преноса топлоте у омотач. Конвективне струје у омотачу изазване су топлотном енергијом из језгра (око 20%) и распадом радиогених елемената (око 80%). Конвекција материјала у омотачу повлачи литосферу, а заједно са њом покреће тектонске плоче. Трансфер топлотне енергије у механичку енергију представља главни извор тектонских активности.

2.4. Просторне геодетске технике за одређивање помјерања Земљине коре

Као што је претходно описано, планета Земља представља комбинацију међусобно повезаних система, од дубине језгра до јоносфере. Ови слојеви динамички комуницирају, крећу се, утичући на околинду и климу, као и на живи свијет на Земљи. Квантификација тих промјена битна је за разумијевање темељних процеса, гдје прецизна глобална геодезија представља значајан удио.

Тектонска геодезија базира се на промјенама положаја тачака мреже на површини Земље, у сврхе истраживања помјерања и деформације Земљине коре, који су узроковани покретима тектонских плоча.

Од 1950-их година, традиционална геодезија модернизована је појавом и константним развојем просторних геодетских техника: GNSS, VLBI, SLR, InSAR, сателитске алтиметрије и сателитске гравиметрије. Континуирана и глобална примјена ових геодетских техника пружа квалитет опажања различитих перспектива у широком просторном и временском домену.

Развој GNSS технологије у последње двије деценије одразио се највише на проучавање динамике Земљине површине. Повећана прецизност и тачност геодетских GNSS мјерења омогућили су одређивање геодинамичких помјерања у реалном времену. Овакве врсте помјерања могу наћи многобројне примјене у сеизмологији и системима раног упозоравања на земљотресе. GNSS технологије могу да се комбинују и са другим просторним геодетским технологијама (VLBI, SLR и др.), како би се добиле потпуније геолошке и тектонске информације о активностима континенталних плоча.

Дугобазисна интерферометрија VLBI има јединствен задатак, а то је практична реализација и одржавање Међународног небеског референтног система ICRF (енгл. International Celestial Reference Frame) и има значајан допринос код Међународног терестричког референтног система ITRF (енгл. International Terrestrial Reference Frame), посебно за његова мјерења. Потенцијалне геофизичке примјене VLBI техника препознате су још у раним истраживањима [31], [32]. Од тог периода па надаље, прецизност положаја станица побољшала се од неколико метара до тренутног нивоа – испод 1 cm. VLBI техника била је прва техника за провјеру Wegener-ове теорије континенталних помјерања путем реалних мјерења у сјеверном Атлантику између 1979. и 1984. године [33], [34]. Она данас представља једну од главних техника за одређивање и праћење промјена Земљине ротације, а користи се и за утврђивање прецесије и нутације.

Мјерења тектонских помјерања великих размјера започета су осамдесетих година 20. вијека, са NASA-иним (енгл. National Aeronautics and Space Administration)

Crustal Dynamics пројектом. Овај пројекат користио је мрежу фиксних и неколико мобилних VLBI и SLR станица и постигао је значајне резултате [35], [36], [37]. Данас широм свијета има више од 100 VLBI станица и око 60 SLR станица. Оне пружају темељни допринос разјашњавању кинематике тектонских плоча на глобалном нивоу. Током осамдесетих година, прилично је учестала њихова употреба, направљене су намјенске кампање за праћење неких специфичних регија свијета са значајнијом тектонском активношћу [38].

Прије покретања свемирских мисија GRACE (енгл. Gravity Recovery and Climate Experiment) и GOCE (енгл. Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer), модели гравитацијског поља били су углавном дефинисани на основу SLR података, добијених за све констелације, пружајући различите динамичке конфигурације. Данас свемирске мисије, попут GRACE и GOCE, дају нове увиде у Земљино гравитационо поље, са утицајем на геодетску и геодинамичку структуру. Оне пружају информације о варијацијама маса испод Земљине површине, те омогућују врло значајна побољшања у разумијевању косеизмичких, постсеизмичких и интерсеизмичких деформација, као и увиде у реологију коре и омотача.

Најчешће кориштена просторна геодетска техника за геодинамичка истраживања су, још увијек, GPS мјерења (енгл. Global Positioning System). Примјери континуираних GPS мрежа које су отпочеле са опажањима почетком деведесетих година 20. вијека јесу: GPS мрежа у Калифорнији PGGA (енгл. Permanent GPS Geodetic Array) и мрежа успостављена у Јапану са стотинама GPS станица. Вок је са групом аутора, 1997. године, у јужној Калифорнији развио системе за праћење Земљине коре и циклуса деформација на основу континуираних GPS података. Они указују на важност расподјела континуираних GPS станица за потребе детекције сигнала индукованих од стране земљотреса. На основу података мреже у Јапану, Tsuji је 1995. године одредио косеизмичко поље након потреса магнитуде 8.1. Станица која је била 170 km западно од епицентра, помјерила се 44 cm према истоку и слегла се 10 cm. У свом раду Tsuji је представио помјерања и за друге станице, које су биле удаљене 600 km од епицентра, и које су се помјериле до неколико центиметара према епицентру.

3. ОСНОВНИ ПОЈМОВИ О GPS СИСТЕМУ

Глобални позициони систем (GPS) резултат је оперативног задатка пројекта USAF (енгл. US Air Force) 621B, TIMATION програма (енгл. Time Navigation) и лабораторије за физику TRANSIT система, познате под називом NAVSAT или NNSS (енгл. Navy Navigation Satellite System) [39].

NAVSTAR GPS (енгл. Navigation System with Timing And Ranging Global Positioning System) развијен је од стране Министарства одбране Сједињених Америчких Држава 1973. године, као замјена за 200-метарску прецизност TRANSIT система. Овај систем развијен је првенствено да би задовољио захтјеве војних снага у погледу тачног одређивања положаја, брзине и времена у заједничком референтном систему [40]. Од 1973. године до данас, проширена је констелација сателита и расположивост GPS система укључивањем нових сигнала за цивилну употребу. Овим је омогућен значајан утицај на позиционирање, навигацију и вријеме, пружајући посебно кодиране сателитске сигнале, који се могу обрађивати, при чему је GPS пријемнику омогућена процјена положаја, брзине и времена [41]. NAVSTAR GPS проглашен је 1995. године потпуно оперативним.

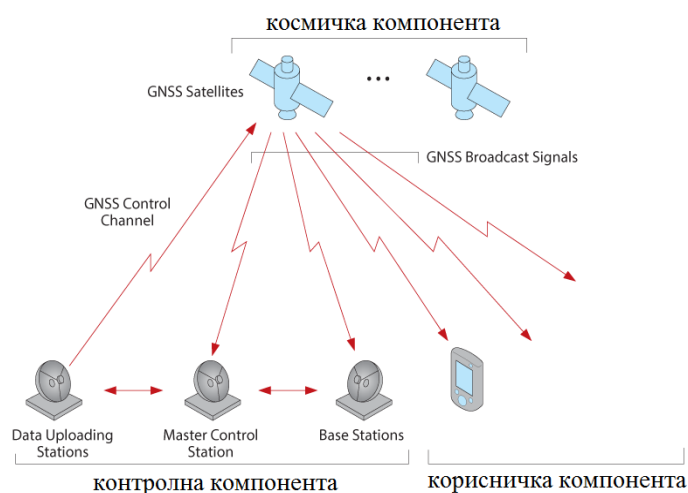
GPS навигациони систем је главни и најчешће коришћен систем, а слиједе га и други GNSS системи: руски ГЛОНАСС (рус. Глобальная Навигационная Спутниковая Система), кинески BDS (енгл. BeiDou Navigation Satellite System) и европски глобални навигациони сателитски систем GALILEO.

Поред ових система, издвајају се још и регионални навигациони сателитски системи: јапански MSAS (енгл. Multifunctional Transport Satellite Augmentation System) и навигациони сателитски систем QZSS (енгл. Quasi-Zenith Satellite System), који пружа услуге Јапану и океанско-азијским регијама. У Јужној Азији издвајају се IRNSS (енгл. Indian Regional Navigation Satellite System), навигациони

сателитски систем са оперативним називом NAVIC (енгл. Navigation with Indian Constellation) и GAGAN (енгл. GPS-aided Geo-Augmented Navigation).

3.1. Глобални позициони систем

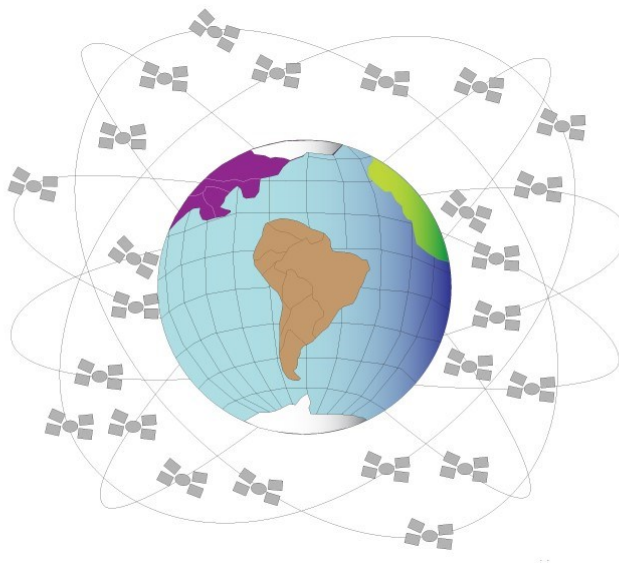
Глобални позициони систем – GPS јесте радионавигациони систем формиран од констелације сателита и станица на Земљи. Систем је базиран на принципу трилатерације, а позиције се одређују мјерењем дужина до познате тачке [42]. GPS систем састоји се од три компоненте: космичке, контролне и корисничке (слика 3.1). Космичка компонента укључује констелацију GPS сателита (од 24 до 31 GPS сателита), који преносе сигнале кориснику. Контролна компонента одговорна је за праћење и рад космичког сегмента, а корисничка компонента укључује кориштење хардвера и софтвера за обраду.



Слика 3.1. GNSS компоненте (космичка, котролна и корисничка) [43]

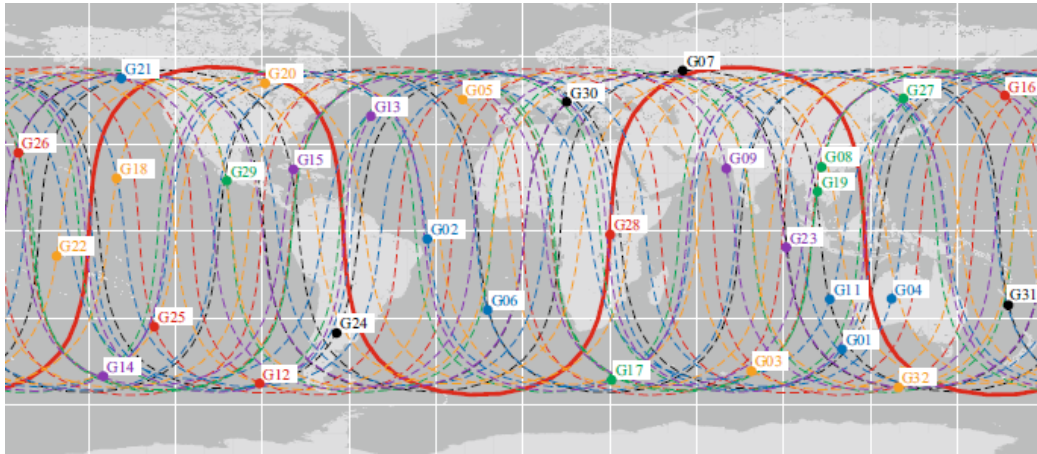
Космичку компоненту представља оригинални концепт од 24 GPS сателита који се крећу у шест орбиталних равни, са инклинацијом од 55° у односу на екваторијалну раван (слика 3.2). Постоје додатни сателити, по један сателит у свакој орбиталној равни, за одржавање покривености, кад год су основни сателити недоступни. На овај начин се обезбјеђује видљивост најмање четири сателита у сваком тренутку, који су међусобно распоређени по путањи орбите, под углом од 90° . GPS сателити у орбити Земље налазе се на висини од $\sim 26\,600$ km, а сваки од

њих обиђе своју орбиту два пута у току дана. Сателити су опремљени прецизним атомским часовницима.



Слика 3.2. Космички сегмент – констелација сателита [43]

Контролна компонента обухвата мрежу станица за праћење сателита, станица за пренос података и станица за надзор. Главна станица за праћење сателита (MCS) налази се у ваздухопловној бази Schriever, Colorado Springs, а локације осталих су Ascension Island (ASC), Diego Garcia (DIG), Kwajalein (KWJ) и Hawaii (HAW). Ове станице су углавном распоређене дуж екватора (слика 3.3). Свака станица може пратити до 11 сателита истовремено. Оне примају GPS сигнале и преносе податке у главну контролну станицу (MCS), која истовремено врши функцију надзора цјелокупног система. На свим локацијама, осим на локацији Hawaii, налазе се велике терестричке антене за пренос података. Из главне контролне станице, сателитски ефемериди, параметри часовника и други навигациони параметри упућују се на три станице за пренос података у ASC, DIG и KWJ, које радио-путем просљеђују податке на NAVSTAR GPS сателите. Ажурирање ефемерида, стања часовника, као и других навигационих информација, врши се 2–3 пута дневно, чиме се постиже прецизно подешавање и одржавање система.



Слика 3.3. Мрежа станица за праћење сателита [44]

Корисничка компонента односи се на опрему која региструје и обрађује примљени сигнал са сателита за потребе навигације, позиционирања и временских апликација. Опрема се креће од паметних телефона и ручних GPS пријемника, до специјалних GPS пријемника високе тачности. Специјални GPS пријемник чине: антена (подешена на фреквенцију GPS сателита, са функцијом да примљене сигнале филтрира у пријемник), кристални осцилатор (служи као часовник) и микропроцесор (обрађује сигнале).

3.2. GPS сигнал и његова структура

Сигнали генерисани на сателитима изведени су од фундаменталне фреквенције осцилатора атомског часовника, која је произишла из стандарда атомске фреквенције AFS (енгл. Atomic Fluorescence Spectroscopy) и износи $f_0 = 10.23$ MHz.

Мјерење растојања до четири сателита довољно је за рјешавање 3D положаја пријемника у простору. Сваки од тих сателита емитује два одвојена сигнала у опсегу L: L1 (1575.42 MHz) и L2 (1227.60 MHz). Од 2014. године, поред ових сигнала, емитује се и сигнал L5 (1176.45 MHz), са шест сателита распоређених у шест орбиталних равни (додатни сателити). Навигациони сигнали су бесплатни и доступни свим корисницима широм свијета, док су војни сигнали шифровани и

њихова употреба је ограничена [45]. Сви сигнали састоје се од следеће три компоненте: носећих таласа, кодова и навигационих података.

Носећи таласи су синусни радио-таласи фреквенција f_{L1} или f_{L2} , чије таласне дужине износе за $\lambda_{L1} = 19.0$ cm и за $\lambda_{L2} = 24.0$ cm.

Кодови су јединствени бинарни низови нула и јединица, дизајнирани тако да имају способност понављања и репликације сваких 1 ms. Помоћу њих, GPS пријемници тренутно одређују вријеме путовања радио-сигнала од сателита до пријемника. Ови кодови називају се још и псеудослучајним шумовима PRN (енгл. Pseudo Random Noise), јер распоред појединачних нула и јединица у низовима изгледа насумично. Носећи таласи модулисани су PRN кодовима, који су јединствени за сваки сателит. Разликују се двије врсте PRN кодова: заштићени прецизни (P(Y)) код и јавно доступни (C/A) код. C/A код генерише се 10 пута спорије од P(Y) кода. Кодни број C/A износи 1.023 милиона бита у секунди. Сваки GPS сателит емитује јединствени C/A код, понављајући га сваке милисекунде и емитује се само на фреквенцији L1. C/A код је другачији за сваки сателит, тако да се може јединствено идентификовати. Прецизни код P генерише се брзином од 10.23 милиона бита у секунди и налази се на обје фреквенције – L1 и L2. Од 1994. године не емитују се чисти P кодови, већ заштићени P(Y) кодови, како би се спријечила злонамјерна опонашања GPS сигнала. Они се понављају сваких седам дана. И као код C/A кода, сваки сателит има јединствени P код, дизајниран за прецизније позиционирање.

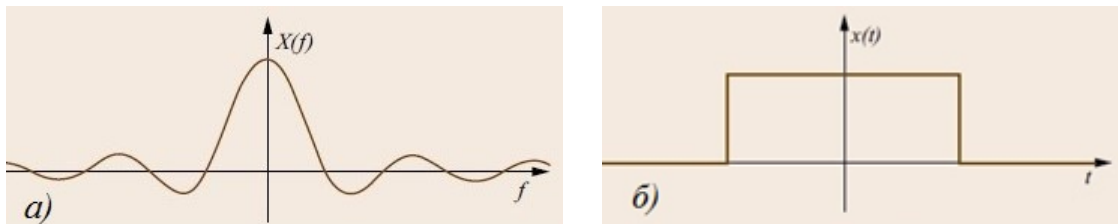
Навигациони подаци смјештени су у бинарно кодираној поруци. Навигациона порука модулисана је на 50 bit/s и садржи податке о статусу и исправности сателита, његовим ефемеридима (положајима и брзинама), информације о јоносфери (осам коефицијената Клобучаровог модела), UTC податке и дио података о алманаху (приближним ефемеридима свих осталих сателита у констелацији). Дужина оквира понављања података је сваких 30 s. Примање података цијеле констелације траје укупно 12.5 min.

У табели 3.1. приказан је однос фреквенција појединих компоненти сигнала према фундаменталној фреквенцији.

Табела 3.1. Однос фреквенција појединих компоненти сигнала према фундаменталној фреквенцији [46]

Фреквенција атомског часовника	$f_0 = 10.23 \text{ MHz}$
Фреквенција L1 Таласна дужина L1	$154 \times f_0 = 1575.420 \text{ MHz}$ 19.05 cm
Фреквенција L2 Таласна дужина L2	$120 \times f_0 = 1227.600 \text{ MHz}$ 24.45 cm
Фреквенција Р кода Таласна дужина Р кода Период Р кода	$f_0 = 10.23 \text{ MHz (M bps)}$ 29.31 m 266 дана, 7 дана/сателит
Фреквенција С/А кода Таласна дужина С/А кода Период С/А кода	$f_0/10 = 1.023 \text{ MHz}$ 293.1 m 1 milisekunda
Фреквенција навигационе поруке Дужина оквира Дужина цијеле поруке	50 bps 30 секунди 12.5 минута

Сигнали се могу описати у временском домену $x(t)$, као функције времена t и могу бити описани у фреквенцијском домену $X(f)$, као функције фреквенције f (слика 3.4).



Слика 3.4. Сигнал у фреквенцијском домену (а), сигнал у временском домену (б) [47]

$X(f)$ представља спектар описан Фуријеовом трансформацијом од сигнала временског домена $x(t)$:

$$X(f) = F\{x(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi ft} dt. \quad (3.1)$$

3.3. Основни извори грешака мјерења

Псеудодужина представља растојање између сателита и пријемника антене и подразумејева вријеме путовања сигнала. Множењем идеалног времена путовања сигнала у вакууму брзином свјетлости c , добија се геометријско растојање између сателита и пријемника [48].

Деградација GPS позиционирања јавља се услед GPS мјерења оптерећених различитим изворима грешака. За потребе прецизних геодетских мјерења, од великог значаја је познавање грешака, као и могућности њихове елиминације. Генерално, грешке које утичу на GPS рјешења могу се сврстати у три категорије: грешке сателитског поријекла, грешке простирања сигнала и грешке пријемника.

3.3.1. Грешке сателитског поријекла

Грешке сателитског поријекла обухватају неколико типова грешака: грешке услед лоше геометрије сателита, грешке сателитских ефемерида и грешке часовника у сателиту.

Грешке услед лоше геометрије сателита јесу грешке које утичу на тачност одређивања положаја и зависе од геометријске конфигурације коришћених сателита. Мјера квалитета DOP (енгл. Dilution of Precision) описује међусобни положај сателита с погледом на пријемник. Лоша геометрија сателита доводи до лошег пресека псеудодужина (сви расположиви сателити налазе се један близу другог). Ако се сателити налазе распоређени по цијелом небеском своду, ријеч је о доброј геометрији сателита. Постоје различити DOP појмови: за хоризонтално позиционирање HDOP (енгл. Horizontal Dilution of Precision), за вертикално позиционирање VDOP (енгл. Vertical Dilution of Precision), за положајно 3D позиционирање PDOP (енгл. Positional Dilution of Precision) и временски TDOP (енгл. Time Dilution of Precision).

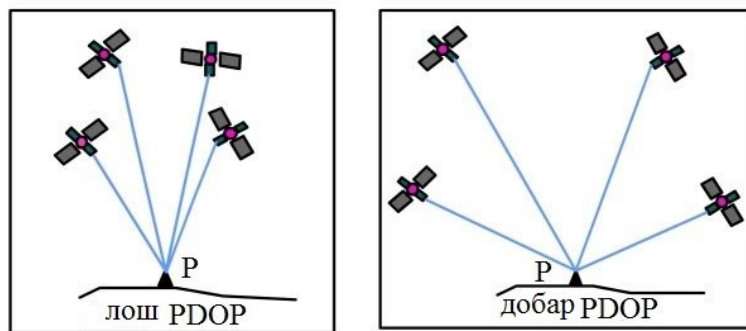
Комбинацијом PDOP и TDOP добија се геометријски GDOP (енгл. Geometrical Dilution of Precision), који се односи на укупну 3D тачност (координате и вријеме):

$$GDOP = \sqrt{(PDOP)^2 + (TDOP)^2}. \quad (3.2)$$

PDOP се може представити као реципрочна вриједност запремине тетраедра V , који је формиран од сателита и позиције P [49]:

$$PDOP = \frac{1}{V}. \quad (3.3)$$

Најбоље геометријско рјешење постоји када је запремина максимална, тј. када је PDOP, према (3.3), минималан. Слика 3.5. представља геометријско објашњење лошег и доброг PDOP.



Слика 3.5. Геометријска представа – лош PDOP и добар PDOP

Грешке сателитских ефемерида и грешке часовника у сателиту. Навигациона порука пружа корисницима информације о положају сателита и грешкама часовника у реалном времену и накнадно. Према томе, разликују се емитоване и прецизне ефемериде сервиса IGS (енгл. International GPS Service). Тачност емитованих ефемерида је на нивоу 1 m и оне представљају прогнозиране вриједности, које су доступне у реалном времену. Контролни сегмент их ажурира два пута дневно, будући да им тачност опада са протоком времена. Прецизне ефемериде користе се за GPS позиционирање, гдје су већи захтјеви тачности од оних који су предвиђени у навигационој поруци. У ту сврху, IGS, са преко 200 GPS перманентних станица, равномерно распоређених по читавом свијету, дефинише прецизне ефемериде, чија се тачност креће између 2.5 и 5 cm. Ове информације могу се слободно преузети са интернета, али су, за разлику од емитованих ефемерида, доступне тек за неколико недјеља [50].

Будући да часовници пријемника и сателита нису савршено синхронизовани, сигнали су оптерећени грешкама часовника. GPS сателити су опремљени високопрецизним часовницима (рубидијумским и цезијумским осцилаторима), који одржавају фреквенцију стабилном током дугог временског периода. Пратећи Међународну GNSS службу, грешка часовника у сателиту креће се на нивоу 5 ns у току дана. Одступања сателитских часовника од системског GPS времена одређује служба IGS.

Тачност сателитских ефемерида и часовника у сателиту зависи од њихове латенције [51]. У табели 3.2. представљена је тачност IGS ефемерида и часовника.

Табела 3.2. Прецизне IGS GPS ефемериде и часовници [52]

Тип орбите	Тачност	Латенција	Генерисање	Интервал
Емитоване	~ 260 cm/ ~7 ns	У реалном времену	-	На дневном нивоу
Ултрабрзе	~ 25 cm/ ~5 ns	У реалном времену	Два пута дневно	15 min./15 min.
Брзе	~ 5 cm/ ~0.2 ns	17 сати	Дневно	15 min./5 min.
Финалне	< 5 cm/ ~0.1 ns	~13 дана	Седмично	15 min./5 min.

3.3.2. Грешке простирања сигнала

Грешке простирања сигнала су доминантне грешке. Оне се јављају приликом путовања сигнала са GPS сателита до пријемника на Земљи. Радио-сигнал прелази и ступа у интеракцију са Земљином атмосфером, изазивајући промјене у брзини и смјеру простирања GPS сигнала. Сваки слој атмосфере има своје сопствене просторне и временске карактеристике. Атмосферски слојеви, који утичу на већину простирања GPS сигнала јесу: тропосфера (тропосферска рефракција) и јоносфера (јоносферска рефракција).

Јоносферу чине дијелови атмосфере од 50 km до 1000 km изнад површине Земље. Када се GPS сигнал простире кроз ову средину, јавља се средња дисперзија, лом сигнала и мијења се брзина сигнала [53]. Јоносферско кашњење је пропорционално броју слободних електрона дуж путање сигнала, који варирају као функција географске ширине пријемника, доба дана и године и Сунчевог

дјеловања. За ублажавање грешака јоносферске рефракције користе се форме основних носећих фаза L1 и L2, како би се добила линеарна комбинација псеудодужине ослобођена утицаја јоносфере, тзв. LC или L3 („ionosphere-free“):

$$\lambda_{L3} = 2.55\lambda_{L1} - 1.99\lambda_{L2}. \quad (3.4)$$

Тропосферска рефракција (тропосферско кашњење сигнала) последица је неутралне атмосфере (недисперзивни дио). Тропосфера је дио Земљине атмосфере и сједиште свих метеоролошких феномена. Она се протеже од 9 km преко полова до 16 km на екватору [54]. Тропосферска рефракција зависи од атмосферског притиска, температуре, притиска водене паре. Грешка мјерења псеудодужина усљед тропосферске рефракције, такође, зависи од зенитног одстојања. Она је најкраћа је у правцу зенита, и износи 2 m, а повећава се при доласку на хоризонт, гдје се креће од 20 m до 28 m [55]. Тропосферско кашњење сигнала састоји се од суве и влажне компоненте. Сува компонента зависи од површине притиска и представља око 90% кашњења. Она може бити једноставно моделована. Најчешће кориштен модел је Saastamoinen модел, препоручен према IERS конвенцијама из 2003. године. Влажна компонента тропосферског кашњења рачуна преосталих 10% кашњења и зависи од количине водене паре на путу сигнала. Влажну компоненту много је теже прецизно моделовати.

3.3.3. Грешке пријемника

Главни извори грешака у системима пријемника јесу: варијације фазног центра антене, грешке усљед шума у пријемнику, грешке синхронизације часовника и пријемника, и вишелинијске путање сигнала.

Варијација фазног центра антене представља тачку на коју се односе мјерења радио-сигнала и обично није физички (геометријски) центар антене. Фазни центар се мијења промјеном интензитета сателитског сигнала и смјера сигнала, који зависи од вертикалног угла и азимута. Он је различит за сигнал L1 и L2. Ово понашање другачије је за сваку антену, а моделовање захтијева прецизну калибрацију антене [56]. Калибрација GPS антене састоји се из два дијела: ексцентрицитета фазног центра и варијација фазног центра.

Грешке усљед шума у пријемнику. Шум пријемника утиче на фазна и кодна GPS мјерења. Низак мјерни шум резултује позиционирањем високе тачности. Однос сигнала и шума представља величину S/N (енгл. Signal to noise ratio), која се исказује у децибелима (dB). Што је тај однос већи, квалитетнији је пријем сигнала и обрнуто. На шум сигнала утичу: удаљеност од пријемника до сателита, елевација сателита и атмосферске промјене на путу сигнала од сателита до антене пријемника. Јачина сигнала опада са елевацијом сателита, тј. сателити са вишом елевацијом имају већи однос сигнала и шума, и обрнуто. Ниска вриједност односа сигнала и шума S/N може да доведе до прекида или губитка сигнала.

Модерна технологија пријемника настоји да очува унутрашњи фазни шум испод 1 mm, како би се редуковала кодна резолуција на ниво од 10 cm. Вишеканални пријемници при простирању сигнала показују различита кашњења, будући да сваки сателитски сигнал путује различитим путем. GPS сигнал краће таласне дужине мање је оптерећен шумом, што подразумева шум реда величине милиметра за носеће таласе L1 и L2 (табела 3.3).

Табела 3.3. GPS сигнал са одговарајућим пратећим шумом [57]

GPS сигнал	λ	Шум
C/A код	$\lambda \sim 300 \text{ m}$	$\sim 3 \text{ m}$
P код	$\lambda \sim 30 \text{ m}$	$\sim 30 \text{ cm}$
Носећи таласи (L1 и L2)	$\lambda \sim 20 \text{ m}$	$\sim 5 \text{ mm}$

Грешке синхронизације часовника и пријемника. GPS пријемници опремљени су релативно јефтним кварцним кристалним осцилаторима, који су мање тачни и стабилни од часовника на сателитима. Рјешење овог проблема превазилази се тако што грешку часовника третирамо као додатни параметар у поступку процјене псеудодужина. То рјешава процјену грешке часовника пријемника с прецизношћу од 10^{-8} s до 10^{-7} s , што је задовољавајуће за приступ тачних кодних и фазних мјерења. Осцилаторске нестабилности имају само мању улогу код GPS пријемника, јер се временски сигнал преузима из сателитских прецизних осцилатора. Данас, већина савремених GPS пријемника аутономно одређује

одступање сопствених временских скала од системског GPS времена и одржава га у границама од 1 ms.

Вишелинијске путање сигнала јесу грешке у простирању сигнала које произлазе из сметњи емитованих сигнала са сателита до пријемника преко више од једне путање од стране рефлектујућих површина у близини пријемника. Комбиновани директни и индиректни (рефлектовани) сигнали доводе до погрешних псеудодужина или фазних мјерења. Сигнали на нижим надморским висинама осјетљивији су на вишелинијске путање сигнала од оних на вишим надморским висинама. Кориштењем разлике кодних или фазних мјерења неће се уклонити учинак вишелинијске путање сигнала, међутим, када се користе стационарни пријемници, вишеструко смањење може се реализовати коришћењем вишелинијске временске корелације, усљед понављања сателитских мјерења на унапријед дефинисаним положајима [58].

3.4. Математички модел GPS мјерења

Математички модел GPS мјерења састоји се од функционалног и стохастичког модела. За разлику од континуираног побољшања функционалног модела, стохастички модели GPS мјерења још увијек су осјетљива тема истраживања [59]. Функционални модел описује се с посебним акцентом на изворе грешака, који знатно утичу на квалитет GPS позиционирања, док стохастички модели презентују отежана мјерења и структуру корелације.

3.4.1. Функционални модел псеудодужина

Функционални модел кодних псеудодужина. Кодне псеудодужине од GPS пријемника до сателита одређују се поређењем примљених кодова са генерисаним кодовима. На тај начин се мјери вријеме пута сигнала. Кодне псеудодужине могу се изразити према следећем поједностављеном изразу [60]:

$$\rho_i^k = \rho_i^k + c \cdot (dt_i - dt_i^k) + I_i^k + T_l^k + \varepsilon_{Pi}^k, \quad (3.5)$$

гдје је: ρ_i^k – кодна псеудодужина од пријемника i до сателита k , c – брзина свјетлости, грешке часовника пријемника dt_i и сателита dt_i^k у одговарајућим тренуцима времена, I_i^k – јоносферско кашњење сигнала, T_i^k – тропосферско кашњење сигнала, $\varepsilon_{\rho_i}^k$ – случајна грешка мјерења (компоненте шума и грешка због вишеструке рефлексije сигнала).

Функционални модел фазних псеудодужина. Слично као код кодних псеудодужина, може се написати:

$$\phi_i^k = \rho_i^k + c \cdot (dt_i - dt_i^k) + \lambda N_i^k - I_i^k + T_i^k + \varepsilon_{\phi_i}^k, \quad (3.6)$$

гдје је: N – фазна неодређеност (до ове појаве долази јер носећи талас представља једноставни периодични синусни талас, гдје пријемник може да мјери фазну разлику само у оквиру једне таласне дужине), λ – таласна дужина, ϕ_A – фаза носећег таласа пријемника у тренутку пријема t , и ϕ_i – фаза носећег таласа сателита у тренутку када је сигнал емитован.

Све док пријемник непрекидно прати фазне разлике са одређеног сателита и фазна неодређеност остаје константна. Међутим, било какав прекид праћења сигнала значи потпуно нову фазну неодређеност.

Супротан знак за јоносферски ефекат у изразима (3.5) и (3.6) односи се на особину јоносфере као дисперзивне средине, која другачије дјелује на групу брзина кодних и фазних псеудодужина и због тога долази до успоравања кодних и напредовања фазних мјерења [61].

Фазне псеудодужине представљају веома прецизна, али неодређена растојања, док кодне псеудодужине представљају потпуна, али непрецизна растојања. Одређивањем цијелог броја N таласних дужина рјешава се фазна неодређеност. На тај начин, фазне псеудодужине постају милиметарски прецизна растојања, преко којих је могуће добити координате тачака милиметарске тачности.

3.4.2. Дефинисање стохастичког модела GPS мјерења

Стохастички модел обично се изражава помоћу коваријансне матрице, коју карактерише прецизност мјерења и корелација главних и вандијагоналних елемената [62]. Стохастички модел не утиче само на прецизност већ и на тачност мјере непознатих параметара, као што су фазне двосмислености, координате положаја и тропосферски параметри. Реална процјена тачности игра кључну улогу у контроли квалитета и њеном праћењу [63].

Стохастички модел показује недостатке који произлазе из нереално посматраних тежина и занемарљивих физичких корелација између GPS мјерења. Физичке корелације могу бити подијељене на временске, просторне и прелазне, које описују опажања у зависности од времена, простора и фреквенција.

Варијанса појединачног GPS мјерења σ^2 може се добити на основу фактора *a priori* варијансе σ_0^2 и одговарајуће тежине w , кориштењем $\sigma^2 = \sigma_0^2/w$ [64]. Ово произлази из чињенице да GPS мјерења из различитих сателита у различитим епохама не могу имати исту прецизност, јер се мјерења врше под различитим вертикалним угловима α у односу на хоризонт. Најједноставнији облик је поистовјетити тежину $w = 1$ за сва опажања истог типа, снимљеног истим пријемником. Ово је најчешће примијењена варијанта модела за GPS фазна опажања. Осим овог облика матрице, користи се и зенитно одстојање z као показатељ квалитета мјерења.

У општем случају, тачност псеудодужине расте (односно смањује јој се стандард σ) како се повећава њен вертикални угао (односно смањује зенитно одстојање z). Ако се стандард псеудодужине, која је у правцу зенита ($\alpha = 90^\circ$ или $z = 0^\circ$) обиљежи са σ_0 , тада се стандард псеудодужине која има вертикални угао α обично представља као:

$$\sigma_\alpha = \frac{\sigma_0}{\sin \alpha} = \frac{\sigma_0}{\cos z} . \quad (3.7)$$

Модели варијансе зависе од елевације и имају снажну повезаност између угла сателита и висине GPS сигнала. Дакле, стандардна девијација кодних и фазних псеудодужина зависи од зенитног одстојања z .

Коваријансе су вандијагонални елементи и представљају различите врсте физичких корелација између GPS мјерења (просторна корелација, временска корелација, корелација фреквенција). Физичке корелације обично се не узимају у обзир у стохастичком моделу GPS опажања.

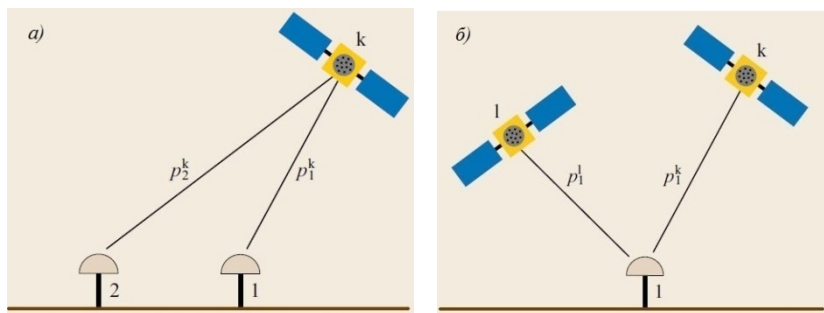
3.4.3. Формирање разлика мјерених псеудодужина

Најефикаснији начин елиминације утицаја појединих извора грешака или њиховог свођења на минимум постиже се формирањем линеарних комбинација мјерених псеудодужина у виду такозваних простих, двоструких и троструких разлика. Разлике се могу формирати по антенама пријемника, сателитима и по времену. Формирање разлика је идентично за фазне и кодне псеудодужине. У наставку текста описане су просте, двоструке и троструке разлике функционалних модела фазних псеудодужина.

Просте разлике представљају разлике добијене формирањем симултано измјерених псеудодужина од пријемника l и 2 према истом сателиту k – (3.8), слика 3.6. а), или разлике добијене на основу симултано измјерених псеудодужина са једног пријемника, на примјер 1, према два сателита l и k – (3.9), слика 3.6. б):

$$\phi_{12}^k \cong \phi_2^k - \phi_1^k = \rho_{12}^k + c \cdot dt_{12} - I_{12}^k + T_{12}^k + \lambda M_{12}^k + \varepsilon_{\phi_{12}}^k, \quad (3.8)$$

$$\phi_1^{kl} \cong \phi_1^l - \phi_1^k = \rho_1^{kl} + c \cdot dt^{kl} - I_1^{kl} + T_1^{kl} + \lambda M_1^{kl} + \varepsilon_{\phi_1}^{kl}. \quad (3.9)$$



Слика 3.6. а) Просте разлике опажања тачака 1 и 2 према истом сателиту k ; б) Просте разлике опажања од тачке 1 према два сателита l и k [65]

Грешке сателитског часовника елиминисане су из (3.8) јер су идентичне за оба пријемника. Исто тако, елиминисана су и фазна одступања сателита:

$$M_{12}^k = \delta_{12} + N_{12}^k. \quad (3.10)$$

Грешке часовника пријемника елиминисане су из (3.9) јер су идентична мјерења на свим сателитима у истој епохи. Исто тако, елиминисани су и фазни утицаји:

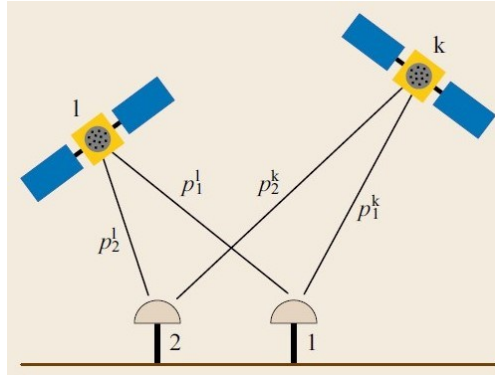
$$M_1^{kl} = \delta^{kl} + N_1^{kl}. \quad (3.11)$$

У случајевима међусобног растојања између тачака 1 и 2 до 15 km, тропосферски, јоносферски и утицај грешке сателитских ефемерида могу се занемарити. Елиминација параметара из једначине мјерења долази са повећаним шумом. Шум између пријемника 1 и 2 простих разлика или између сателита l и k простих разлика, уз претпоставку идентичне стандардне девијације σ , може се представити овако:

$$\sigma_{12} = \sigma^{kl} = \sqrt{2}\sigma. \quad (3.12)$$

Обрадом простих разлика одређују се координатне разлике између тачака 1 и 2.

Двоструке разлике добијају се формирањем разлика између простих разлика истовремено измјерених псеудодужина од тачака 1 и 2 према сателитима l и k (слика 3.7).



Слика 3.7. Двоструке разлике опажања са пријемника 1 и 2 и сателита 1 и k [65]

Модел двоструке разлике има следећи облик:

$$\phi_{12}^{kl} = \rho_{12}^{kl} + T_{12}^{kl} - I_{12}^{kl} + \lambda N_{12}^{kl} + \varepsilon_{\phi_2}^{kl}. \quad (3.13)$$

Код двоструких разлика нису присутне грешке часовника пријемника. Такође се могу занемарити тропосферски и јоносферски утицаји и утицај грешке сателитских ефемерида када су тачке 1 и 2 на кратком међусобном растојању.

Код двоструких разлика остаје само параметар неодређености, који се, генерално, много лакше рјешава. Реалне вриједности параметра M_{12}^k (3.10) и M_1^{kl} (3.11) замијењене су цијелим бројем N_{12}^{kl} (двострука разлика фазне двосмислености је цијели број). Због тога се двоструке разлике користе за обраду GPS мјерења геодетског позиционирања, гдје се захтијева висока тачност. Међутим, како двострука разлика представља линеарне комбинације четири псеудодужине, њихова тачност је нижа од тачности простих разлика. Обработом двоструких разлика одређују се координатне разлике између тачака 1 и 2. Успјех рјешавања двосмислености зависи од неколико фактора: дужине основице (што је краћа основица, рјешавање двосмислености је успјешније), броја сателита (боље је више сателита), континуираног праћења сателита, степена вишеланијских путања сигнала (боље је мање вишеланијских путања), броја посматраних фреквенција (двофреквентни пријемници су бољи од једнофреквентних) и дужина посматрања (боље је дужи период посматрања).

Шум двоструких разлика повећава се по фактору $\sqrt{2}$ у односу на прости разлике:

$$\sigma_{12}^{kl} = \sqrt{2}\sigma_{12} = \sqrt{2}\sigma^{kl} = 2\sigma. \quad (3.14)$$

Троструке разлике су разлике између двоструких разлика истовремено измјерених псевдодужина од тачака 1 и 2 према сателитима l и k у тренутку времена t_1 и исте те двоструке разлике у тренутку времена t_2 . Формирање простих разлика и двоструких разлика опажања показало се дјелотворним како би се уклонили неки нежељени параметри, нарочито на кратким растојањима, гдје се може искористити просторна корелација кашњења сигнала. Још једна метода елиминисања грешака јесте кориштење временске корелације и узимање разлике опажања у различитим епохама. Како би се уклониле независне временске нејасноће, овај метод разлика између двоструких разлика између двију епоха предложио је Remondi, 1984. године.

Код троструких разлика није присутан члан који се односи на фазне неодређености, јер су оне константне величине. Временска разлика елиминисаће све параметре који су константни током времена. Сви чланови по правилу су још мањи у односу на двоструке разлике, осим чланова са утицајем вишеструке рефлексије и случајним грешкама мјерења. Када су мјерења међусобно временски блиска, чланови који се односе на тропосферске и јоносферске утицаје и утицај грешке сателитских ефемерида могу се занемарити. Функционални модел тада поприма једноставнији облик:

$$\Delta\phi_{12}^{kl} = \rho_{12}^{kl}(t_i) - \rho_{12}^{kl}(t_{i-1}). \quad (3.15)$$

Тачност троструких разлика много је нижа у односу на тачност двоструких разлика. Стога оне нису погодне за геодетско одређивање координатних разлика. Њихова примјена је значајна приликом откривања фазних скокова, односно тренутака времена када је током мјерења дошло до прекида пријема сигнала. Шум троструких разлика може се представити на сљедећи начин:

$$\sigma_{\phi_{12}}^{kl} = \sqrt{2}\sigma_{12}^{kl} = \sqrt{8}\sigma. \quad (3.16)$$

Формирање простих, двоструких или троструких разлика није једини начин да се елиминишу утицаји појединих извора грешака у мјерењима. Двофреквентни GPS

пријемници имају могућност да линеарно комбинују мјерења исте псеудодужине, извршена на обје фреквенције. Значај се састоји у томе што у потпуности елиминишу утицај јоносфере, нарочито приликом обраде GPS мјерења.

Приликом мјерења и обраде GPS података могу се користити различити модели. Разлике су у поступку мјерења и у тачности добијених резултата. Координате једне тачке могу се одредити кориштењем једног пријемника (апсолутно позиционирање) или помоћу два пријемника и комбиновањем мјерења са истим сателитима (релативно позиционирање). Обје методе позиционирања могу се обавити у статичком, када су пријемници непокретни током опажања, или кинематичком режиму рада, када се пријемници крећу. Разликује се још и диференцијални GPS – DGPS (енгл. Differential Global Positioning Systems), гдје се користе и покретни и непокретни пријемници.

3.5. GNSS мреже за геодинамику

Како је задатак ове тезе моделовање тектонских помјерања и деформације Земљине коре кориштењем података референтних GNSS станица EUREF перманентне мреже, у наставку ће се дати кратак историјски осврт успостављања GNSS мреже за геодинамику, од почетака мјерних кампања, до континуиране GNSS мреже. Разлика између ове двије методе је у начину прикупљања података. Мјерне кампање састоје се од антена постављених на тачкама у току краћих временских периода, док се у непрекидном начину рада GPS станице трајно снимају.

3.5.1. Мјерне кампање GPS мреже

Почетком 1980-их година, када је обезбијеђено праћење са четири и више сателита истовремено, стекли су се почетни услови кориштења GPS мјерних кампања за геодинамичка истраживања. Убрзо после тога, 1985. године, реализоване су прве GPS мјерне кампање за потребе геодинамичких истраживања у Калифорнији и на Исланду. GPS мјерне кампање односе се на истраживања тачака мреже које се епизодно мјере помоћу GNSS инструмената (слика 3.8).

Мјерења за такве мреже обично се понављају једном годишње или једном у неколико година.

GPS кампање које обухватају већи дио Европе организоване су 1989. године кроз пројект EUREF (енгл. European Terrestrial Reference Frames), који је успостављен за потребе геодетских и геодинамичких циљева. Модерно доба GPS кампања почиње у раним деведесетим и до данас се многе кампање још увијек одржавају. Временом су ови пројекти укључивали бројне агенције и истраживачке тимове широм свијета, који су показали потребу за перманентном глобалном мрежом, што је водило развоју IGS мрежа. Предност GPS мјерних кампања је у томе што се овим начином рада велики број мјеста може мјерити у кратком времену и са врло малим трошковима, у поређењу са континуираним GNSS капацитетима. Главни недостатак ових кампања је тај што су ријетка мјерења у времену и што је сигнале, који су зависни од времена, тешко или немогуће ријешити. Међутим, резултати GPS мјерних кампања допринијели су многим важним научним резултатима, који су дали кључне информације након великих земљотреса [66].



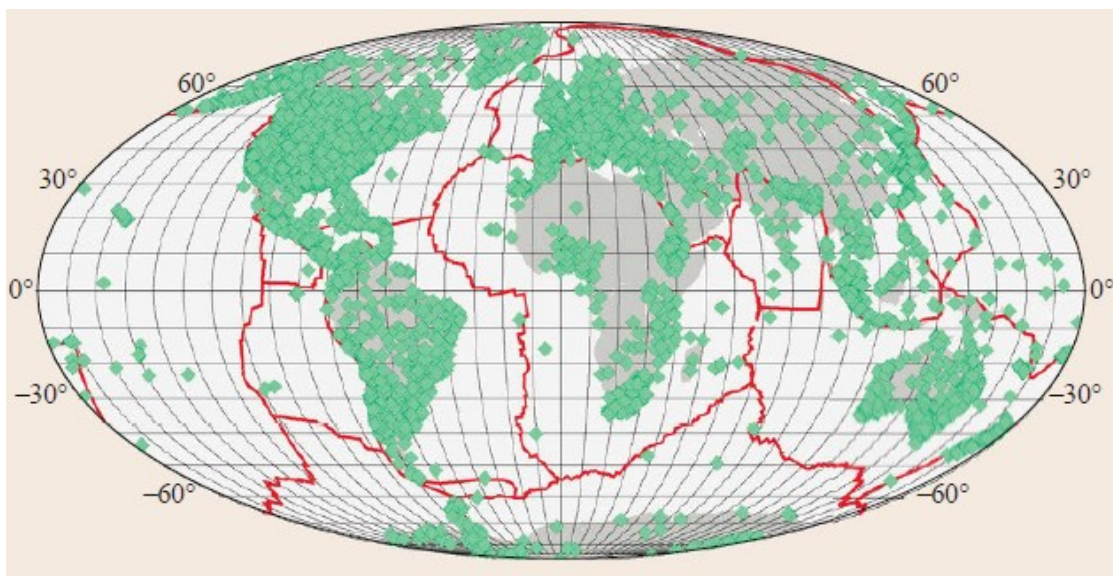
Слика 3.8. Примјер станице GPS мјерне кампање [67]

3.5.2. Континуиране GNSS мреже за геодинамику

Почетком деведесетих година почеле су се развијати прве континуиране GNSS мреже за геодинамику. Прва таква мрежа постављена је у јужној Калифорнији

(PGGA) почетком 1990. године. У истом периоду, мања континуирана GPS мрежа, са размаком од 1000 km између станица, успостављена је у Јапану, док данас у Јапану постоји 1200 успостављених станица. Основни циљ ових мрежа је мјерење деформација које су везане за тектонске процесе, а знатно мањи су геодетски циљеви, као што је дефиниција референтног оквира. Убрзо након тога, 1993. године, BIFROST пројекат (енгл. Baseline Inferences from Fennoscandian Rebound Observations, Sealevel and Tectonics) успоставио је континуирану мрежу у Скандинавији, са могућностима мјерења деформација на дневном нивоу. Ове методе показале су могућности успјешног мјерења тектонских деформација на дневној бази.

Помјерања која су одређена из континуираних података, неколико дана након земљотреса у Калифорнији, пружила су неке од првих прецизних записа постсеизмичких прелазних деформација након великих земљотреса [68]. Након тога долази до проширивања континуиране GNSS за геодинамичка истраживања. На слици 3.8. налази се приказ глобалних континуираних GNSS станица од 2014. године.



Слика 3.9. Глобалне континуиране GNSS станице од 2014. године [67]

Континуиране GNSS мреже имају неколико предности над GPS мјерним кампањама, као што су повећана прецизност (услед смањења RMS процјена дневних положаја, перманентних посматрања и уклањања грешака током

подешавања антена), реално вријеме мјерења и могућност детектовања краткорочних геодетских сигнала од стране пресеизмичких и постсеизмичких догађаја.

4. ГЕОТЕКТОНСКА ТЕОРИЈА И ТЕКТОНСКИ ПОКРЕТИ

Геотектоника је грана геологије која се бави проучавањем структура, покрета и деформација у тектоносфери. Тектоносферу чини Земљина кора и горњи омотач Земље (литосфера). У литосфери се дешавају различити процеси (тектонски, метаморфни, сеизмички и магматски), из којих произлазе различити геолошки односи. Кретања литосфере могу имати локални и регионални карактер.

Геотектоника у ширем смислу обухвата посљедице изазване ендогеним и егзогеним процесима, које доводе до деформација површинских дијелова литосфере.

Геотектоника обухвата више геотектонских дисциплина: **морфолошка геотектоника** проучава структурне форме према карактеру морфолошких карактеристика; **регионална геотектоника** проучава велике тектонске догађаје на великим подручјима, тј. временско-просторно размјештање појединих структура; **неотектоника** представља специфичну дисциплину геотектонике која проучава савремене процесе, изучавањем најмлађих структура на површини Земље и у вишим дијеловима литосфере; **историјска геотектоника** утврђује догађаје и стопе развоја структуре литосфере на глобалном и регионалном нивоу; **експериментална геотектоника** проучава моделовање разноврсних геотектонских процеса, са задатком да објасни разлоге геотектонских кретања и развој структура у литосфери; и **сеизмотектоника** је новија геотектонска дисциплина која проучава интеракцију сеизмологије и тектонике, узроке, динамику и карактер тектонских кретања која су изазвана земљотресима.

Тектонска кретања односе се на активности и кретања Земљине коре од развоја Земље до данас и дијеле се на: вјековна лагана кретања, тј. вертикална и хоризонтална, и брза кретања, која се испољавају као сеизмичка кретања, такође вертикалног и хоризонталног карактера.

4.1. Методе проучавања тектонских покрета

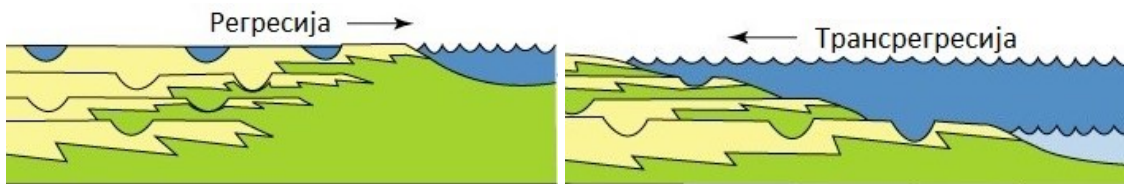
У геотектоници се користе различите методе за проучавање тектонских покрета. Ове методе, засебно или заједно, имају основни циљ да допринесу што објективнијој реконструкцији структурних елемената у литосфери, у локалном и регионалном смислу. Разликују се двије основне групе метода: аналитичке и синтетичке. *Аналитичке методе* имају задатак да дефинишу вријеме, средину и услове седиментације, карактер, правац и интензитет дјеловања одређених тектонских процеса, кроз суперпозициони положај наслага и степен тектонске поремећености. *Синтетичке методе* изучавају структурне стилове, типове деформација у времену, њихове геолошке старости, изоловањем структура истовременог и различитог времена настанка. Код синтетичких метода посебно се истиче утврђивање међузависности седиментације и тектонских услова, тектонике и магнетизма, као и других догађаја који су у вези са тектонским процесима у развоју литосфере.

За потребе проучавања тектонских покрета од великог значаја су методе њиховог опажања. Издвајају се следеће методе: историјско-археолошка и картографска, метода нивелације рељефа, метода узастопних триангулација, методе поновног утврђивања координата, методе аероснимања, геодетско-геофизичке методе и геоморфолошке методе. Поред поменутих метода, користе се и методе моделовања тектонских процеса и методе даљинског истраживања.

4.2. Основни покрети и типови деформација

Тектонским покретима називају се они ендегени процеси који утичу на формирање рељефа, а настају као последица дјеловања унутрашњих сила. У геотектоници су представљене бројне класификације покрета у односу на различите врсте, типове и групе. Основна подјела тектонских покрета је на епирогене и орогене. У оквиру њих јављају се: вертикална, хоризонтална, гравитациона, ротациона, изостатичка, таласаста и друга кретања, која на различите начине доприносе премјештању блокова и деформацији Земљине коре.

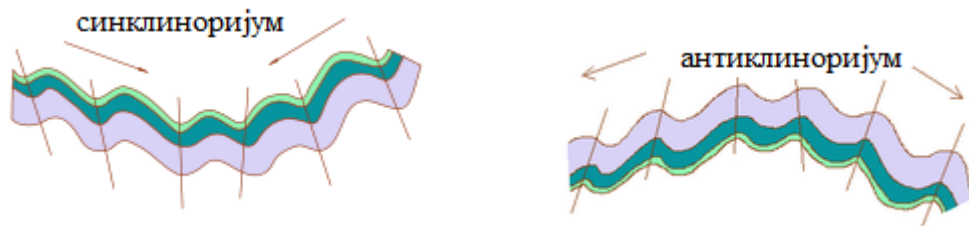
Епирогени покрети представљају постепена вертикална издизања или спуштања дијелова копна на Земљи. Постепеним вертикалним издизањем великих тектонских блокова настаје копно, док њиховим вертикалним спуштањем настају морске и океанске депресије. Уколико усљед издизања копна дође до подвлачења мора – настаје регресија, а уколико усљед спуштања копна дође до надирања мора – настаје трансрегресија (слика 4.1).



Слика 4.1. Епирогени покрети: регресија и трансрегресија [69]

Орогени покрети обухватају све ендегене процесе који имају за последицу знатне деформације стијена литосфере. При овим покретима долази до набирања и разламања стијенских маса, формирања дугачких планинских ланаца, депресија, разлома и сл. Према правцу дјеловања, орогени покрети се дијеле на тангенцијалне и радијалне.

Тангенцијални (хоризонтални) покрети јесу деформације које се јављају у стијенама као резултат бочних притисака у Земљиној кори. Слојеви стијена који су изложени једностраном или двостраном бочном притиску трпе напрезања до одређене мјере, док не почне процес њиховог кретања. Код пластичних стијена долази до набирања, док код крутих стијена претежно долази до пуцања, што доводи до кретања блокова у одређеним правцима дуж расједа. **Набори** представљају структурне облике у Земљиној кори који су изазвани тангенцијалним напонима у комбинацији са бочним притисцима. Испупчена форма набора назива се **антиклинала**, а удубљена форма набора, коритастог изгледа, назива се **синклинала**. Набори се, према величини, крећу од неколико милиметара до неколико десетина, стотина, па и хиљада метара. Наведени типови набора могу се јавити као једноставне или сложене форме. Код сложених форми набора разликују се синклиноријум и антиклиноријум (слика 4.2).

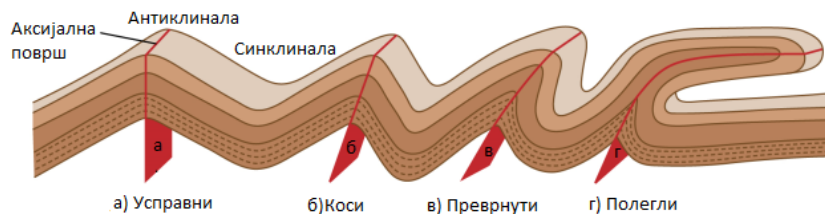


Слика 4.2. Сложене форме набора: синклиноријум и антиклиноријум [70]

Синклиноријум се односи на низ антиклиналних и синклиналних облика који у цјелини имају синклиналну форму, док антиклиноријум представља низ антиклиналних и синклиналних облика који у цјелини имају антиклиналну форму.

На слици 4.3. приказани су типови набора према положају аксијалне површи у односу на хоризонталну раван.

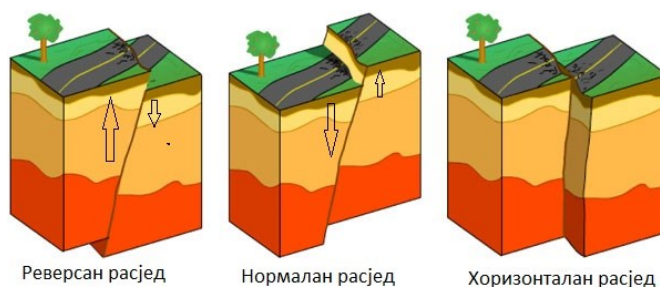
Навлаке представљају специфичне наборне структуре које настају у лабилним геосинклиналним дијеловима под дејством снажних бочних покрета, услед чега долази до појаве навлачења наборних структура једне преко друге.



Слика 4.3. Типови набора према положају аксијалне површине [71]

Радијални (вертикални) покрети јесу деформације у стијенама које доводе до стварања разломних структура у Земљиној кори, тј. до механичких дисконтинуитета са релативним кретањем (расједи) или без изражених кретања (пукотине). **Расјед** је основни облик вертикалних покрета. Површина дуж које се врши релативно кретање расједнутих дијелова назива се расједна површина. Расједи могу бити локални (малих размјера) и регионални, који се јављају на ширем простору (до неколико стотина километара). Расједи се, по карактеру релативног кретања, могу класификовати у три основна типа: реверсни, нормални и хоризонтални расједи (слика 4.4). **Реверсни расједи** настају када се дуж расједне

површине један блок креће навише, односно издиже се дуж расједне површине. Код овог типа расједа, у извјесној мјери, повлатно крило, које се издиже, налијеже на доње падинско крило. Степен најахивања зависи од бочног притиска и положаја расједа. **Нормални или гравитациони расједи** настају када дуж расједне површине долази до спуштања једног блока, док други остаје у првобитном положају. **Хоризонтални расједи** су форме расједа са хоризонталним или благо нагнутиим кретањима расједнутих блокова. Код оваквог типа расједа не постоји падински и повлатни блок, већ се расједање врши у хоризонталној равни.



Слика 4.4. Типови расједа према карактеру релативног кретања [72]

Поред претходно поменути три основна типа расједа, срећу се и неке посебне форме расједа, као што су: ротациони, маказести, међуслојни и трансформни. Сложене расједне структуре, као што су сложена степенаста расједања, тектонски ров, тектонска увала, хорст, рифт, линеамент и авлакоген, настају комбиновањем расједа различитих форми.

Током 19. вијека, геолози су уочили корелацију између земљотреса и помјерања тла узрокованих расједима различитих форми. Изучавање расједа је од велике важности за боље разумијевање и квантификовање сеизмичке опасности, која је изазвана њиховим изненадним појавама.

У посљедњих 20 година, поједине државе формирале су базе података значајних расједа и њихових параметара неопходних за процјене сеизмичких опасности. Јапан је 2001. године покренуо активни центар за истраживање расједа AFRC (енгл. Active Fault Research Center), који је пружио иновативне и поуздане научне резултате, који су допринијели разумијевању и смањењу губитака од будућих земљотреса. Поред центра у Јапану, ту је и Институт за геолошка и нуклеарна

истраживања IGNS (енгл. Institute of Geological and Nuclear Sciences) на Новом Зеланду, у Италији, као и многи центри у Сједињеним Америчким Државама.

4.3. Услови настанка тектонских покрета

Тектонску активност покрећу напонска стања у литосфери. Извори сила које изазивају та напонска стања различитог су правца дјеловања, поријекла и различите величине. Деформације изазване тим силама могу се наћи на различитим дубинама и са различитим квалитативно-квантитативним ефектима.

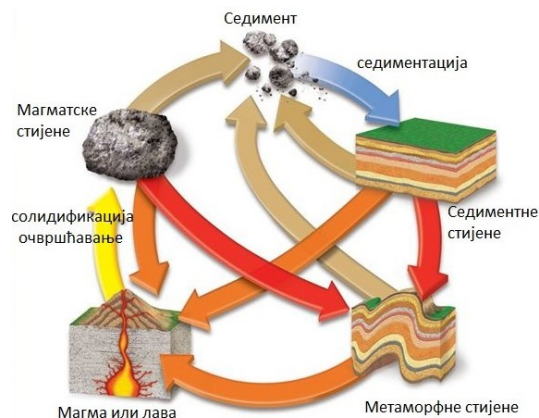
У највишем дијелу Земљине површи, напонска стања могу бити покренута различитим изворима сила (плима, осека, кретање циклона, сезонске промјене температуре, процеси денудације и акумулације, литогени процеси и др.). Наведени извори сила доводе до напонских стања која изазивају претежно еластичне деформације (повратне), а рјеђе неповратне. У кори и горњем омотачу напонска стања могу бити покренута конвекционим струјањем у астеносфери и различитим процесима који доводе до нарушавања изостатичке равнотеже. Напонска стања која доводе до деформација унутар Земље (у омотачу и језгру) могу бити проузрокована различитим планетарним процесима (ротацијом Земље, утицајем плиме Мјесеца и Сунца). Сви ови извори сила који покрећу напонска стања и доводе до тектонских покрета и деформација међусобно су повезани. Извори Земљине енергије који обезбјеђују функционисање и кретање тектонских плоча дијеле се на унутрашњу енергију Земље (гравитациона, топлотна и ротациона) и спољашњу енергију Земље (космичка и Сунчева активност).

4.4. Циклуси стијена

Земља је састављена од стијена, од највиших планинских врхова па до најдубљих регија у океану. Постоји око хиљаду различитих врста стијена и минерала који су пронађени на Земљи. Стијене и минерали су у сталном процесу формирања, трансформације и разарања. Ти процеси називају се *циклом стијена* (прелаз

материје током времена, између магме, магматских стијена, седимента, седиментних стијена и метаморфних стијена) (слика 4.5).

Стијене се дијеле на магматске, седиментне и метаморфне. Претеча свих стијена је усијани течни силикатни растоп магма (лава), тј. облик камена који је толико врео да је у текућем стању.



Слика 4.5. Циклус стијена [73]

Магматске (вулканске) стијене настају очвршћавањем магме у Земљиној унутрашњости или очвршћавањем и хлађењем магме на површини Земље. Када су стијене дубоко у унутрашњости Земље, оне су растаљене због високог притиска и температуре, те у таквом стању могу покренути процес издизања или избијања на површину Земље. Магматске стијене, према локацији појављивања, дијеле се на дубинске (ефузионе) и површинске (интрузивне). Ефузионе стијене настају када вулкан еруптира и магма се хлади на површини Земље. Интрузивне стијене настају када се магма постепено хлади унутар Земље.

Седиментне (таложне) стијене настају као производ механичке и хемијске обраде раније насталих магматских стијена. Оне настају седиментацијом при ниским температурама и релативно малим притисцима. Процес настанка седиментних стијена одвија се кроз три главне фазе: распадање стијена (представља процес који подразумејева физичке, хемијске и биохемијске процесе, који доводе до одређених промјена у погледу састава, грађе и особина, као и стања која су узрокована утицајем атмосфере, хидросфере, биосфере и др.), транспорт и акумулација (утицај воде, леда, гравитације и вјетра) и дијагенеза

(збијање, цементација, рекристализација и метасоматоза). Слојеви седиментних стијена готово су паралелни са површином Земље. Ако су под високим угловима на површину Земље или су увијени (сломљени), онда указују на то да се на стијени догодила нека врста покрета.

Метаморфне стијене настају процесом метаморфозе, односно промјеном, трансформацијом и преображењем магматских или седиментних стијена. Под метаморфозом се подразумејева дјеловање високе температуре, притиска, водене паре и гасова. Нови минерали стварају се прерадом компоненти минерала или реакцијама течности у стијенама. Притисак и/или температура могу промијенити претходно преображене стијене у нове типове.

4.5. Неотектоника

Неотектоника је научна дисциплина која изучава младе тектонске догађаје, који су се догодили или се још увијек јављају у одређеној регији након посљедње значајне реорганизације – орогенезе [74]. Појам „неотектоника” уведен је посљедњих деценија од стране геодета и геофизичара, а 1978. године је дефинисан од стране Управног одбора Међународне неотектонске комисије за квартарна истраживања INQUA (енгл. International Union for Quaternary Research). Неотектоника се односи на било који активни покрет Земљине површине или деформацију геодетског референтног оквира, укључујући њихове механизме, геолошку позадину, сродност за различите практичне сврхе и њихову будућу примјену. Она представља активности старих структурних јединица у погледу брзине, карактера и тренда савремених тектонских покрета у литосфери. Неотектонски процеси имају изузетан значај у истраживању, јер пружају информације којима се може спознати степен сеизмичке активности, идентификовати сеизмичка активност и утврдити степен сеизмичког ризика. Неотектоника има широку примјену у просторно-временском распону. На макронивоу, она описује данашње и недавне геолошке покрете тектонских плоча. На средњем нивоу, неотектоника описује вертикална и бочна кретања планинских

ланаца и вертикалне изостатичке покрете, а на микронивоу се бави покретима на појединачним расједима и наборима, дугим до неколико километара.

Деформације Земљине коре најчешће се повезују са неотектонским покретима на активним сеизмичким подручјима и расједима. Неотектонским истраживањем настоји се мјерити брзина и смјер кретања. Појавом радио-астрономије, сателитске геодезије и ласерске алтиметрије у 1980-им годинама, постало је могуће измјерити неотектонска кретања у односу на фиксне тачке на Земљиној површини [75]. Неотектонски покрети могу се квалитативно или квантитативно моделовати, с циљем успостављања режима напрезања регије, тј. може се извршити оријентација регије хоризонталним максимумом у комбинацији са главним напрезањима, одговорним за неотектонску деформацију.

Прецизнији, квантитативни неотектонски модели ослањају се на симулације коначним елементима покрета плоча или микроплоча [76]. Такав модел покушава репродуковати покрете плоча, измјерене и добијене из GPS кампања, наводећи у моделу распоред слојева Земље одређеног облика, дебљине и реологије.

4.6. Сеизмологија

Сеизмологија је релативно млада научна дисциплина, развијена на основу еволуције теорије еластичности, инструменталног развоја и развоја мјерних база података. Она представља посебан огранак геофизике, као шире научне дисциплине, која се бави проучавањем настанка, простирања и регистравања сеизмичких таласа кроз Земљину унутрашњост.

Сеизмички таласи су ослобођене вибрације еластичне енергије које путују кроз Земљу, а могу настати као резултат природног или људског дјеловања. Проучавањем сеизмичких таласа Земље открива се висока резолуција унутрашње структуре Земље и њених динамичких процеса. Сеизмички таласи помажу у разумијевању глобалних геолошких процеса који доводе до настанка земљотреса.

Земљотрес је природни феномен који настаје усљед помјерања тектонских плоча. Њиховим међусобним сударом долази до потреса или подрхтавања Земљине

површине усљед ослобађања велике количине енергије у тренутку када стијенска маса не може да претрпи акумулирану силу. Земљотреси су резултат наглог и брзог клизања расједа.

Најснажнији земљотреси обично се дешавају на границама литосферних плоча. Они могу проузроковати значајне геоморфолошке промјене, укључујући помјерање Земље у хоризонталном и вертикалном правцу. Велики земљотреси стварају много већа помјерања од мањих земљотреса.

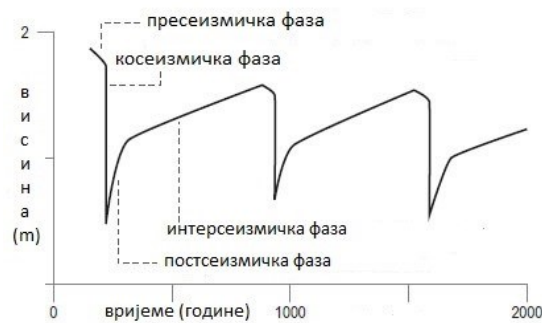
Геодезија као наука доприноси локализовању геометријских перспектива у којима се кретање на површини ствара усљед напрезања унутар Земље, што даље обликује околину и утиче на промјену облика површине Земље.

4.6.1. Сеизмички циклуси

Анализа деформација Земљине коре има важну улогу у истраживањима везаним за цијели сеизмички циклус. Фазе сеизмичких циклуса могу се поуздано процијенити кориштењем дневних координата временских серија GNSS из сталних станица. На овај начин се прате многа сеизмогена подручја [77].

Сеизмички циклус односи се на процес опажања земљотреса прије, током и после његове појаве. Он се може подијелити у четири временске фазе: интерсеизмичка фаза, пресеизмичка фаза, косеизмичка фаза и постсеизмичка фаза (слика 4.6).

Интерсеизмичку фазу чини највећи дио циклуса и односи се на вријеме између земљотреса. Један од значајнијих закључака из мјерења зона расједа сателитским геодетским техникама јесте тај да су готово сви главни расједи показали одређена напрезања за вријеме интерсеизмичког периода [78]. Да ли су интерсеизмичке деформације које се посматрају стабилне у времену истраживали су Thatcher, 2009. године, и Meade, 2013. године, упоређивањем брзине клизања расједа, и пронашли су добру кореспонденцију између резултата изведених из једноставних геодетских модела и резултата изведених из геолошких мјерења.



Слика 4.6. Сеизмички циклуси [79]

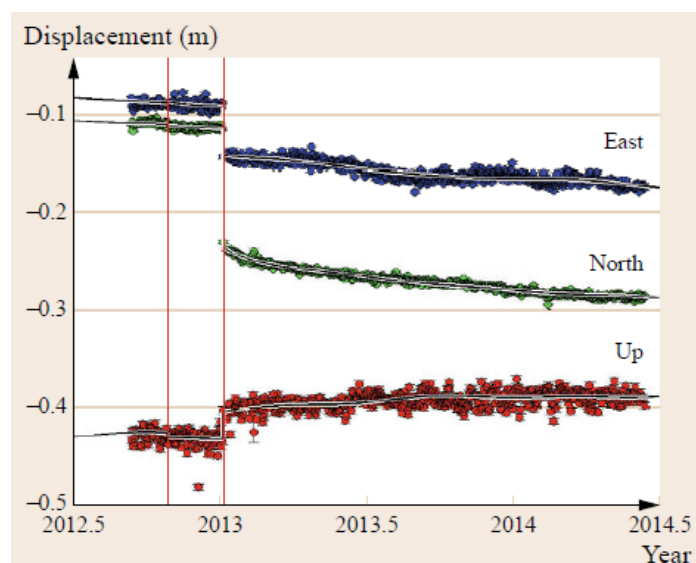
Пресеизмичка фаза односи се на вријеме непосредно прије настанка земљотреса. У току ове фазе дешавају се земљотреси малих магнитуда и могуће су појаве неких аномалија, које представљају појаву јачег земљотреса.

Косеизмичка фаза односи се на вријеме трајања земљотреса, када долази до пуцања расједа и генерисања сеизмичких таласа. Уопштено, ова фаза траје свега неколико секунди за земљотресе магнитуде од 6 до 7 и минуто или више за земљотресе са магнитудом већом од 8. Земљотреси генеришу динамичке и статичке покрете. Оба ова покрета изазивају промјене у Земљиној кори и омотачу Земље и доводе до других облика деформација. Динамички су они које се шире, али се након проласка сеизмичких таласа враћају на своје изворне позиције, док су статички покрети трајни. Сеизмометри могу снимати динамичке, али не и статичке покрете, за које се захтијева додатна геодетска метода и одговарајући инструменти. Израда модела деформација које се јављају током земљотреса данас је много једноставнија, углавном захваљујући способности система InSAR [80].

Узимајући у обзир високопрецизна GNSS мјерења, косеизмичка помјерања дају значајан допринос разумијевању динамичности Земљине површине. Косеизмичка помјерања акумулирана током времена могу бити већа од 10 m на станици. Кумулативно помјерање, које је последица великих земљотреса, узрок је многих малих накупљених покрета узрокованих земљотресима мањих магнитуда. Узимајући у обзир тренутну прецизност GNSS технике, косеизмичка помјерања имају широк утицај на површину Земље. Моделовање косеизмичких деформација значајно помаже у откривању дисконтинуитета у временским серијама GNSS

координата, које су и данас један од главних извора грешака у конструкцији земаљског референтног оквира [81].

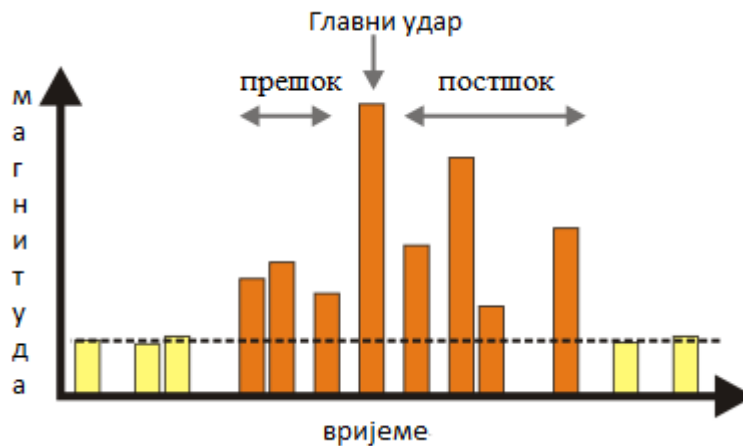
Четврта фаза сеизмичког циклуса је *постсеизмичка фаза*, која се одвија након земљотреса (слика 4.7). Она одговара раздобљу од неколико минута до неколико година након земљотреса. Она се огледа у накнадним земљотресима (постшоковима) који слиједе главни удар. Ова фаза је и фаза накнадних кретања, која се дешавају након земљотреса, и враћања расједа у стање интерсеизмичке фазе.



Слика 4.7. Временска серија са приказом косеизмичког помјерања и постсеизмичких деформација, земљотрес MW 7.5, 5. јануар 2013. године [67]

Модели сеизмичких циклуса показују да постоје карактеристични и комплементарни деформацијски обрасци између интерсеизмичке и косеизмичке фазе. Savage и Burford су 1970. године предложили модел грешке клизања једноставне интерсеизмичке деформације, док је Savage 1983. године предложио сличан модел за интерсеизмичку деформацију на зонама субдукције. Поновљена геодетска мјерења након великих земљотреса показала су постојање пролазне постсеизмичке фазе деформације, која се изразито разликује од оне посматране прије земљотреса [82].

Постшокови се јављају након великог земљотреса на подручју догађаја главног удара. Број, магнитуда и трајање активности постшокова зависи од величине главног удара, његове дубине и тектонског положаја подручја, док су прешокови мањи земљотреси који претходе главном удару (слика 4.8).



Слика 4.8. Прешок, главни удар и постшок [83]

Стопа појаве постшокова временом се смањује и обично слиједи Омори закон, назван по Оморијевом посматрању Ноби земљотреса у Јапану 1891. године, који је накнадно модификовао Утсу, 1961. године:

$$n(t) = \frac{K}{(c+t)^p}, \quad (4.01)$$

гдје је: $n(t)$ – број постшокова у времену након главног удара, K , p и c су константе. Вриједност c је позитивна и блиска нули, док је вриједност p блиска 1. У постшоковима учествује мање од 5% укупне количине сеизмичке енергије коју ослобађа цијели сеизмички слијед. Они су секундарни производи, тако да, осим њихових просторних и временских односа према главним земљотресима, постшокови нису другачији од осталих и признају се као ретроспективни земљотреси [84], [85]. Међутим, у многим случајевима, посебно за земљотресе у субдукцијским зонама, постшокови су у знатном порасту након главних удара [86]. Прешокови су јасни опомињући феномени земљотреса. Сматра се да они

указују на земљотресе и стога имају посебан потенцијал за њихово предвиђање [87].

4.6.2. Класификација земљотреса и релација фреквенција–магнитуда

У не тако давној прошлости, сеизмолози су користили термине „мали”, „велики“ и „средњи“, како би описали величину земљотреса. Након увођења Рихтерове скале магнитуде, класификација је била тачније дефинисана. Класификација земљотреса према јачини магнитуде дата је у табели 4.1.

Табела 4.1. Класификација земљотреса према јачини магнитуде [88]

Магнитуда (M)	Класификација
$8 \leq M$	Велики земљотреси
$7 \leq M < 8$	Јаки или значајни земљотреси
$5 \leq M < 7$	Умјерени земљотреси
$3 < M < 5$	Мали земљотреси
$1 \leq M < 3$	Микроземљотреси
$M < 1$	Ултрамикроземљотреси

Учесталост појаве земљотреса повезана је са њиховом магнитудом. Фреквенција магнитуде дата је релацијом:

$$\log_{10} N(M) = a - bM, \quad (4.02)$$

гдје је N – број земљотреса магнитуде M , a и b су константе. Константа a представља сеизмички ниво активности, док константа b представља брзину пораста земљотреса падом јединице магнитуде. Статистика многих истраживања о земљотресима показује да су вриједности b обично унутар распона од 0.5 до 1.5 [89], [90]. То значи да се број земљотреса повећава десетоструко за сваки пад јединице магнитуде. Ако подручје производи један земљотрес магнитуде 4 у мјесецу, то би произвело 10 земљотреса магнитуде 3, 100 земљотреса величине 2 и 1000 земљотреса величине 1 у мјесецу [91].

Табела 4.2. приказује глобална запажања учесталости појављивања земљотреса на основу посматрања од 1990. до 2002. године. Опис и класификација извршени су

према Националном информационом центру за земљотресе NEIC (енгл. National Earthquake Information Center) Америчког геолошког завода USGS (енгл. U.S. Geological Survey).

Табела 4.2. Учесталост појаве земљотреса [92]

Опис	Магнитуда	Просјек на годишњем нивоу
Велики	8 и више	1
Значајни	7-7.9	18
Јаки	6-6.9	120
Умјерени	5-5.9	800
Мали	4-4.9	6200 (просјечно)
Мањи	3-3.9	49 000 (просјечно)
Микроземљотреси	<3.0	Магнитуде 2-3: око 1000 на дан Магнитуде 1-2: око 8000 на дан

4.6.3. Врсте и узроци земљотреса

Земљотреси се могу подијелити у четири категорије: тектонске, вулканске, урвинске и вјештачке земљотресе. Заједничка карактеристика свих земљотреса је да настају као посљедица унутрашњих напонских стања и кретања у литосфери.

Тектонски земљотреси су далеко најчешћи и јављају се као производ покрета и поремећаја у лабилним дијеловима Земљине коре, усљед сталног геолошког преобликовања Земље. Ова категорија земљотреса је најважнија за проучавање унутрашњости и структуре Земље.

Вулкански земљотреси дефинишу се као земљотреси који се појављују или су повезани са вулканском активношћу. Најчешће се јављају као претходница вулканских ерупција, усљед великих напонских стања у вулканском каналу. Вулкански земљотреси су рјеђи, а по јачини слабији од тектонских.

Урвински земљотреси настају као посљедица обрушавања сводова и бокова великих пећина и јама. Потреси који због тога настају преносе се на површину као земљотреси. Ова врста земљотреса везана је за крашке предјеле. Одређени урвински земљотреси могу настати и на клизиштима, обрушавањем огромних

количина стијена и могу бити изазвани приликом удара метеора о површину Земље.

Вјештачки земљотреси су они који су подстакнути људском активношћу (наглим пуњењем и пражњењем великих вјештачких акумулационих језера, прекомјерном експлоатацијом нафте или подземних вода и услед снажних подземних експлозија).

Претпоставља се да земљотреси потичу из једне тачке, познате као жариште или хипоцентар (слика 4.9), одакле се простиру сеизмички таласи. У стварности, већина земљотреса производи кретање дуж равнине удара, тако да се жаришна подручја могу продужити до неколико километара. Тачка на Земљиној површини управно изнад жаришта је епицентар. Локација земљотреса обично се описује географским положајем епицентра и његовом фокалном дубином. Да би се одредила дубина жаришта, мора се одредити епицентрални угао Δ . Угао Δ је централни угао који образује центар Земље са епицентром и сеизмографом.

Фокална дубина земљотреса је дубина у односу на површину земље, одакле потиче енергија земљотреса. Земљотреси који имају фокалну дубину до 70 km класификују се као плитки. Земљотреси који настају на дубини од 80 до 300 km класификују се као земљотреси са средњом дубином, а преко 700 km фокалне дубине класификују се као дубоки. Ако се узме у обзир да је дубина на којој се налази језгро Земље 6370 km, увиђа се да и најдубљи земљотреси потичу из „релативно“ плитких дијелова Земљине унутрашњости.



Слика 4.9. Хипоцентар, епицентар и епицентрални угао [93]

По дубини, хипоцентри могу бити плитки (до 70 km), средњи (од 70 до 300 km) и дубоки (од 300 до 730 km).

4.6.4. Сеизмички таласи

Сеизмички талас, који је посљедица земљотреса, простире се кроз Земљу и објекте на њеној површини. Те таласе карактеришу честе промјене у брзини и правцу кретања које указују на нехомоген састав Земљине коре. Разликују се двије врсте сеизмичких таласа који генеришу земљотресе. То су запремински и површински таласи.

Запремински таласи простиру се унутар тијела стијене кроз цијелу Земљину унутрашњост, пролазећи кроз слојеве са изузетно великом варијацијом еластичних својстава и густине. Запремински таласи испољавају се као лонгитудинални и трансверзални. Лонгитудинални или примарни P таласи имају већу брзину простирања од трансверзалних, тј. секундарних S таласа.

P таласи су запремински сеизмички таласи, аналогни акустичним осцилацијама, који наизмјенично врше компресију и експанзију стијена. Кретање честица увијек је у смјеру простирања таласа. Лонгитудинални таласи приликом простирања кроз материју мијењају њен облик и запремину, а тиме и густину.

S таласи су запремински сеизмички таласи, који се простиру тако да честице средине осцилују у равни управној на правац простирања таласа, аналогно простирању свјетлости или електромагнетним таласима. Кретање S таласа је окомито у односу на ширење таласа. Приликом проласка трансверзалних таласа не долази до промјене запремине материје, већ се једино мијења њен облик. Кретање S таласа је управно у односу на ширење таласа.

Кретање P таласа кроз средину је уздужно и они немају поларизацију. S таласи су линеарни, поларизовани и трансверзални. Ако су хоризонтално путујући S таласи поларизовани тако да се честице крећу окомито, зову се S_V таласи, а ако је кретање честица хоризонтално, зову се S_H таласи.

Однос брзина P таласа (V_P) и S таласа (V_S) јесте однос компресије на брзину смичућег таласа:

$$\frac{V_P}{V_S} = \left\{ \frac{K}{\mu} + \frac{4}{3} \right\}^{1/2} = \left\{ \frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma} \right\}^{1/2}. \quad (4.03)$$

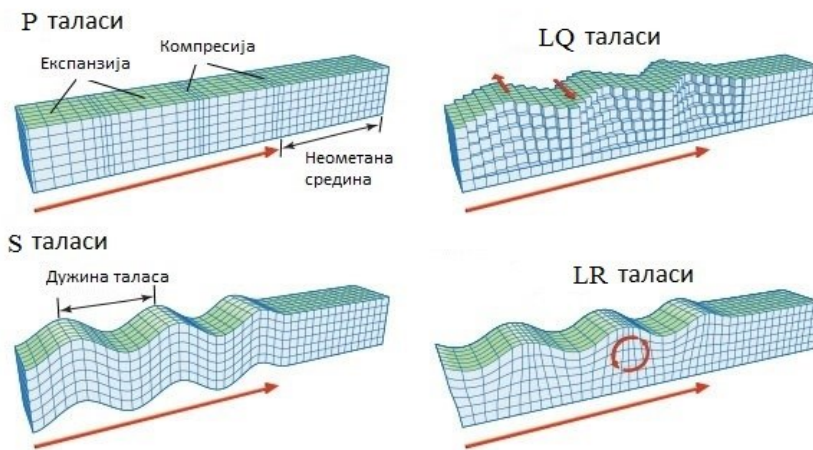
Израз (4.03) наводи да је брзина P таласа увијек већа од брзине S таласа. Однос је увијек већи од 1. За већину консолидованих стијена V_P/V_S креће се између 1.5 и 2.0 и овај параметар је од велике важности у сеизмолошким истраживањима.

Површински таласи, за разлику од запреминских таласа, простиру се тако да су ограничени на површину Земље. Површински таласи земљотреса су Лавови таласи (LQ) и Рејлијеви таласи (LR). Рејлијеви таласи постоје на било којој слободној површини, док Лавови таласи захтијевају неки водећи талас формиран са градијентом брзине.

Лавови таласи су површински сеизмички таласи који узрокују хоризонтално попречно смицање тла и названи су по британском математичару А. Е. Х. Лаву (А. Е. Н. Love), који је 1911. године израдио математички модел за ове таласе. Лавов талас је посебан тип трансверзалног таласа, код кога се осцилације врше у хоризонталној равни, управно на правац простирања таласа. Његов покрет је исти као онај код S таласа, који немају окомита помјерања. Ови таласи производе штету на темељима конструкција. Лавови таласи не шире се кроз воду (утичу само на површинске воде), и обично се простиру нешто брже од Рејлијевих таласа.

Рејлијеви таласи су површински сеизмички таласи који настају као резултат интеракције P и SV таласа. Они представљају комбинацију лонгитудиналног и трансверзалног таласа, код кога се осцилације врше у равни управној на површину и паралелној правцу простирања. Ове таласе увео је 1885. године нобеловац John Rayleigh. Будући да ови таласи настају спајањем P и SV таласа, покрети честица су увијек у вертикалној равни и обично имају највеће амплитуде

на вертикалним компонентама записа, док се Лавови таласи најбоље региструју на хоризонталним компонентама записа.



Слика 4.10. Сеизмички таласи (P таласи, S таласи, Лавови таласи и Рејлијеви таласи) [94]

Посебна пажња се посвећује запреминским сеизмичким таласима на релативно малим епицентралним растојањима (до 1000 km) и на већим растојањима и површинским сеизмичким таласима оба типа.

4.7. Поље напрезања Земљине коре

Свака стијена у литосфери, под одређеним утицајем унутрашњих и спољашњих сила, мијења свој првобитни облик, величину, запремину и положај. Деформација је промјена величине, облика и запремине, а промјена положаја која настаје под утицајем сила зове сегибање. Сви новонастали облици зависе од интензитета и карактера дејства спољашњих и унутрашњих сила, као и физичких особина посматране стијене.

Да би се описао било који геодинамички процес, неопходно је детаљно квантитативно разумијевање стања напрезања у Земљиној кори, што подразумева прикупљање информација о напрезању у просторно-временском погледу. Промјена стања напрезања јавља се временом, у зависности од извора

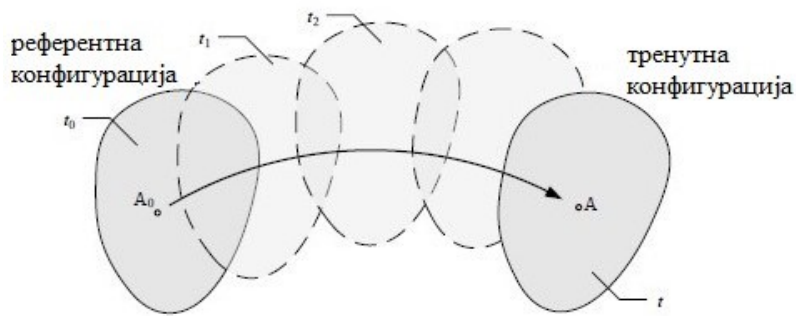
напрезања. Кретање тектонских плоча региструје се у редовима од неколико cm/god . и доводи до континуираног напрезања, док се напрезања током земљотреса ослобађају одмах у виду расједа, истовремено вршећи адаптацију напрезања у непосредној близини расједа.

Дио механике који проучава макроскопско кретање тијела назива се *механика континуума*. Увођењем математичког модела континуума, свакој тачки простора одговара само једна тачка континуума и обрнуто, једној тачки континуума одговара само једна тачка простора. Свакој тачки континуума придружена су физичка својства реалне материје (брзина, температура, густина итд.). Континуум је могуће дијелити на бесконачно мале дијелове, а да се притом не губе физичка својства материје, која се даље могу описати непрекидним математичким функцијама, примјеном диференцијалног и интегралног рачуна.

4.7.1. Кинематика континуума

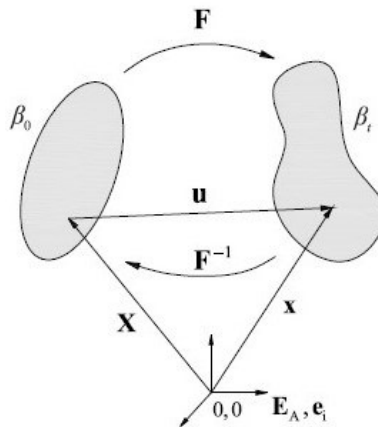
Кинематика представља дио механике који уводи вријеме и геометријске појмове, описујући кретање тијела помоћу величина као што су: помак, брзина, убрзање, деформација, брзина деформације, градијент деформисања, притом не водећи рачуна о узроцима сила које производе те промјене.

Стијене се могу разматрати као материјално тијело, које представља непрекидни простор испуњен материјом са одређеном масом. Материјално тијело представља скуп елементарних материјалних тачака, које под дејством оптерећења непрекидно мијењају свој положај, облик и величину (слика 4.11). Конфигурацију тијела у одређеном временском тренутку t одређује положај свих тачака (тренутна конфигурација). Да би се једноставније разматрало тијело, може се изабрати једна потпуно одређена конфигурација у одређеном временском тренутку t_0 , која се најчешће односи на недеформисани облик тијела – тзв. референтну конфигурацију.



Слика 4.11. Положај честица у референтној и тренутној конфигурацији [95]

Уопштено речено, кинематика изучава промјене положаја тачака у тијелу, у односу на референтну конфигурацију.



Слика 4.12. Приказ тијела у двије конфигурације с назначеним векторима положаја, помака и градијента деформисања [96]

За сваку материјалну тачку може се дефинисати вектор помака \mathbf{u} приликом прелаза из референтне у тренутну конфигурацију као:

$$\mathbf{u} = \mathbf{x} - \mathbf{X}. \quad (4.04)$$

Два најзначајнија приступа кинематике континуума јесу Лагранжов и Еулеров приступ. Лагранжов приступ у референтној конфигурацији прати кретање једне честице која се описује преко варијабли (\mathbf{X}, t) и користи се код еластичних тијела, док Еулеров приступ посматра одређени дио простора и прати пролазак честице

кроз тај простор, описујући њихово кретање преко варијабли (\mathbf{x}, t) и примјењује се у механици флуида.

Положај честице у тренутку t може се писати као:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}(\mathbf{X}, t). \quad (4.05)$$

Даље, помак се дефинише помоћу израза:

$$\mathbf{u}(\mathbf{X}, t) = \mathbf{x}(\mathbf{x}, t) - \mathbf{X}. \quad (4.06)$$

Често је потребно одредити брзину промјене која се дефинише деривацијом вектора \mathbf{x} по времену t . За одређивање брзине промјене може се искористити чињеница да материјалне координате, које приказују положај честице у референтној конфигурацији, не зависе од времена:

$$v = \frac{d\mathbf{x}}{dt} = \frac{d}{dt}(\mathbf{u} + \mathbf{X}) = \frac{d\mathbf{u}}{dt} = \dot{\mathbf{u}}. \quad (4.07)$$

Веза између елементарне материјалне дужине $d\mathbf{X}$ – у референтној конфигурацији, и $d\mathbf{x}$ – у тренутној конфигурацији, може се написати како слиједи:

$$d\mathbf{x} = \mathbf{F}d\mathbf{X}, \quad (4.08)$$

гдје је \mathbf{F} тензор другог реда, који се зове градијент деформисања и који описује трансформацију. Како се релација (4.08) може записати овако:

$$d\mathbf{x} = \frac{\partial \mathbf{x}}{\partial \mathbf{X}} d\mathbf{X}, \quad (4.09)$$

даље се градијент деформисања у Картезијевом систему представља на сљедећи начин:

$$F = \begin{bmatrix} \frac{\partial x_1}{\partial X_1} & \frac{\partial x_1}{\partial X_2} & \frac{\partial x_1}{\partial X_3} \\ \frac{\partial x_2}{\partial X_1} & \frac{\partial x_2}{\partial X_2} & \frac{\partial x_2}{\partial X_3} \\ \frac{\partial x_3}{\partial X_1} & \frac{\partial x_3}{\partial X_2} & \frac{\partial x_3}{\partial X_3} \end{bmatrix}. \quad (4.10)$$

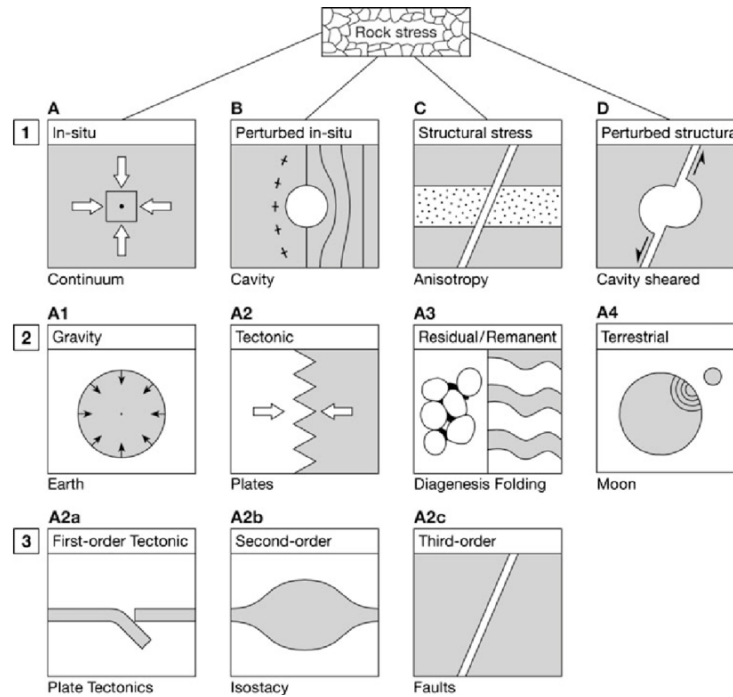
4.8. Терминологија напрезања стијена

Не постоји међународно прихваћена терминологија која се користи за описивање стања напрезања у стијенској маси. На слици 4.13. представљена је терминологија за разврставање стања напрезања модификована из дијаграма Amadei-ја и Stephansson-а, 1997. године.

На првом хијерархијском нивоу сврстане су четири главне компоненте напрезања стијенских маса А и В (односе се на хомогену стијенску масу), и С и D (односе се на нехомогене стијенске масе). На другом хијерархијском нивоу, било која главна компонента напрезања подијељена је даље на облике напрезања у зависности од сила које их покрећу.

Гравитациона сила Земље одговорна је за гравитациона напрезања. Компонента стијенског напрезања усљед гравитационог поља Земље назива се вертикално напрезање S_V и контролисана је тежином оптерећења $\rho g z$. Ако је густина стијене промјенљива $\rho(z)$, вертикално напрезање рачуна се према:

$$S_V = g \int_0^z \rho(z) dz. \quad (4.11)$$



Слика 4.13. Терминологија стијенских напрезања на три хијерархијска нивоа [97]

Гравитационо напрезање повећава се са дубином у Земљиној кори. Када површина Земљине коре показује значајну топографију, главна хоризонтална и вертикална напрезања нису више значајна, и тад на стијенску масу утиче само гравитација.

Тектонско напрезање узроковано је пољем сила које намећу активни тектонски догађаји. Земља није инертно тијело и до њеног кретања непрекидно долази накупљањем напрезања усљед кретања тектонских плоча и током дјелимичног напрезања изазваних земљотресима.

Тектонски догађаји у прошлости односе се на резидуалне облике напрезања (остатке напрезања). Остаци напрезања су само уравнотежена напрезања која остају у структури, ако су спољашње силе и моменти уклоњени [98].

Терестрички облик напрезања је онај који се односи на сезонске варијације, као што су утицаји Мјесеца, ротација и др.

Трећи хијерархијски ниво дијели тектонска напрезања према њиховој области на: тектонска напрезања првог реда (односе се на тектонику плоча), другог реда (односе се на изостазију) и трећег реда (односе се на расједе).

4.9. Модели напрезања Земљине коре

Поље напрезања Земљине коре описује се са три главне компоненте напрезања: минимално хоризонтално тектонско напрезање S_h , максимално хоризонтално тектонско напрезање S_H и вертикално напрезање усљед оптерећења тежине S_V . На основу варијација главних компоненти напрезања, разликују се модели напрезања Земљине коре: литостатички модел, биаксијални (двоосни) модел и тектонски модел.

4.9.1. Литостатички модел

Под претпоставком да у Земљиној кори вертикално напрезање S_V представља једно од главних напрезања, тада се литостатичко стање напрезања кроз Земљину кору може описати при првој апроксимацији помоћу израза:

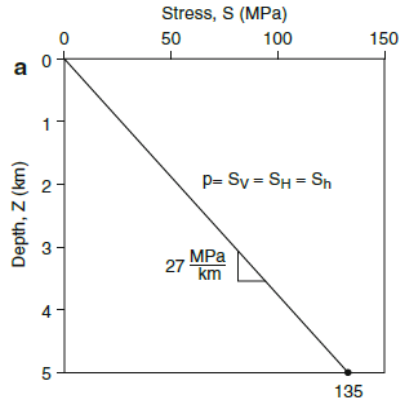
$$\rho(z) = S_H(z) = S_h(z) = S_V(z) = \rho g z, \quad (4.12)$$

гдје је g – гравитационо убрзање, ρ – густоћа стијене, z – дубина унутар Земљине коре, $S_H(z)$ – максимална хоризонтална напрезања и $S_h(z)$ – минимална хоризонтална напрезања.

Случај када су три главне компоненте напрезања једнаке величине: $S_h = S_H = S_V$, представља литостатички модел. Ако би стање напрезања било посвуда литостатично, дошло би до промјена волуметријских облика, али не и до друге врсте деформација (изобличења и напрезања), која узрокује обликовање рељефа.

Повећање литостатичког напрезања са дубином је линеарно, око 27 MPa km^{-1} , уз претпоставку да је просјечна густина стијене 2750 kg m^{-3} (слика 4.14). Све стијене

у крутом стању се ослањају на мале разлике за врло дуга раздобља и оне се приближавају, али никад не дођу до литостатичког модела [99].



Слика 4.14. Литостатички модел у Земљиној кори [97]

4.9.2. Биаксијални модел

Ако се стијенска маса у Земљиној кори апроксимира обликом коцке са вертикалним напрезањем σ_z и хоризонталним смичућим напрезањима σ_x и σ_y , добија се:

$$\begin{aligned}\varepsilon_x &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z) \right\} \\ \varepsilon_y &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_y - \nu(\sigma_x + \sigma_z) \right\}, \\ \varepsilon_z &= \frac{1}{E} \left\{ \sigma_z - \nu(\sigma_x + \sigma_y) \right\}\end{aligned}\tag{4.13}$$

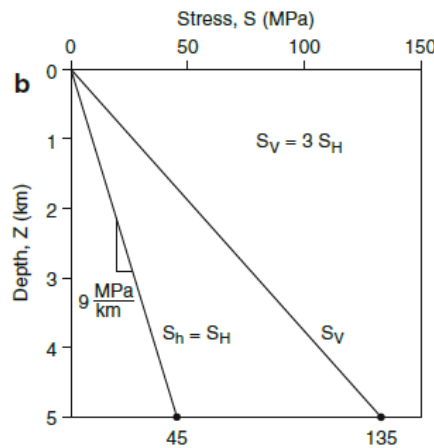
гдје су E и ν еластичне константе, α је линеарни термички коефицијент експанзије и δ_{ij} – јединствени тензор. Стање равнотеже у еластичном чврстом тијелу је чињеница да су силе уравнотежене унутрашњим напрезањем. Сузбијањем хоризонталне експанзије $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$, слиједи:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \frac{1}{E} \nu (\sigma_y + \sigma_z) \\ \sigma_y &= \frac{1}{E} (\nu (\sigma_x + \sigma_z)) \\ \varepsilon_z &= \frac{1}{E} \{ \sigma_y - \nu (\sigma_x + \sigma_y) \}\end{aligned}\quad (4.14)$$

Изједначавањем хоризонталних напрезања $\sigma_x = \sigma_y$, употребљавајући запис за главна напрезања Земљине коре ($\sigma_x = S_H$, $\sigma_y = S_h$, $\sigma_z = S_V$), добијамо:

$$S_H(Z) = S_h(Z) = \frac{\nu}{1-\nu} S_V(Z). \quad (4.15)$$

За стијене које имају Поасонов однос од $\nu = 0.25$, биаксијално стање представља модел гдје су хоризонтални напони једнаки ($S_h = S_H$) и односе се на једну трећину вертикалног напрезања. На слици 4.15. представљен је нагиб вертикалног напрезања са порастом дубине, који износи само 9 MPa km^{-1} . Биаксијални модел поједностављује литостатички израз.



Слика 4.15. Биаксијални модел у Земљиној кори [97]

4.9.3. Тектонски модел

Литостатско стање напрезања узрокује изотропну контракцију хомогеног материјала. Одступањем од овог закона долази до тектонског напрезања, које се

дефинише као облик тог одступања, тј. литостатички модел напрезања се користи као референтан.

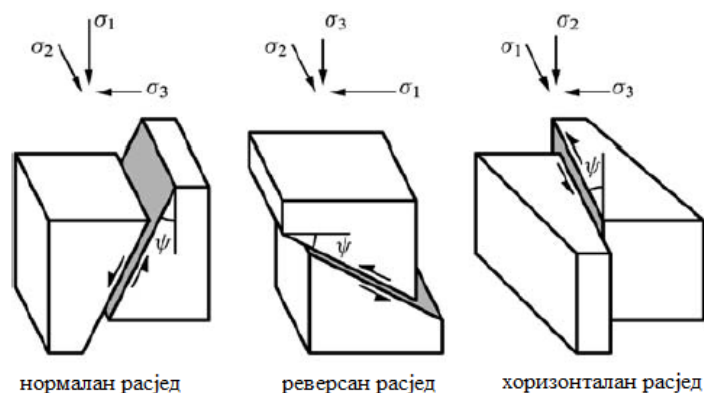
У зони од 10 до 15 km од горње Земљине коре, формирају се расједи и дефинишу се као дисконтинуитети равни, дуж којих долази до помјерања (клизања) [100]. Теорија оријентације расједа наводи три главна напона S_v , S_H и S_h , који се користе за дефинисање три тектонска режима, који описују кинематичко понашање тектонских расједних зона [101].

У нормалном расједном режиму, вертикално напрезање је максимално главно напрезање. У режиму хоризонталног смицања, хоризонтално напрезање је максимално главно напрезање, а код реверсног режима расједа најмање је главно напрезање $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (σ_1 – максималан стрес, σ_2 – средњи стрес и σ_3 – минимални стрес).

Различита напрезања узрокују деформацију Земљине коре [102]:

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij}(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3. \quad (4.16)$$

Anderson је 1951. године развио модеран механички концепт поријекла расједа, гдје је нагласио њихову важну улогу у тектонским покретима. Он је навео три главна расједа, који имају за резултат три главне класе неједнакости које могу постојати између главних напрезања (слика 4.16), а који се односе на изотропне и хомогене стијене.



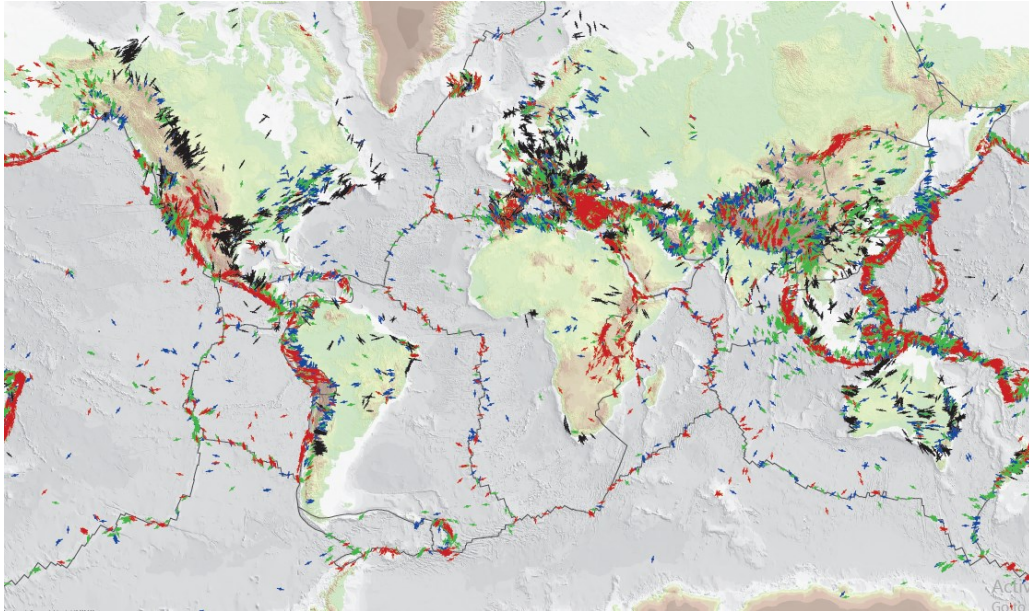
Слика 4.16. Андерсонове врсте расједа у физичком простору [103]

4.10. Глобалне информације о савременом пољу напрезања у Земљиној кори

Свјетска карта напрезања WSM (енгл. World Stress Map) представља глобалне информације о савременом пољу напрезања у Земљиној кори. WSM је колаборативни пројекат академске заједнице, индустрије и владиних организација, са циљем да се разумију извори настанка напрезања у Земљиној кори. Овај пројекат био је покренут 1986. године од стране Међународне организације ILP (енгл. International Lithosphere Program), међутим, прве резултате WSM објавио је Zoback 1992. године. Ово издање базе података WSM из 1992. године показало је да су дуги просторни таласи узроци напрезања који постоје на многим тектонским плочама (Сјеверна Америка, Европа и Јужна Америка), те да силе на границама тектонских плоча узрокују њихова кретања и иницијатори су првог реда на узроке настанка напрезања [104], [105].

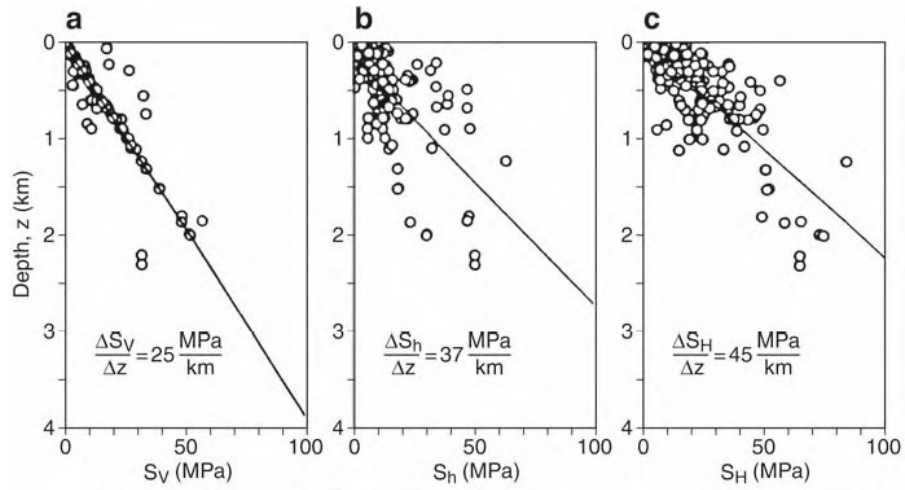
На слици 4.17. приказана је посљедња верзија WSM базе података из 2016. године. Она представља глобалну компилацију информација са 42.870 података о напрезањима Земљине коре, скоро двоструко више података у односу на верзију WSM базе података из 2008. године са 21.750 података.

Предвиђање земљотреса ослања се на поље напрезања Земљине коре, као и на информације о промјени поља напрезања током времена. Процјеном напрезања добијених из сателитских података, методом глобалног навигационог система, инверзним поступком се одређују напрезања у тијелу, без много познавања материјалних конститутивних односа [106].



Слика 4.17. Карта напрезања, последња верзија WSM базе података из 2016. године [107]

Извори Европског стресног поља настају услед гурања средњеокеанског гребена (подводни планински ланац) сјеверног Атлантика и снажним сударима између Евроазијске и Афричке плоче. На слици 4.18. приказане су варијације величина напрезања са промјеном дубине. У просјеку, европски градијенти вертикалног, минималног хоризонталног и максималног хоризонталог напрезања са порастом дубине износе 25, 37 и 45 МПа km^{-1} .



Слика 4.18. Варијације величине напрезања са промјеном дубине: а) вертикална S_V , б) минимална хоризонтална S_h , в) максимална хоризонтална S_H [97]

5. ВРЕМЕНСКЕ СЕРИЈЕ GNSS КООРДИНАТА

Развој GNSS технологије, у посљедње двије деценије, промијенио је приступ и начин проучавања динамике Земљине површине. Временске серије GNSS координата представљају значајан дио геодетског и геодинамичког истраживања, нарочито кад су у питању континуирана GNSS мјерења. Временске серије GNSS координата користе се за потребе квантификације малих деформација Земљине коре. Оне се примјењују за проучавања кретања тектонских плоча, деформација Земљине коре усљед земљотреса, вулкана и других геофизичких појава.

Временске серије GNSS координата пружају врло прецизне процјене положаја и брзине GNSS антене, које представљају основне податке за геодинамичку интерпретацију [109]. За детаљну анализу временских серија GNSS координата, прије процјене брзина станица треба спровести анализу карактеристика шума и периодичног сигнала, која омогућује детаљније увиде у процесе везане за станицу и околину станице. Одговарајућа статистичка анализа обојеног шума пружа поузданију процјену несигурности брзине и може јасно да укаже на информацију о стабилности станице.

Периодични сезонски сигнали, који се јављају као посљедица атмосферских, хидролошких, топлотних ефеката и локалних ефеката на околину (вишезначајне путање GNSS сигнала), утичу на временске серије, при чему се јављају периодичне варијације координата. Моделовање сезонских сигнала је веома значајно, јер утиче на процјене параметара из временских серија, посебно мјеста брзина [109], [110].

У овом поглављу су описане временске серије и методе за њихову анализу које су коришћене у овој дисертацији за моделовање тектонског помјерања и квантификације деформација Земљине коре на основу временских серија GNSS координата.

5.1. Дефиниција и типови временских серија

Крајем 20. и почетком 21. вијека долази до развоја многих статистичких дисциплина, међу којима је и анализа временских серија. Анализа временских серија представља статистичку дисциплину чији је циљ да се на основу посматраних или мјерених сигнала и појава у различитим временским тачкама издвоје значајне информације које доводе до нових и јединствених рјешења у статистичком моделовању и закључивању.

Временском серијом сматра се било који уређени низ мјерења, који је реализован у различитим епохама, обично у једнаким временским интервалима, којима се прате промјене неке статистичке појаве. Ниво појава може се односити на један временски период – то су моментне временске серије, и на одређени временски период (мјесец, квартал, година итд.) – то су интервалне временске серије.

Модели временских серија имају различите облике и представљају различите стохастичке процесе. Они се обично класификују као модели у временском и фреквентном домену. Модел у временском домену заснован је на посматрању временске серије као функције времена, док модел у фреквентном домену анализира математичке функције или сигнал с обзиром на фреквенцију. То су модели који припадају подручју хармонијске и спектралне анализе.

Временска серија састоји се од четири компоненте: компоненте тренда $T(t)$, цикличне компоненте $C(t)$, сезонске компоненте $S(t)$ и $E(t)$ – која представља компоненту других случајних или систематских нестабилности. Компоненте се комбинују на начин да буду мултипликативне или адитивне, тако да се временска серија може изразити као:

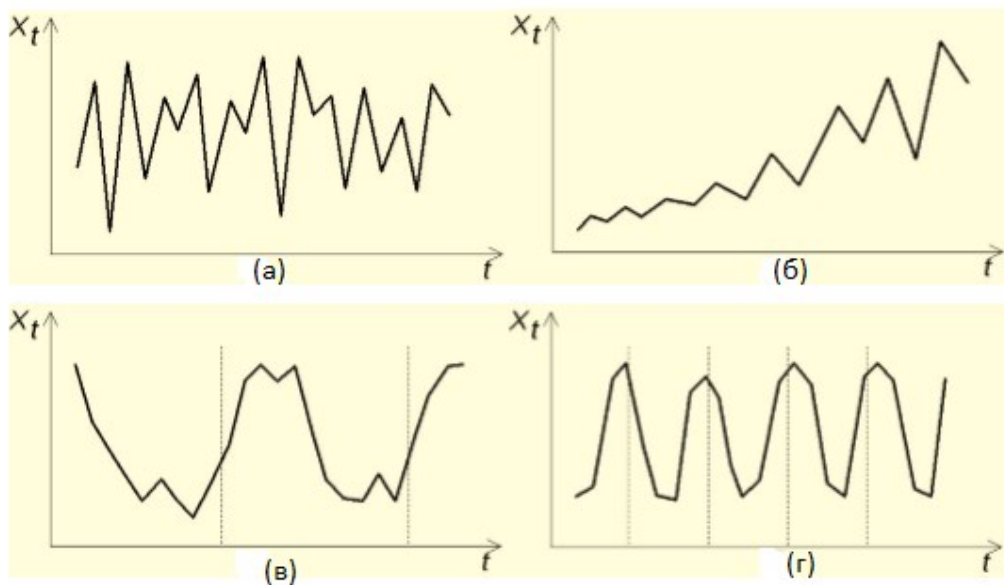
$$\begin{aligned} X(t) &= T(t) \times C(t) \times S(t) \times E(t) \\ X(t) &= T(t) + C(t) + S(t) + E(t) \end{aligned} \quad (5.1)$$

гдје је аргумент t вријеме опажања серије. Традиционалне методе анализе временских серија углавном се односе на декомпозицију промјена тренда, сезонских и цикличних промјена.

Основни карактеристични типови временских серија представљени су на слици 5.1, гдје $X(t)$ представља посматрање временске серије у тренутку t . Константан процес (слика 5.1. (а)) карактеришу случајна одступања око константног нивоа (ниво серије се не мијења током времена). За такве временске серије кажемо да су стационарне. Временска серија са трендом (слика 5.1. (б)) показује изражен тренд, тенденцију у развоју неке појаве (раст или опадање) у посматраном периоду. За ове временске серије каже се да су нестационарне, јер са порастом нивоа временске серије расте и њена варијанса, представљајући нестационарност и у погледу варијанси. На слици 5.1. (в) и слици 5.1. (г) представљене су временске серије код којих се промјене периодично понављају: цикличне промјене и сезонске промјене. Циклична компонента представља период понављања сличног тока временске серије за период дужи од годину дана. Сезонска компонента представља временску серију која показује редовне осцилације понављања у периодима до годину дана (годишња, полугодишња, квартална или мјесечна).

Компоненте других случајних или систематских нестабилности јесу компоненте које су непредвидљиве и саставни су дио сваке серије. Оне представљају остатке временске серије када су друге компоненте уклоњене. Анализа временске серије GNSS координата и одређивање преобладавајућег шума у временској серији GNSS координата заправо се односи на анализу компоненте $E(t)$ [112].

Процјена тренда представља полазну основу у геофизичким истраживањима. Поред значајних епизодних деформација, као што су велики земљотреси, линеарни тренд може бити добар показатељ деформационог понашања.



Слика 5.1. Типови временских серија: а) константан процес, б) процес са трендом, в) серија са цикличним варијацијама, г) серија са сезонским варијацијама [111]

Тренд временске серије може бити стохастички и детерминистички. Детерминистички тренд представља тренд који се може описати математичким релацијама. Временске серије се у погледу избора математичке релације могу описати различитим моделима: линеарним, нелинеарним, експоненцијалним, параболичним и другим. Међутим, уколико је тренд временске серије стохастички, тада се он мијења под утицајем случајних фактора, тј. понашање временске серије не може се предвидјети и има стохастички карактер.

5.2. Стохастички процеси

Како би се анализирала временска серија GNSS координата, корисно је поставити статистички модел у облику стохастичког процеса. Стохастички процес може бити описан као статистичка појава која се временом развијала. Један од начина описивања стохастичког процеса јесте одређивање заједничке дистрибуције опажања $y_{(t_1)}, y_{(t_2)}, \dots, y_{(t_m)}$, за било који низ времена t_1, t_2, \dots, t_n и било коју вриједност n . Другим ријечима, стохастички процес је скуп случајних промјенљивих y_i , гдје

t представља вриједност тренутка времена (дани, мјесеци, године, итд.). Како би се одредиле неке од основних карактеристика стохастичког процеса временске серије GNSS координата (средња вриједност, варијанса и коваријанса), потребан је низ података једне GNSS станице у времену који одговара тренуцима t . Најважнија статистичка особина временских серија је њихова стационарност. Средња вриједност, варијанса, аутокорељација итд. стални су током времена.

Већина метода статистичких прогноза заснива се на претпоставци да се временске серије могу приказати стационарним моделима, кориштењем математичких трансформација, што омогућава лакше и прецизније предвиђање будућих вриједности временских серија.

5.3. Уопштени стохастички процеси

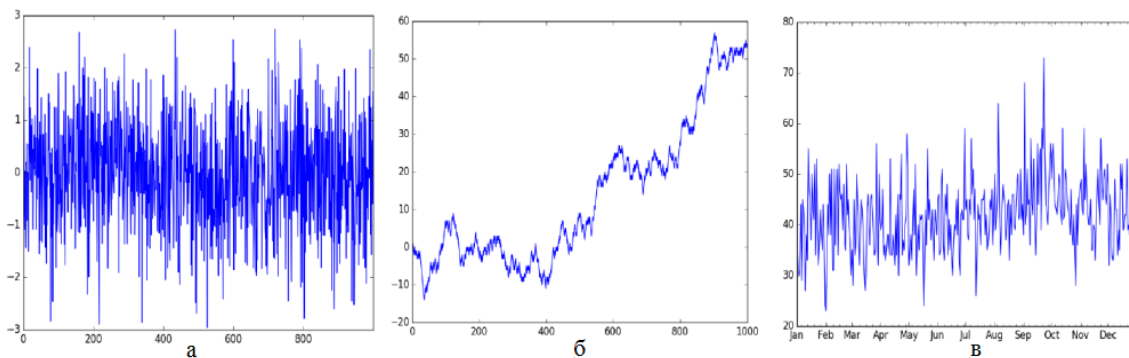
Уопштени стохастички процеси уведени су први пут 1955. године. Осамдесетих година двадесетог вијека, њихова теорија доживјела је значајан развој, док се посљедњих деценија често појављују и као модели у проучавању великог броја геофизичких појава.

Уопштени стохастички процеси имају једноставна математичка својства и показали су се од користи у областима геодинамичких истраживања. Приликом анализе временске серије GNSS координата, важно је разумјети појмове фракцијског Гаусовог шума (енгл. Gaussian noise) и фракцијског Брауновог кретања (енгл. Brownian noise), те разлике између њих.

Гаусов шум, назван по Карлу Фридриху Гаусу (Carl Friedrich Gauss), представља статистички шум који има вјероватноћу функције густине PDF (енгл. Probability Density Function) једнаку функцији нормалне расподеле, која се назива Гаусова дистрибуција. Фракцијски Гаусов шум (бијели шум) представља посебан случај, у којем су вриједности у било које вријеме једнако распоређене и статистички независне (некорелисане). Он представља стационаран процес који се креће релативно константним нивоом око средње вриједности, која остаје релативно константна током времена.

Фракцијско Брауново кретање (шум треперења и шум случајног хода) јесте нестационарни процес назван по Роберту Брауну (Robert Brown). У литератури се може наћи као Брауново кретање или Винеров процес (енгл. Wiener process). Код нестационарних процеса, статистички моменти процеса (средња вриједност и варијанса) зависни су од времена.

Временска серија узорака бијелог шума, шума треперења и шума случајног хода представљена је на слици 5.2. У наставку овог поглавља, ове временске серије биће изложене у сажетом облику, само онолико колико је неопходно за проучавање геофизичких појава, тј. само основне чињенице о уопштеним стохастичким процесима.



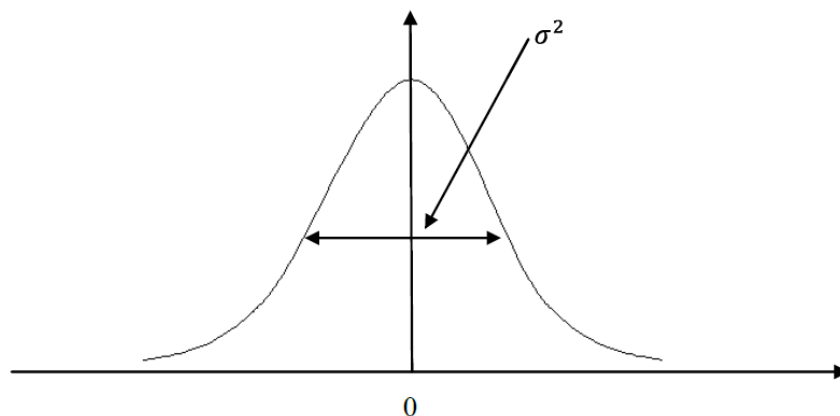
Слика 5.2. Временска серија узорака: бијели шум (а), шум случајног хода (б), и шум треперења (в) [113]

5.3.1. Уопштени стохастички процес – бијели шум

Бијели шум је први пут дефинисан и описан кориштењем теорије дистрибуција (слика 5.3). Он представља потпуно случајан процес, који на извјестан начин кореспондира случајној грешци линеарног модела.

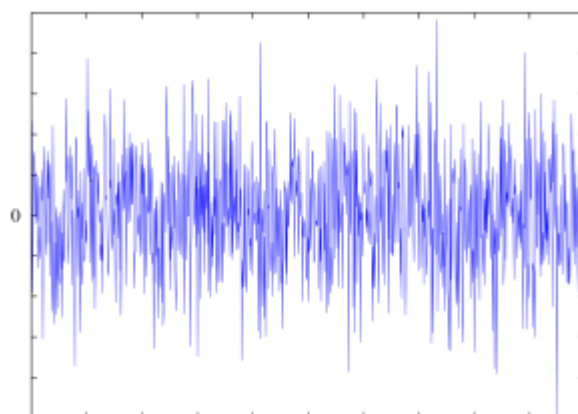
Бијели шум је случајни сигнал с константном спектралном густином снаге и представља временски некорелисану појаву. Другим ријечима, бијели шум има спектралну густину у којој све фреквенције учествују са истом густином.

У дискретном времену, бијели шум је дискретни сигнал чији се узорци сматрају слиједом серијских некорелисаних случајних промјенљивих с нултом средњом и коначном варијансом.

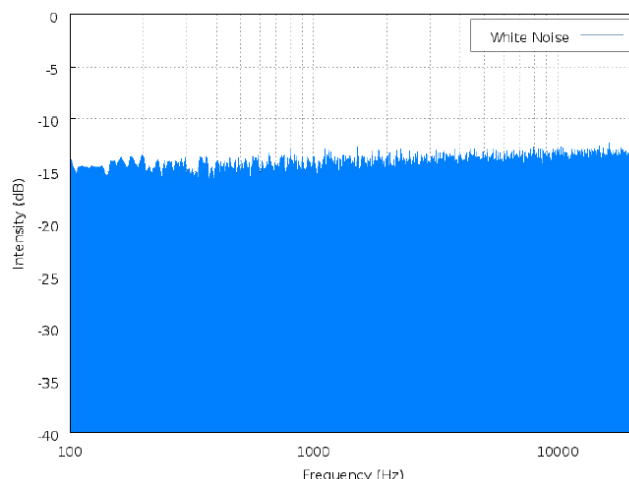


Слика 5.3. Расподјела процеса бијелог шума

Бесконачни сигнал бијелог шума је чисто теоријска конструкција. Према томе, случајни сигнали сматрају се „бијелим шумом” ако имају раван спектар у распону фреквенција које су релевантне за контекст (слика 5.4. и слика 5.5).



Слика 5.4. Случајни сигнал са узорцима временски некорелисаних појава [114]



Слика 5.5. Бијели шум – снага једнака у свим фреквенцијским појасевима [114]

Учинак бијелог шума може се увелико смањити кроз честа мјерења и рачунањем просјечне средње вриједности (осредњавањем). Он је независан од фреквенција. Најважније својство бијелог шума је у томе што не садржи геофизичке информације, али за филтрирање ове врсте шума морају се знати његове статистике. Проблем је у томе што унутар временске серије GNSS координата бијели шум није једина врста шума и морају се користити сложенији типови шума да би се исправно процијенила брзина и њихова несигурност.

5.3.2. Обојени шумови – шум случајног хода и шум треперења

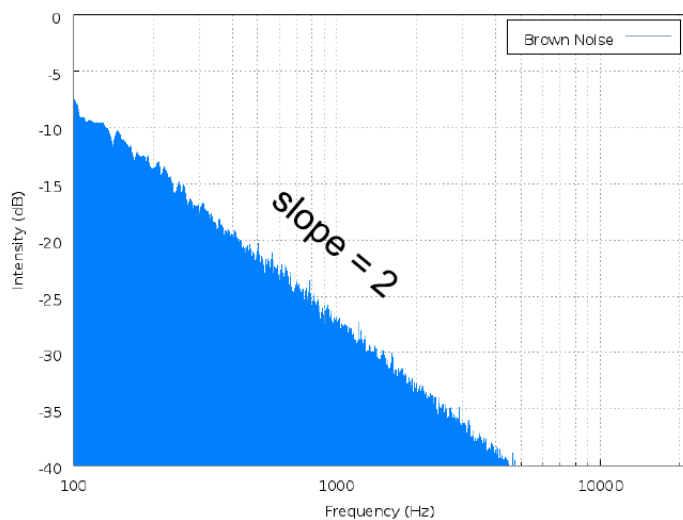
Обојени шумови су стохастички процеси са узорцима корелисаним у времену. Двије уобичајене врсте обојених шума јесу шум треперења и шум случајног хода.

Шум случајног хода је математички објекат, познат као стохастички процес, који описује пут који се састоји од низа случајних корака на неком математичком простору. Случајни ход објашњава посматрана понашања многих процеса у тим пољима и тако служи као темељни модел за забиљежену стохастичку активност. Појам *случајни ход* први је увео Karl Pearson 1905. године.

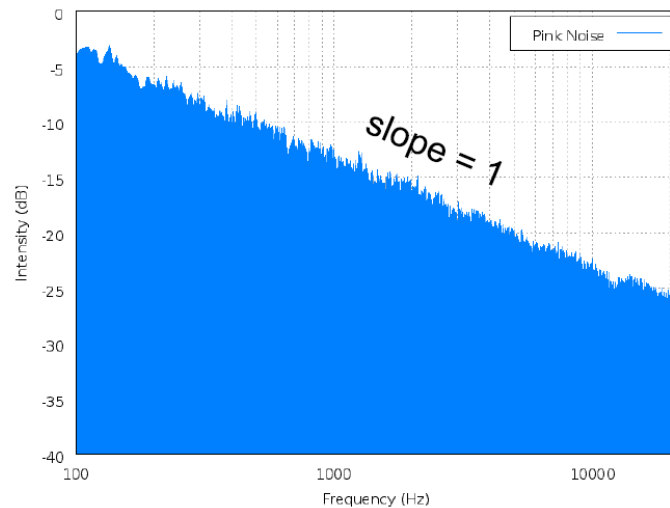
Мала компонента шума случајног хода може имати значајан утицај на процијењену грешку тренда и зато је важно квантификовати њену величину [115].

Шум случајног хода (слика 5.6) и шум треперења (слика 5.7) имају више снаге на нижем нивоу фреквенције. Шум случајног хода има снагу пропорционалну $1/f^2$, док шум треперења има снагу пропорционалну $1/f$.

Код обраде временских серија GNSS координата, од великог значаја је да се узме у обзир процјена грешака GNSS шума у боји. Иако анализа шума у временској серији представља важну улогу за добијање реалнијих несигурности параметара, она не пружа средства за њено смањење. Међутим, класификација компоненти шума може пружити траг о извору шума и указати на циљана подручја, чиме се повећава тачност и прецизност.



Слика 5.6. Шум случајног хода [114]



Слика 5.7. Шум треперења [114]

Честа мјерења и рачунање просјечне средње вриједности (осредњавање) мање су корисни и, заправо, немају никакав значај код шума случајног хода.

5.4. Регресија временске серије

Регресиона анализа је скуп статистичких метода којима се открива постојање везе између посматраних обиљежја везаних за ту појаву, као и њихов облик и смјер. Регресиона анализа укључује многе технике за моделовање и анализу промјенљивих, гдје се фокус ставља на однос између зависне промјенљиве, која се обично означава са Y , и једне или више независних промјенљивих, које се обично означавају са x_1, x_2, \dots, x_n , гдје је n број независних промјенљивих. Значај споменуте методе огледа се у могућности предвиђања исхода одређене појаве на основу сазнања о неким другим појавама. Регресиона анализа има широку примјену у предвиђању и прогнозирању појава у разним областима. Развијене су многе технике регресионе анализе према природи везе између зависне и независних променљивих, као што су линеарна, нелинеарна, полиномска, хармонијска регресија. За добијање регресионе линије узорка потребно је оцијенити коефицијенте тачкастом методом, како би се добијене конкретне вриједности могле користити. Различитим методама постижу се различите особине оцијењених коефицијената. Најчешће коришћене тачкасте методе јесу:

метода најмањих квадрата, метода максималне вјеродостојности, најбоље линеарно непристрасно оцјењивање и метода момената.

5.4.1. Линеарна регресија

Најпознатија метода регресионе анализе је линеарна регресија. Модел линеарног тренда гласи:

$$Y_t = \beta_0 + \beta_1 x + e, \quad (5.2)$$

гдје је e стохастички члан. Параметри β_0 и β_1 су непознате величине и оцјењују се једино на основу узорка. Оцијењена функција линеарног тренда гласи:

$$\hat{y}_t = b_0 + b_1 x. \quad (5.3)$$

У наведеном изразу y_t представља оцјену просјечних вриједности појаве, b_0 и b_1 су оцјене параметара тренда β_0 и β_1 , респективно, док се x односи на податке који означавају вријеме.

Метода најмањих квадрата једна је од најстаријих и најпознатијих метода линеарне регресије, гдје се регресиона функција дефинише преко коначног броја непознатих параметара, који се процјењују на основу података. Сума квадрата разлике зависног фактора и његовог очекивања за сваки елемент узорка треба да је што мања:

$$\sum [y_i - (b_0 + b_1 x_i)]^2 = \min. \quad (5.4)$$

Примјеном наведеног критеријума, након изједначавања парцијалних извода са нулом, долази се до система нормалних једначина са двије непознате величине, b_0 и b_1 :

$$\begin{aligned} \sum y_i &= n \cdot b_0 + b_1 \sum x \\ \sum xy_i &= b_0 \sum x + b_1 \sum x^2 \end{aligned} \quad (5.5)$$

Ако се крене од претпоставке да сваки узорак долази из одређене популације и да је вјероватноћа да је узорак из одређене популације највећи за популацију којој припада, дефинише се функција максималне вјеродостојности као расподела популације којој узорак највероватније припада. Да би се дошло до оцјене методом максималне вјеродостојности, прво треба одредити функцију вјеродостојности за опажања у узорку и потом је максимизирати по непознатим параметрима. У случају вишеструке линеарне регресије, то је нормална расподела, јер се претпоставља да зависна промјенљива има нормалну расподелу:

$$L = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{\left(\frac{-\sum_{i=1}^n (y_i - \beta_0 - \beta_1 X_{i1} - \beta_2 X_{i2} - \dots - \beta_k X_{ik})}{\sigma}\right)^2}. \quad (5.6)$$

Будући да је лакше радити са логаритмом функције вјеродостојности, у конкретном случају, вриједности које максимизирају су исте као и вриједности које максимизирају њен логаритам:

$$\ln L = -\frac{n}{2} \log(2\pi) - \frac{n}{2} \log(\sigma^2) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n (Y_i - \beta_0 - \beta_1 X_{i1} - \beta_2 X_{i2} - \dots - \beta_k X_{ik})^2. \quad (5.7)$$

Диференцирајући горњу функцију по коефицијентима β , $i = 0, 1, \dots, k$ и одступању σ^2 , изједначавајући са 0 добија се систем једначина. Рјешавањем оваквог система добијају се оцјене за коефицијенте β , $i = 0, 1, \dots, k$ и за одступање σ^2 . Оцјене за коефицијенте су исте као и код методе најмањих квадрата, а оцјена σ^2 је:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2. \quad (5.8)$$

Линеарна регресија је корисна за истраживање односа независне и зависне промјенљиве када је веза линеарна. Међутим, постоје проблеми када постоји аутокорелација у временској серији, у којој вриједности у једном тренутку могу утицати на вриједности претходног времена. То се догађа када вриједности

зависне промјенљиве током времена нису случајно распоређене. Природни процеси на Земљи често показују сложеније понашање. Методе темељене на линеарним техникама могу дати незадовољавајуће резултате, јер се линеарном регресијом не успијевају ухватити сезонски и циклични трендови у временским серијама. За већину метода нелинеарне анализе података треба имати дугачке или стационарне серије података.

5.4.2. Полиномска регресија

У ситуацијама гдје се функционалан однос између зависне промјенљиве Y и независне промјенљиве x не може изразити линеарним моделом, користи се полиномска регресија. Такви модели зову се нелинеарни или криволинијски модели регресије. Модел полиномне регресије другог реда са једном независном промјенљивом гласи:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x + \beta_2 x^2 + \dots + \beta_m x^m + e, \quad (5.9)$$

гдје су $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_m$ коефицијенти регресије (непознати параметри који се процјењују) и e случајна промјенљива. Ако се скуп података састоји од n парова (x_i, Y_i) , $i = 1, 2, \dots, n$, тада се методом најмањих квадрата добија процјена параметара $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_m$ тако да се минимизира:

$$L = \sum_{i=1}^n \left(Y_i - \hat{\beta}_0 - \hat{\beta}_1 x_i - \hat{\beta}_2 x_i^2 - \dots - \hat{\beta}_m x_i^m \right)^2 \rightarrow \min. \quad (5.10)$$

Да би се утврдиле процјене, рачунају се парцијални изводи у односу на $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_m$, горенаведеног збира квадрата, тако да су у тачки у којој функција достиже минимум њени први парцијални изводи једнаки нули, тј. рјешење се своди на рјешавање једначине:

$$\frac{\partial L}{\partial \hat{\beta}} = 0. \quad (5.11)$$

На тај начин, преуређивањем добијених једначина, добијају се процјене параметара $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_m$, које задовољавају сљедећи скуп $m+1$ линеарних једначина и које се називају нормалне једначине методе најмањих квадрата:

$$\begin{aligned}
 \sum_{i=1}^n Y_i &= \hat{\beta}_0 n + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n x_i + \hat{\beta}_2 \sum_{i=1}^n x_i^2 + \dots + \hat{\beta}_m \sum_{i=1}^n x_i^m \\
 \sum_{i=1}^n x_i Y_i &= \hat{\beta}_0 \sum_{i=1}^n x_i + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n x_i^2 + \hat{\beta}_2 \sum_{i=1}^n x_i^3 + \dots + \hat{\beta}_m \sum_{i=1}^n x_i^{m+1} \\
 \sum_{i=1}^n x_i^2 Y_i &= \hat{\beta}_0 \sum_{i=1}^n x_i^2 + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n x_i^3 + \dots + \hat{\beta}_m \sum_{i=1}^n x_i^{m+2} \\
 &\vdots \\
 \sum_{i=1}^n x_i^m Y_i &= \hat{\beta}_0 \sum_{i=1}^n x_i^m + \hat{\beta}_1 \sum_{i=1}^n x_i^{m+1} + \dots + \hat{\beta}_m \sum_{i=1}^n x_i^{2m}
 \end{aligned} \tag{5.12}$$

У зависности од вриједности m дефинишу се полиноми различитог реда. За $m=1$ дефинисан је полином првог реда (линеарна функција), за $m=2$ дефинисан је полином другог реда (квадратна функција), за $m=3$ полином је трећег реда, итд. Теоријски, вриједност m може бити било која вриједност из скупа природних бројева, али у пракси се користе углавном полиноми другог и трећег реда. Са порастом реда полинома, процјена параметара $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_m$ модела полиномске регресије постаје математички знатно сложенија. У овим случајевима јавља се и проблем код тумачења процијењених параметара $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_m$. Најбоља полиномска процјена је најнижи могући ред који се појављује, тако да се подаци могу адекватно описати.

5.4.3. Хармонијска регресија

Увођење методе хармонијске процјене најмањих квадрата има за циљ увођење хармонијске функције за издвајање немоделованих ефеката у временској серији. Такви стохастички и функционални модели су корисни за исправно разматрање количине шума и понашање шума у временским серијама GNSS координата.

Сезонски ефекти често варирају током сезона, тако да је много ефикасније, што се тиче броја параметара за оцјењивање, посматрати функције са мање параметара које би оцијениле сезонски ефекат за све сезоне. Синусна и косинусна функција се користе као оцјене сезонске варијације. Синусни талас фреквенције f , амплитуде A и фазе Φ записан је на сљедећи начин:

$$A \sin(2\pi ft + \Phi) = \alpha_s \sin(2\pi f) + \alpha_c \sin(2\pi f), \quad (5.13)$$

гдје су $\alpha_s = A \cos(\Phi)$ и $\alpha_c = A \sin(\Phi)$.

Израз са десне стране једнакости је линеаран по параметрима α_s и α_c , док лијева страна није линеарна, јер се Φ налази унутар синусне функције. Из тог разлога, израз са десне стране је пожељан за дефинисање регресионог модела сезонске компоненте, а параметри α_s и α_c оцјењују се методом најмањих квадрата. За временску серију (x_t) са s сезона постоји $[s/2]$ могућих циклуса. Хармонијски сезонски модел дефинише се са:

$$x_t = m_t + \sum_{i=1}^{(s/2)} [s_i \sin(2\pi i f / s) + c_i \sin(2\pi i f / s)], \quad (5.14)$$

гдје је m_t тренд који укључује слободан члан, а c_i и s_i су, такође, непознати параметри.

5.5. Математички модел временске серије GNSS координата

Математички модел временских серија GNSS координата може се описати као збир детерминистичког (функционалног) дијела, који се односи на дугорочне трендове и сезонске промјене, и стохастичког дијела (шума), који остаје када је детерминистички модел уклоњен из података.

Готово све три компоненте временске серије GNSS координата не представљају само линеарну промјену, већ и значајне нелинеарне промјене у условима сезонских сигнала, дефинисане као годишње и полугодишње промјене. Линеарне

промјене могу се објаснити кроз покрете тектонских плоча, док су нелинеарне промјене углавном узроковане неидентификованим унутрашњим грешкама, везаним за GNSS технологију, као и вањским неузрокованим геофизичким ефектима [116]. Неправилности детектоване помоћу GNSS станица могу бити показатељ активне динамике на расједним плочама, сеизмичких догађаја, тектонских покрета или поремећаја код инструмената [117].

Комплетан модел за временску серију GNSS координата, за једну компоненту положаја, представљен је обликом [118]:

$$y(t_i) = a + \sum_{i=1}^n b_i (t_i - t_0)^i + \sum_{i=1}^{n_p} (c_i \sin(2\pi t_i / p_i) + d_i \cos(2\pi t_i / p_i)) + \sum_{j=1}^{n_g} g_j H(t_i - t_{g_j}) + \sum_{i=1}^{n_A} \left(c_{A_i} + A H \ln \left(1 + \frac{t_i - t_{eq}}{\tau} \right) \right) + \sum_{i=1}^{n_e} (t_{e_i}) \quad (5.15)$$

гдје је y – дневна рјешења временске серије GNSS координата $i = 1, \dots, n$, t_i – ознака серије од n елемената, a – положај станице, b_i – линеарна брзина станице. Коефицијенти c_i и d_i описују годишње и полугодишње амплитуде периодичних кретања (хармонијске компоненте). Сљедећи термини у моделу описују изненадне појаве које су проузроковане опремом или сеизмичким догађајима, за било који број одступања n_g величине g и епохе t_{g_j} , користећи Хевисајдову функцију (јединична одскачна функција која се користи у обради сигнала, како би се представио сигнал који мијења стање). Потом, t_{eq} је вријеме земљотреса (односи се на вријеме главног удара), c – косоизмичко помјерање након земљотреса (представља се логаритамском или експоненцијалном функцијом), A – амплитуда поједностављеног Оморијевог закона, τ – временско кашњење појаве постсеизмичке деформације након главног удара. Посљедњи термин у моделу t_{e_i} означава грешке мјерења, тј. све преостале промјене, које се могу приписати другим случајним или систематским нестабилностима.

Хевисајдова функција аналогна је помјерањима у временским серијама, што је углавном узроковано сеизмичким догађајима или промјенама инструмената,

софтвера и референтног оквира. Линеарни израз одговара положају и брзини промјене GNSS антене, док су хармонијске компоненте укључене за моделовање годишњих, сезонских и феномена који зависе од високих фреквенција присутних у временским серијама. Хармонијска анализа временских серија GNSS координатна показује сезонску анализу варијација координата станица, обично са годишњим или полугодишњим периодом. Периодични сигнали узимају се у обзир у анализи координата временске серије GNSS координата, као елементи функционалног модела.

Након што се одузме детерминистички модел из података, добију се GNSS резидуали или тзв. шум. Резидуали показују колико математички модел одговара изворним подацима. Реалне вриједности резидуала добијене су када су моделоване и уклоњене све осцилације у GNSS подацима.

Параметри модела процјењују се уз претпоставку различитих модела за шум у боји t_{e_i} . Најчешће стохастичке моделе за t_{e_i} представио је Williams 2003. године, са даљим имплементацијама у истраживањима 2008. године.

5.6. Откривање и уклањање аутлејера и офсета из временских серија GNSS координата

Кључни задатак при одређивању процјене брзине и њене несигурности представља откривање и уклањање аутлејера и офсета из временских серија GNSS координата. Брзине положаја станица су оцијењене изравнањем по моделу (5.15), на основу временских серија положаја станица. Приликом моделовања са изабраним узорком временске серије могу се јавити потешкоће. Постоје елементи који имају огроман утицај на модел приликом оцјене брзина. Највећи извори грешака су присуство аутлејера (грубих грешака), офсета, дисконтинуитета и сезонских (периодичних) сигнала у временским серијама. Од тих елемената узорка понекад зависи цијели модел.

5.6.1. Аутлејери у временским серијама GNSS координата

Аутлејери у временским серијама GNSS координата обично су последица систематских грешака, инструменталних кварова, неповољних атмосферских услова, антропогених појава итд. Процјене брзина мјеста из временских серија могу да буду необјективне ако су присутни аутлејери. Они могу доминирати несигурностима брзине, ако се оставе у моделима.

Идентификација аутлејера зависи од статистичких претпоставки, нулте и алтернативне хипотезе, статистичког испитивања и нивоа значајности [119]. Идентификовање аутлејера у скупу података кориштењем теорије поузданости и контроле квалитета предложио је Vaarda 1968. године. Четрдесет година касније, овај приступ се још увијек проучава. Nathan, 2010. године, генерализује мјере поузданости за више аутлејера. Teunissen и Kleusberg су 1998. године предложили DIA поступак идентификовања и уклањања аутлејера у временској серији.

Откривање и уклањање аутлејера у временским серијама GNSS координата, у оквиру докторске дисертације, реализовано је кориштењем робустног алгоритма базираног на статистици медијана и интеркварталног распона IQR (енгл. Interquartile Range) за описивање централне вриједности и расипањем података. IQR узорка података је разлика између 75% и 25%, и представља робустно мјерило. Медијана и IQR рачунају се унутар клизног прозора усмјереног на свако мјерење. Аутлејери су дефинисани за ниво одлуке идентификовања и одбацивања $n = 3$ [120]:

$$\left| \hat{v}_i - \text{median}(\hat{v}_i - w/2, \hat{v}_i + w/2) \right| > n \cdot \text{IQR}(\hat{v}_i - w/2, \hat{v}_i + w/2). \quad (5.16)$$

5.6.2. Офсети у временским серијама GNSS координата

Детекција офсета у временским серијама GNSS координата све је значајнија област, како због утицаја офсета на резултате модела, тако и на анализу и значење офсета у физичким феноменима.

Временске серије GNSS координата често садрже офсете који се јављају усљед природних догађаја, као што су земљотреси, или усљед „вјештачких догађаја“. Они се односе на догађаје који настају усљед промјене опреме, неисправних уређаја, људских фактора и промјена околине. Офсети у појединим подручјима могу постојати као доказ занимљивих геофизичких појава, као што су тектонска кретања или сеизмички догађаји.

Неоткривени офсети негативно утичу на излазни модел и резултати могу да буду необјективни. Откривање офсета у временској серији изводило се из теорије контроле квалитета коју је предложио Vaarda 1968. године.

У овој докторској дисертацији, за откривање офсета у временској серији GNSS координата, коришћен је алгоритам сегментације сигнала [121]. Алгоритам је изворно развијен за обраду слика, на основу варијацијског принципа, од стране Блејка и Зисермана (Blake и Zisserman), 1987. године. Модел производи дјелимично глатку апроксимацију података, која се ломи тамо гдје стање глаткоће није задовољено.

Промјене брзина у временским серијама GNSS координата уочене су након великих земљотреса. Оне се, такође, могу повезати и са другим ефектима, као што су геофизички, који могу изазвати аутентичне и видљиве промјене брзине у временским серијама, под утицајем обојених шума, периодичних сигнала и других временски корелираних сигнала.

5.6.3. Сезонски сигнали у временским серијама GNSS координата

Периодичне функције (сезонски сигнали) у временским серијама GNSS координата од велике су важности за разумијевање еволуције регионалних масовних кретања тектонских плоча. Временске серије GNSS координата, глобалне и регионалне мреже, показују годишње и полугодишње сезонске сигнале [122]. Анализом временских серија GNSS координата у фреквенцијском спектру одређују се доминантни сигнали са сезонским (годишњим и полугодишњим) периодом. Сезонски сигнали, као и офсети, могу се користити за геофизичка истраживања. Међутим, они при оцјени брзина станица у временским серијама

GNSS координата представљају поремећаје и извор шума. Помоћу TSAlyzera, софтвера за анализу временских серија GNSS, истовремено се врши оцјена сезонских сигнала и трендова.

Оцјене карактеристика шума временске серије зависе од присуства сезонских сигнала у временским серијама. Како би се избјегле пристрасне оцјене шума, прије започињања спектралне анализе, неопходно је уклонити сваки значајан периодични сигнал из временских серија GNSS координата. Dong и др., 2002. године, класификују сезонске сигнале као гравитацијске, топлотног поријекла, настале усљед различитих грешака (модел сателитске орбите, модел атмосфере, модел тропосфере, модел јоносфере и локални вишеструки пут). Позиције станица показују и нелинеарно понашање, усљед различитих геофизичких појава и системских техничких грешака [123], [124].

5.7. Априори познати елементи промјена у временским серијама

Унапријед дефинисани подаци, који се односе на информације промјене опреме, земљотреса, периодичних функција и аутлејера, омогућују поузданију обраду и анализу временске серије GNSS координата. Овим поступцима могу се објаснити поједини догађаји и провјерити да ли су промјене изазвале значајне вриједности у временској серији или не. Принцип се може примијенити на све унапријед дефинисане податке, који представљају елементе функционалног модела.

Промјене опреме и промјене конфигурације на GNSS антенама узрокују офсете у временској серији GNSS координата. Ове промјене могу проузроковати системска одступања и промјене карактеристика шума у временским серијама. Велики офсети обично су последице промјена антена, док промјене попут надоградње софтвера имају мање утицаја на офсете, а већи утицај имају на карактеристике шума.

Евиденција земљотреса која је уведена у анализу ове докторске дисертације преузета је из базе података USGS. Delle, 2010. године, доказује да станица на

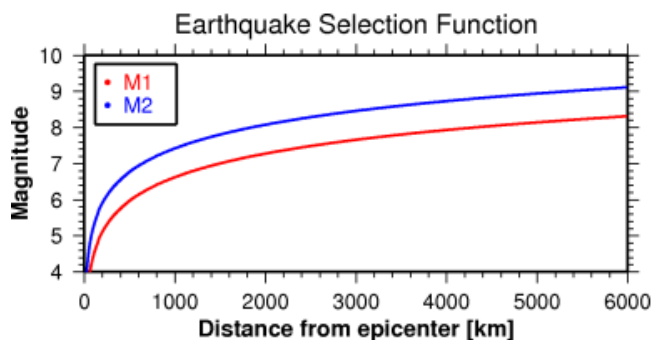
удаљености d (у метрима) од епицентра земљотреса магнитуде M има косеизмичку фазу повезану са земљотресом:

$$M_1 \geq -6.40 + 2.17 \cdot \log_{10} \cdot d . \quad (5.17)$$

Овај израз представља, приближно, средњи учинак земљотреса у временским серијама GNSS координата. Овдје нема алтернативних апроксимација, које се односе на сталне сеизмичке промјене са магнитудама земљотреса и удаљеностима од епицентра. Међутим, из анализе временских серија координата промјене офсета у изразу 5.17, за $+0.8$ магнитуде добија се:

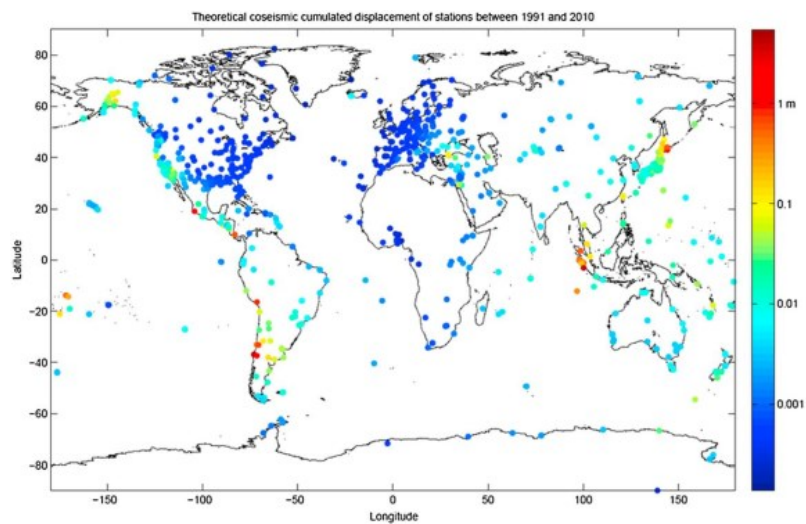
$$M_2 \geq -5.60 + 2.17 \cdot \log_{10} \cdot d , \quad (5.18)$$

што је више репрезентативно за сталне сеизмичке промјене. Слика 5.8. приказује изразе 5.17. и 5.18. као функцију удаљености праћења станица од епицентра земљотреса.



Слика 5.8. Осјетљивост земљотреса [125]

Велике земљотресе обично прати низ земљотресних посљедица, које трају више недјеља или чак мјесеци [126]. Претпоставке косеизмичког моделовања, у комбинацији с геофизичким информацијама, омогућују откривање многих малих дисконтинуитета, који се обично пропусте. Такве информације могу се користити као априори информације у методама за откривање промјена у временској серији GNSS координата. На слици 5.9. представљена су теоријска збирна косеизмичка кретања GPS станица у периоду од 1991. до 2010. године.



Слика 5.9. Теоријска збирна косеизмичка кретања GPS станица у периоду од 1991. до 2010. године [81]

6. СПЕКТРАЛНА АНАЛИЗА ВРЕМЕНСКИХ СЕРИЈА GNSS КООРДИНАТА

Спектрална анализа је метода која се користи за анализу временских серија, на основу које се одређује спектрални садржај временске серије, из коначног скупа мјерења. Спектрална анализа је заснована на спектралној функцији густине и позната је под називом „анализа у фреквентном домену“. Ова метода има могућност да процијени спектралну снагу на свакој фреквенцији и открије „скривене периодичности“ у временским серијама, које су повезане цикличким понашањем или процесима који се понављају.

Основни циљ анализе временске серије GNSS координата у фреквентном домену јесте утврђивање доприноса различитих периодичних компоненти њеној укупној промјенљивости, као и одређивање основних фреквенција у временским серијама и проналажење објашњења система из којих су изведена [127].

Дефинисање периодograma и оцјењивање спектралне функције густине имају широку примјену и важни су за многа подручја, укључујући астрономију, метеорологију, сеизмологију, комуникације, економију, итд. У сеизмологији, спектрална анализа сигнала снимљених прије и током сеизмичког догађаја представља корисне информације о кретању тла, повезане са сеизмичком појавом, и може послужити у њиховом предвиђању.

Спектрална анализа временске серије GNSS координата обезбјеђује главне параметре за разумијевање унутрашњег механизма, који утиче на тектонске покрете. Фуријеова анализа, са методолошког становишта, представља основу анализе временске серије у фреквентном домену. Методе спектралне анализе, као што су брза Фуријеова трансформација – FFT (енгл. Fast Fourier transformation), еволуцијски спектар снаге – EPD (енгл. Evolutionary Power Spectral Density),

спектар снаге таласа – WPS (енгл. Wavelet Power Spectrum) и др., користе се за проналажење периодичних карактеристика у временским серијама, које захтијевају равномјерно размакнуте податке и не могу се користити код података са празнинама, које се често појављују код временских серија GNSS координата.

Постоје начини за промјене неравномјерно распоређених временских серија GNSS координата у моделе равномјерно распоређених. Интерполација је један од приступа, али већина интерполацијских метода даје лоше перформансе и доводи до значајних вјештачких ефеката код података у временском и фреквенцијском домену, посебно када су дужи временски размаци код неравномјерно размакнутих података [128].

Процјена функције спектралне густине и испитивање сезонских сигнала доводи до више потешкоћа него што је случај код линеарне регресије, јер се процјењују функције. Из тих разлога спектрално изглађивање постаје неопходно, јер доводи до компромиса између процјене варијансе и резолуције фреквенције.

6.1. Процјена спектралних индекса

У геонаукама, временске серије GNSS координата углавном су подложне празнинама и често су неравномјерно узорковане. Прекиди настају због неисправности и кварова GNSS пријемника, појаве аутлејера, нестанка струје, итд. За процјену недостајућих података развијене су различите технике. Једна од њих је и Lomb–Scargle модел спектралне анализе.

Како би се истражио утицај временске корелације у временским серијама GNSS координата, врши се процјена спектралних индекса, кориштењем постфит резидуала након уклањања линеарних, полугодишњих и годишњих сигнала и скокова у положају временске серије, математичког модела 5.15. и робустног алгоритма за откривање и уклањање аутлејера у временским серијама GNSS координата, кориштењем израза 5.16.

6.2. Lomb–Scargle модел спектралне анализе

Периодограм Lomb–Scargle често се користи за процјену спектралне густине снаге неједнако узоркованих података. Он је нашао примјену и при откривању и карактеризацији периодичних сигнала у неравномјерно узоркованим временским серијама GNSS координата. Модел је дизајниран да детектује периодичне сигнале у неједнако размакнутих посматрањима, гдје се не јавља потреба за интерполацијом података [129], [130], [131], [132].

Предност ове методе је процјена спектра временских серија са неједнако узоркованим подацима и постојећим празнинама у временској серији [130], [133]. Све фреквенције у Lomb–Scargle моделу нису угловне фреквенције, него фреквенције осцилације (број циклуса по јединици времена).

Алгоритам Lomb–Scargle за анализу временских серија постаје све популарнији у наукама о Земљи. Он процјењује само податке временске серије које су мјерене. Претпостављајући низ $x(t)$ од N података временске серије, нормализовани Lomb–Scargle периодограм P_x као функција угаоне фреквенције $\omega = 2\pi f > 0$ представљен је на сљедећи начин [134]:

$$P_x(\omega) = \frac{1}{2\sigma^2} \left\{ \frac{\left[\sum_{j=1}^N (y_j - \bar{y}) \cos \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^N \cos^2 \omega(t_j - \tau)} + \frac{\left[\sum_{j=1}^N (y_j - \bar{y}) \sin \omega(t_j - \tau) \right]^2}{\sum_{j=1}^N \sin^2 \omega(t_j - \tau)} \right\}, \quad (6.1)$$

гдје је ω угаона фреквенција, σ средњи квадратни коријен и \bar{x} средња вриједност,

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N x_j, \quad (6.2)$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (x_j - \bar{x})^2. \quad (6.3)$$

Константа τ дефинише се као офсет:

$$\tan(2\omega\tau) = \frac{\sum_{j=1}^N \sin 2\omega\tau_j}{\sum_{j=1}^N \cos 2\omega\tau_j}. \quad (6.4)$$

Офсет τ , који чини $P_x(\omega)$ снага спектра, независтан је од промјене временске константе, која се може примијенити на све $x_j (j = 1, \dots, N)$. Да овај посебан избор офсета τ има за посљедицу да је рјешење $P_x(\omega)$ идентично са резултатима добијеним методом најмањих квадрата синусних и косинусних функција у низу података $x(t)$, показао је Scargle 1982. године:

$$x(t) = A \cos \omega t + B \sin \omega t. \quad (6.5)$$

Периодограм се рачуна у распону Nyquist-ове фреквенције. Nyquist-ове фреквенције узорковања су двоструко веће фреквенције узорковања $f = 2f_0$ (енгл. Nyquist Sampling Rate). Повезано са теоријом узорковања, Nyquist-ова фреквенција представља максималну фреквенцију коју сигнал може имати да би се могао узорковати датом фреквенцијом узорковања.

Lomb–Scargle периодограм није ништа друго него дискретна Фуријеова трансформација DFT (енгл. Discrete Fourier Transformation) са недостајућим узорцима постављеним на нулу.

Lomb–Scargle има посебне предности у односу на класични периодограм. Расподјела шума на свакој појединачној фреквенцији је χ^2 дистрибуција под нултом хипотезом, а резултат је еквивалентан за периодограм изведен методом најмањих квадрата.

Ако су h_j вриједности података узорковане у времену t_j , гдје је $j = 1, 2, \dots, N$, и ако се претпостави да $\langle h_j \rangle \equiv N^{-1} \sum h_j = 0$, тад је свакој тачки у подацима придружена стандардна грешка σ_j .

Нулта хипотеза (H_0) у подацима гдје нема сигнала гласи:

$$H_0 : \quad h_j = 0 + e_j, \quad e_j \sim N(0, \sigma_j^2), \quad (6.6)$$

гдје је $N(0, \sigma_j^2)$ – нормална дистрибуција са средњом вриједношћу μ и варијансом σ^2 . Проба за фреквенцију f , тј. алтернативна хипотеза H_1 јесте:

$$H_1: h_j = A \cos[\omega(t_j - \tau)] + B \sin[\omega(t_j - \tau)] + e_j = Ac_j + Bs_j + e_j, e_j \sim N(0, \sigma_j^2), \quad (6.7)$$

гдје је $\omega = 2\pi f$ и τ је произвољан временски офсет. Даље се уводи:

$$c_j = \cos[\omega(t_j - \tau)], \quad (6.8)$$

$$s_j = \sin[\omega(t_j - \tau)]. \quad (6.9)$$

Хи-квадрат (χ^2) користи се као мјерило доброг прилагођавања различитим моделима, тако да из нулте хипотезе (H_0) слиједи:

$$\chi_0^2 = \sum_j (h_j / \sigma_j)^2, \quad (6.10)$$

док из алтернативне хипотезе (H_1) за слободне параметре A и B , прилагођене минимизирањем, слиједи:

$$\chi_1^2 = \sum_j \left(\frac{Ac_j + Bs_j - h_j}{\sigma_j} \right)^2. \quad (6.11)$$

За снагу фреквенције f узима се половина смањена хи-квадратом (χ^2):

$$P(f) = \frac{1}{2} (\chi_0^2 - \chi_{1,\min}^2). \quad (6.12)$$

Када се израчуна за одређени број фреквенција, ово даје тзв. нормализовани Lomb–Scargle периодограм $P(f)$. Ако је периодични сигнал присутан, очекује се да ће периодограм имати максимум у близини тачне фреквенције. Ако нема сигнала, H_0 је потврђена, вриједност $P(f)$ у било којој фреквенцији слиједи експоненцијалну расподјелу вјероватноће:

$$(P > z) = e^{-z}. \quad (6.13)$$

Долази се до:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \chi_1^2}{\partial A} &= 0 \\ \frac{\partial \chi_1^2}{\partial B} &= 0 \end{aligned}, \quad (6.14)$$

Даље слиједи линеаран систем једначина за непознате A и B :

$$\begin{aligned} A \sum_j \frac{c_j^2}{\sigma_j^2} + B \sum_j \frac{s_j c_j}{\sigma_j^2} &= \sum_j \frac{h_j c_j}{\sigma_j^2} \\ A \sum_j \frac{c_j s_j}{\sigma_j^2} + B \sum_j \frac{s_j^2}{\sigma_j^2} &= \sum_j \frac{h_j s_j}{\sigma_j^2} \end{aligned}. \quad (6.15)$$

Рјешење се поједностављује ако се изабере τ , тако да вандијагонални односи матрице једначина нестају:

$$\begin{aligned} \sum_j \frac{s_j c_j}{\sigma_j^2} &= \sum_j \sigma_j^{-2} \sin(\omega t_j - \omega \tau) \cos(\omega t_j - \omega \tau) = \frac{1}{2} \sum_j \sigma_j^{-2} \sin 2(\omega t_j - \omega \tau) = \\ &= \frac{1}{2} \left(\sum_j \sigma_j^{-2} \sin(2\omega t_j) \cos(2\omega \tau) - \sum_j \sigma_j^{-2} \cos(2\omega t_j) \sin(2\omega \tau) \right) = 0 \end{aligned} \quad (6.16)$$

\Rightarrow

$$\tan(2\omega \tau) = \frac{\sum_j \sigma_j^{-2} \sin(2\omega t_j)}{\sum_j \sigma_j^{-2} \cos(2\omega t_j)}. \quad (6.17)$$

Са овим τ рјешење за непознате A и B је:

$$A = \frac{\sum_j h_j c_j / \sigma_j^2}{\sum_j c_j^2 / \sigma_j^2}, \quad (6.18)$$

$$B = \frac{\sum_j h_j s_j / \sigma_j^2}{\sum_j s_j^2 / \sigma_j^2}, \quad (6.19)$$

одакле слиједи:

$$\chi_{1,\min}^2 = \sum_j h_j^2 / \sigma_j^2 - \frac{\left(\sum_j h_j c_j / \sigma_j^2\right)^2}{\sum_j c_j^2 / \sigma_j^2} - \frac{\left(\sum_j h_j s_j / \sigma_j^2\right)^2}{\sum_j s_j^2 / \sigma_j^2}. \quad (6.20)$$

Периодограм гласи:

$$P(f) = \frac{1}{2} \left[\frac{\left(\sum_j h_j c_j / \sigma_j^2\right)^2}{\sum_j c_j^2 / \sigma_j^2} - \frac{\left(\sum_j h_j s_j / \sigma_j^2\right)^2}{\sum_j s_j^2 / \sigma_j^2} \right]. \quad (6.21)$$

6.3. Шум у временским серијама GNSS координата

Примјена временских серија GNSS координата за праћење геофизичких појава, као што су земљотреси и тектонски покрети, доводи до разумијевања дугорочних грешака у временским серијама. Донедавно се сматрало да су грешке мјерења статистички некорелисане, тј. да је само бијели шум присутан у временским серијама GNSS координата. Многбројна истраживања пружила су доказе за постојање и обојених шума, као и постојање високих корелација у геодетским подацима. Постојање обојених шума потврђује да временске серије GNSS координата нису потпуно независне у простору и времену.

Претпоставке да је шум у временској серији GNSS координата чисто бијели доводе до грубо процијењених несигурности брзина станица [135], [134]. Класификација и квантификација компоненте шума у временским серијама од великог су значаја у областима геодинамике и сеизмологије.

6.3.1. Модели шума и извори шума

Постоје различити модели шума који су садржани у временским серијама GNSS координата, као што су бијели шум, шум треперења и шум случајног хода.

Са циљем процјене реалнијих несигурности брзина површинске деформације, треба водити рачуна о томе да су грешке мјерења, обојени шумови (шум треперења и шум случајног хода), корелисане у времену [136], [137], [138].

Познато је да шум у временским серијама (енгл. power-law noise) сlijеди модел шума са компонентама бијелог шума, случајног шума и шума треперења.

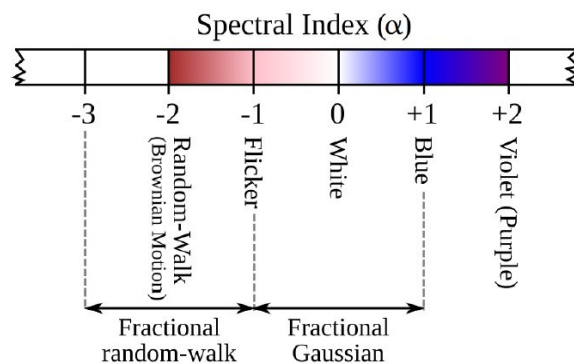
6.3.2. Анализа помоћу спектралног индекса (α)

Претходна истраживања показују да шум у геофизичком смислу временске серије корелира у времену и да се шум у временским серијама GNSS координата може описати као понашање временског домена, које има спектар снаге облика [139], [136], [134], [137]:

$$P(f) = P_0(f / f_0)^\alpha, \quad (6.22)$$

гдје је f – просторна или временска фреквенција, f_0 и P_0 – нормализацијске константе, α – спектрални индекс. Спектрални индекс је добар показатељ карактеризације извора шума. Обично се спектрални индекс α , у геофизичким феноменима, креће у распону $-3 < \alpha < +1$ [136] (слика 6.1). Спектрални индекси дијеле се на фрактално Брауново кретање ($-3 < \alpha < -1$) и фрактално Гаусово кретање ($-1 < \alpha < +1$). Специјални случајеви спектралних индекса јесу: специјални случај некорелисаног бијелог шума ($\alpha = 0$), шум треперења ($\alpha = -1$) и шум случајног хода ($\alpha = -2$).

Мањи α подразумева више корелисан процес и веће релативне снаге на нижем нивоу фреквенције, тј. веће α представља већу временску корелацију последице шума.



Слика 6.1. Спектрални индекси шума у геофизичким појавама [140]

Спектрални индекс је добар показатељ за карактеризацију извора шума. У односу на спектрални индекс α , геофизички догађаји могу се подијелити на стационарни и нестационарни процес. Фрактално Брауново кретање је нестационарни, а фракцијски Гаусов процес је стационарни процес.

Стационарни процес је стохастички процес, такав да се параметри као што су средња вриједност и варијанса не мијењају током времена. Међутим, подаци су често нестационарни, тако да се средња вриједност, одступања и коваријансе мијењају током времена. Нестационарна понашања могу бити трендови, циклуси, случајне шетње или њихове комбинације. Нестационарни подаци су непредвидљиви и не могу се моделовати нити прогнозировать. Значајан тип нестационарног процеса, који не укључује трендовско понашање, јесте циклостационарни процес. Циклостационарни процес представља стохастички процес који се циклично мијења с временом. Нестационарни процес се огледа у многим природним процесима и он има већу снагу на ниским фреквенцијама. Његов спектар моћи показује да има негативне индексе у распону од -3 до -1 [137].

Несигурност спектралног индекса је формална и нереална техничка грешка из линеарне регресије. Спектрални индекс је веома осјетљив на фреквенције на одабрану групу, нарочито на високом крају, гдје постоји далеко више података за процјену тежине, у односу на ниски крај.

7. МЕТОДЕ И МОГУЋНОСТИ КОРЕЛАЦИЈЕ РЕЗУЛТАТА АНАЛИЗЕ ВРЕМЕНСКИХ СЕРИЈА GNSS КООРДИНАТА И СЕИЗМОЛОГИЈЕ

Брзо моделовање, детектовање земљотреса и пролазних деформација задатак је од изузетне важности за рано упозорење на земљотрес и брзо реаговање на опасности од земљотреса.

Сеизмологија је грана геофизике која се бави изучавањем земљотреса. Задаци су јој посматрање и мјерење природних тектонских вибрација. Сеизмологија помаже у схватању тектонике Земљине коре и њене унутрашње структуре.

Временске серије GNSS координата пружају квантитативни опис кретања Земљине површине и односе се на њено мјерење. Оне обезбјеђују 3D помјерања, мада је вертикална компонента мање прецизности од положајне. Укључивање компоненте вертикалних помјерања и брзина у анализу од велике је важности. Оне се могу показати као врло различите код алтернативне геодинамичке хипотезе, која наводи да су вертикални покрети на расједима за један ред већи него хоризонтални, што је од великог значаја за везу са процесима унутар Земље. Прецизност положајне компоненте временских серија GNSS координата је неколико милиметара, док се прецизност за брзине креће до неколико десетина милиметара на годишњем нивоу. Да би се обезбиједили подаци у унутрашњости Земље, неопходни су физички модели. Издвајање геофизичких сигнала из временских серија GNSS координата је добро успостављена пракса која је довела до јасних увида у облике деформације Земље.

Временске серије GNSS координата, које пружају процјену брзине у одређеним тачкама у простору и процјену тензорског поља брзине деформације и напона, увелико зависе од броја и расподјеле расположивих GNSS станица. Све већа

просторна расподјела GNSS пријемника омогућава континуирано праћење сложености у моделима површинске деформације Земљине коре.

Временске серије GNSS координата, комбиноване са сеизмолошким подацима, користе се за потребе израде алгоритама за моделовање земљотреса и пролазних догађаја проклизавања плоча дуж расједа. Интерсеизмичка, косеизмичка и постсеизмичка деформација процјењују се кориштењем временских серија GNSS координата на дневном нивоу, прилагођених положају након сеизмичког догађаја. Ове методе моделовања површинских деформација унапређују увид у интерсеизмичку, косеизмичку и постсеизмичку површинску деформацију.

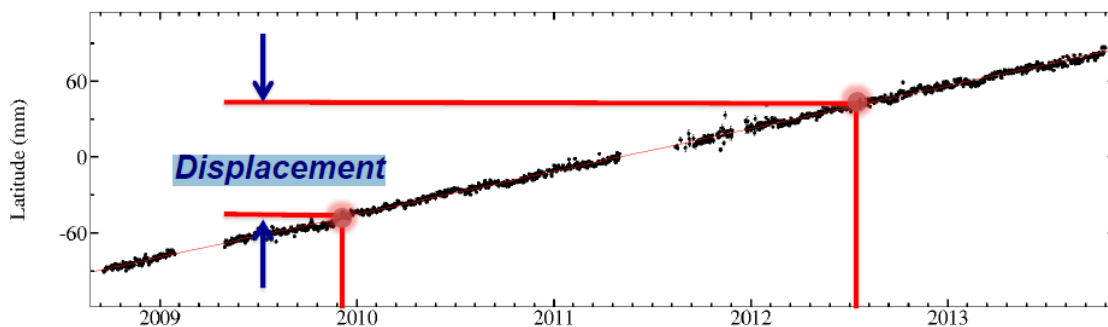
За разумијевање динамике која узрокује деформације најважнији су интерсеизмички модели површинске деформације и анализе сеизмичке опасности [141], [142]. Косеизмички модели површинске деформације пружају важне податке, који могу описати одређен степен сложености земљотреса и поља опуштања дуготрајне деформације током земљотреса.

Акумулација напрезања која је изазвана тектоником плоча обично се ослобађа при земљотресима дуж расједа, гдје долази до ломљења и клизања, или унутар подручја деформације, оног тренутка када напрезање постане толико јако да стијене не могу издржати. Земљотреси узрокују косеизмичке деформације у Земљиној кори и могу створити велике и нагле промјене у временској серији GNSS координата. С обзиром на прецизност данашњих GNSS мјерења, која је на нивоу милиметра, земљотреси са магнитудом већом од 8 могу значајно да утичу на положај GNSS станица хиљаду километара удаљених од епицентра земљотреса [143].

Укључивање времена у моделовање површинске деформације, односно понашање система у односу на проток времена, од велике је важности при анализи деформације Земљине површине. Поље деформације и информације о временским варијацијама поља градијента брзине пресудни су у анализи сеизмичке опасности и процјени краткорочног временског развоја деформације плоча. Постоји прилично велика разлика између геодетских и сеизмичких

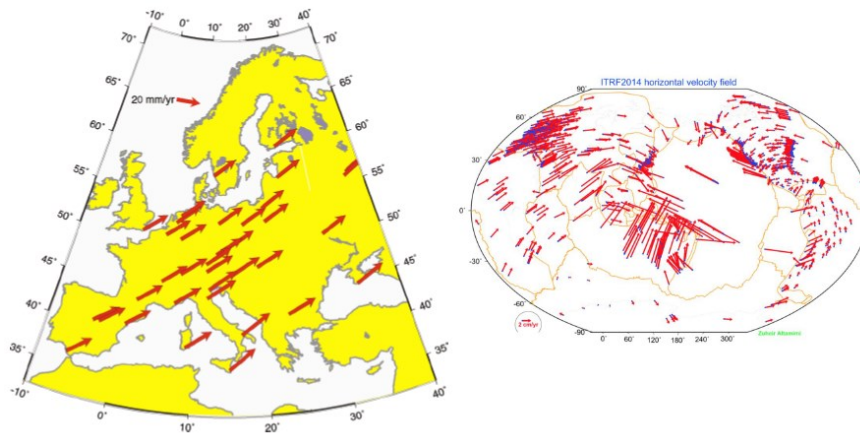
тренутака која може имати дубок утицај на разумијевање дугорочних сеизмичких опасности.

Промјена положаја у временској серији GNSS координата представља помјерање од једног до другог времена (слика 7.1). Тај распон се изражава јединицом m или mm.



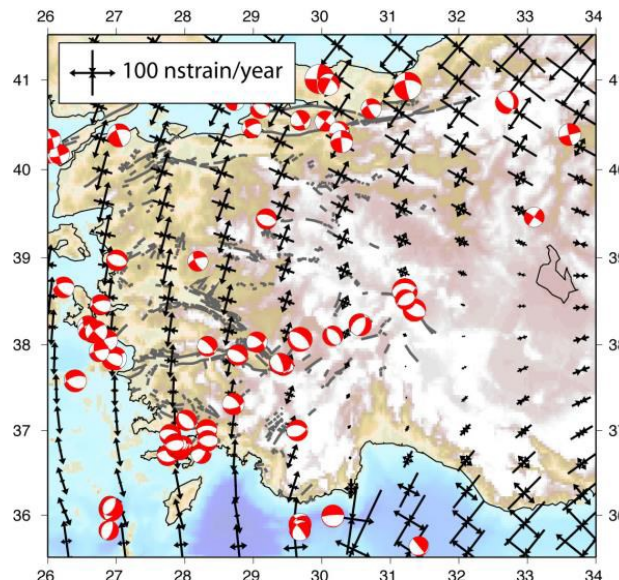
Слика 7.1. Промјена положаја у временској серији GNSS координата [144]

Брзина помјерања (први извод вектора положаја тачке по времену, обично се претпоставља да је вектор брзине константан у времену) изражава се у јединици m/god., mm/god. или m/s. Од свих могућих врста кретања, посебну важност има оно у којој је брзина константна по смјеру и износу. Услјед константности смјера брзине, кретање се одвија по правцу (не мијења смјер), а услјед константног износа брзине, то кретање називамо праволинијским. Помјерање и брзина помјерања зависе од референтног оквира, тј. усвојеног координатног система. На слици 7.2. представљено је поље брзина у Европи и хоризонталне брзине станица у ITRF2014 (енгл. International Terrestrial Reference Frame 2014).



Слика 7.2. Поље брзина у Европи и хоризонталне брзине станица ITRF2014 [145]

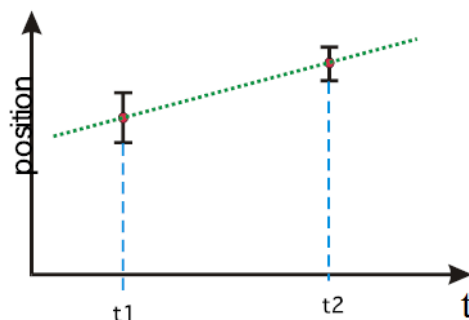
Деформација (напрезање) представља однос промјене узроковане деформацијом релативно на оригиналну вриједност тог параметра. Она је бездимензионална величина (величина са димензијом 1), мада се често користи $nstrain$ ($10^{-9}=1$ mm по 1000 km), слика 7.3. Брзина напрезања је први извод напрезања тачке по времену. Обично се претпоставља да је константна током времена и изражава се јединицама $1/s$ или $nstrain/god$. Напрезање и брзина напрезања, углавном, нису зависни од референтног оквира. Деформација и брзина деформације могу се повезати са напоном употребом реологије.



Слика 7.3. Поље деформације и брзине деформације [144]

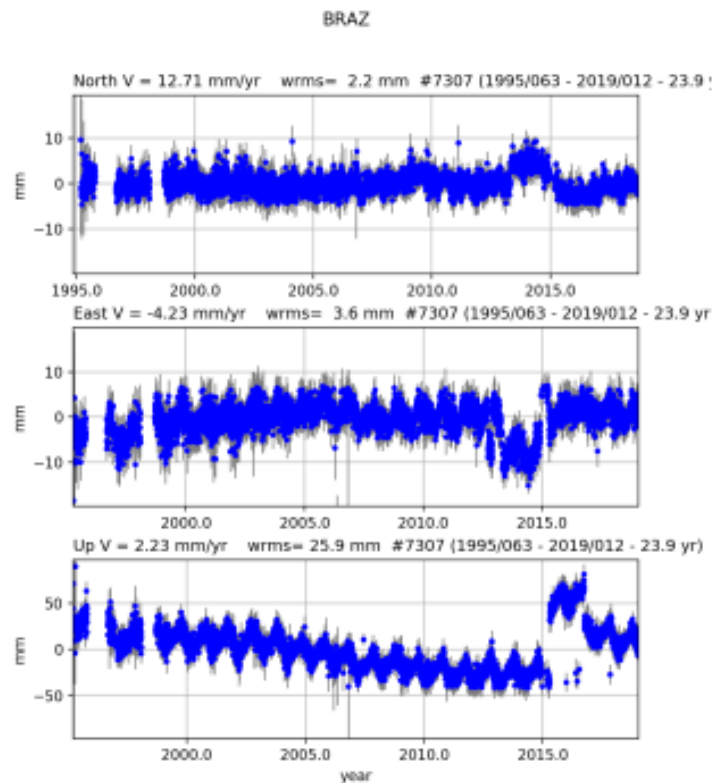
Важно је истаћи да константне брзине нису показатељ да подручје нема деформације и, исто тако, различите брзине нису показатељ да на подручју постоји деформација. Земљотреси се дешавају углавном усљед деформације или напрезања накупљених дуж граница плоча. Познавање деформација на површини Земљине коре од великог је значаја за опис геодинамичких процеса (акумулација напрезања) и процјену сеизмичких опасности. Брзина геодетске деформације пореди се са брзином активности земљотреса ради процјене и схватања неуравнотежености сеизмичких активности. Одређивањем акумулације напрезања може се идентификовати подручје са високом сеизмичком опасношћу. Код најактивнијих сеизмичких регија прати се максимална брзина дилатације.

Као што је наведено, GNSS мјерења за потребе квантитативног описа кретања Земљине површине могу се користити у режиму рада методом GNSS кампања и континуираних GNSS мјерења. Метода GNSS кампања представља економски исплативију методу, која не захтијева континуирано напајање и обезбјеђивање сигурности, а притом се овом методом омогућује реализација густе GNSS мреже мјерења. Један од недостатака ове методе јесу занемарене сезонске варијације и смањена могућност интеракције са сеизмолошким догађајима (слика 7.4).



Слика 7.4. Параметар времена у режиму рада методом GNSS кампања [4]

Континуирани GNSS пријемник има трајну стабилизацију која захтијева систем који обезбјеђује енергију и заштиту. Он пружа већу тачност и располаже рјешењима на дневном нивоу (слика 7.5), а самим тим и већим могућностима повезивања података са сеизмолошким догађајима. Ова метода омогућује анализу грешака, а она представља значајан сегмент код успостављања интеракције између резултата анализе временских серија GNSS координата и сеизмологије.



Слика 7.5. Параметар времена у режиму рада методом континуираних GNSS пријемника [4]

Разликују се два основна модела. Први модел користи континуиране GNSS пријемнике и директно мјери динамичка помјерања и он се назива GNSS сеизмологија [146], [147]. Други модел примјењује изведена косеизмичка помјерања и назива се Геодезија земљотреса [148], [149], при чему су магнитуде земљотреса и извор земљотреса инваријанте величине.

Кинематички модел тектонских плоча може се описати Еулеровом теоремом, која говори да се помјерање било које тачке на сфери може описати и представити њеном угаоном брзином ротације око осе, која пролази фиксном тачком на сфери – Еулеровим полом припадајуће тектонске плоче [150]. Помјерање неке тачке на физичкој површи Земље може се одредити познавајући њену брзину и смјер кретања. Вектори брзине ротације имају јединице $^{\circ}/\text{mil. god}$.

Хоризонтални покрет за било коју тачку која припада физичкој површи Земље може се записати као:

$$v(M) = \dot{\omega} \times r_{OM}, \quad (7.1)$$

гдје је $v(M)$ хоризонтално кретање, ω вектор брзине ротације, а r_{OM} вектор који спаја средиште Земље и тачку М. Израз (7.1) представља линеарну везу и користи се за процјену вектора брзине ротације ω , релативног кретања дуж граница плоча, нивоа могуће унутрашње деформације плоча и мјеста границе блока, који се даље комбинују са допунским информацијама. За ове процјене најчешће се примјењује метод најмањих квадрата.

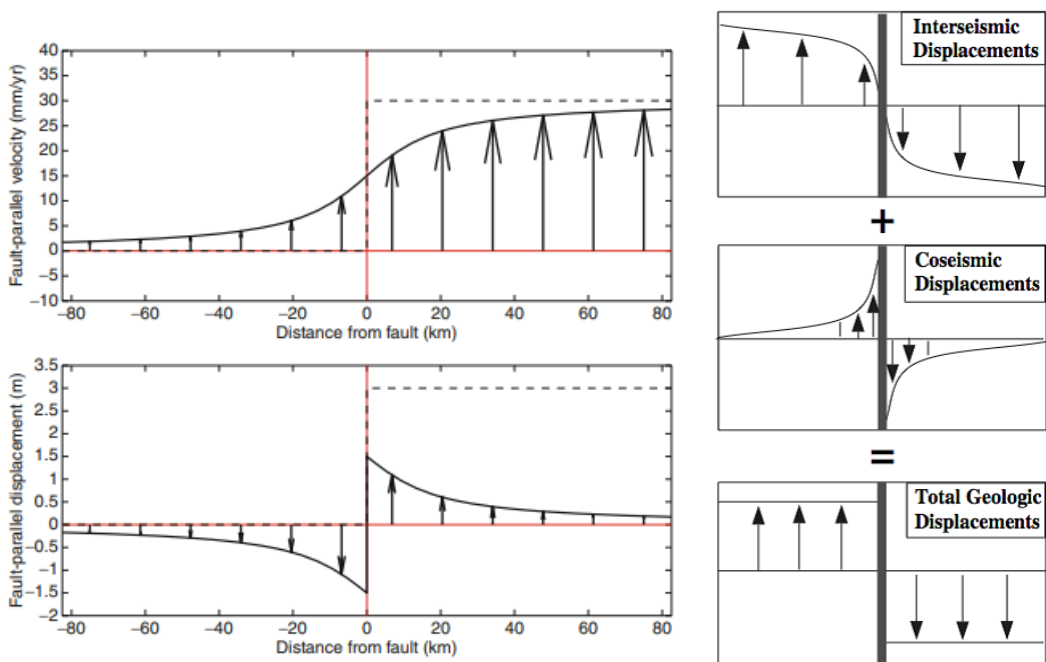
7.1. Стабилна интерсеизмичка деформација

Временска серија GNSS координата своди се на одређивање брзине позиције GNSS пријемника која се заснива на линеарној регресији. Брзина позиције мјеста GNSS пријемника затим се користи за проучавање стабилности кретања током времена. Као што је наведено раније, од великог значаја је усмјерити пажњу на могуће дисконтинуитете и сезонске варијације (услјед кретања Земље или промјене опреме), које су описане у претходним поглављима.

Стабилно линеарно кретање тектонских плоча води до појма „циклуса земљотреса“, гдје се тектонска напрезања линеарно повећавају током времена, све док не дође до расједања и појаве земљотреса.

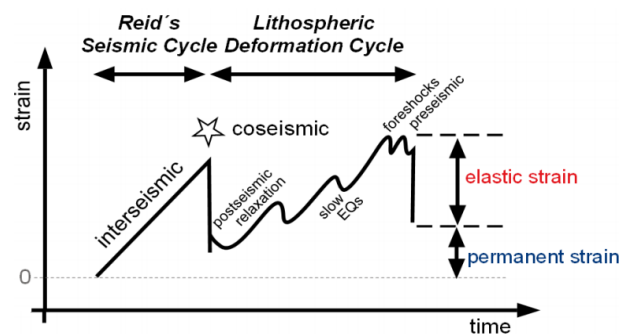
Основни концепт стабилне интерсеизмичке деформације базира се на Реидовој теорији еластичног одскока (енгл. Reid's elastic rebound hypothesis). Употребом геодетских мјерења прије и после великог земљотреса и испитивањем помјерања Земљине површине који је пратио земљотрес 1906. године у Калифорнији, Х. Ф. Реид, професор геологије, извео је закључак да земљотрес мора имати „еластични одскок“ претходно ускладиштене еластичне енергије. Земљина кора може постепено да ускладишти еластичну енергију која се изненада ослобађа током земљотреса. Постепено накупљање и ослобађање напона и

напрезања назива се еластична повратна теорија земљотреса. Већина земљотреса резултат је наглог еластичног одскока претходно похрањене енергије (слика 7.6) и представља образац напрезања акумулације између земљотреса обрнуто обрасцу ослобађања од напрезања током земљотреса [151]. Деформација се шири километрима и може се регистровати само прецизним инструментима, а један од начина је примјена методе GNSS мјерења.



Слика 7.6. Основе Реидове теорије еластичног одскока [152]

У најједноставнијем моделу циклуса земљотреса, акумулирани дефицит клизања током интервала између земљотреса био би једнак клизању током земљотреса. Претпоставља се да сталним клизањем расједа долази до дуготрајне брзине клизања расједа која резултује кретањем у облику блока или плоче (слика 7.7).



Слика 7.7. Реидов циклус земљотреса и циклус деформације Земљине коре [153]

Откривање догађаја спорог проклизавања покренуло је истраживање пролазних деформација у временској серији GNSS координата [154], [155]. Догађаји спорог проклизавања током протекле деценије утицали су на разумијевање тектонских опасности и циклуса земљотреса. Исправна геодетска карактеризација пролазних деформација неопходна је за проучавање регионалне интерсеизмичке, козеизмичке и постсеизмичке тектонике, а погрешни прорачуни могу утицати на наше разумијевање регионалног поља напрезања. Пролазне деформације дефинисане су као деформације које нису повезане са традиционалним земљотресима и генерално имају много мање брзине руптура (мјеста ослобађања енергије) него што су брзине смицања таласа [156].

7.2. Теоријска косеизмичка деформација

Једна од важних страна моделовања глобалних косеизмичких деформација јесте откривање дисконтинуитета у временским серијама GNSS координата, које представљају главни извор грешака у интернационалном терестричком референтном оквиру. Већина дисконтинуитета који су изазвани земљотресима су превише мали да би се визуелно открили, услед сезонских варијација и GNSS шума, али ако се не узму у обзир, могу имати утицај који се може одразити на процјену брзине GNSS пријемника. Косеизмичко моделовање у комбинацији са геофизичким информацијама омогућује откривање много малих дисконтинуитета који се обично пропуштају. Такве информације могу се искористити као априори информације у аутоматизованој методи за детекцију промјена у временским серијама GNSS координата.

Косеизмичке деформације производи сваки земљотрес на подручју које окружује његов епицентар према различитим моделима и обрасцима. Моделовање косеизмичке деформације у цјелокупности веома је сложено, јер зависи од локалних топографских и геолошких карактеристика подручја, тако да моделовање косеизмичких деформација једноставном методом представља предност у брзини и даје реалне географске обрасце и исправно одређене величине.

Окада приступ [157] користи једначине за рачунање поља деформације усљед кретања расједа, пружајући аналитичка рјешења за деформације усљед смицања и затезања расједа у еластичном полупростору. Каталог земљотреса не пружа све потребне информације за примјену Окада приступа, јер се морају познавати дужина и ширина области расједа и величина проклизавања земљотреса.

Глобални закони скалирања повезују величину земљотреса, димензију површине расједа и клизање расједа на основу параметара историјских земљотреса и локалних посматрања. Ови закони скалирања обично претпостављају линеарне односе између величине земљотреса и логаритма различитих параметара руптуре расједа:

$$\log P = aM + b, \quad (7.2)$$

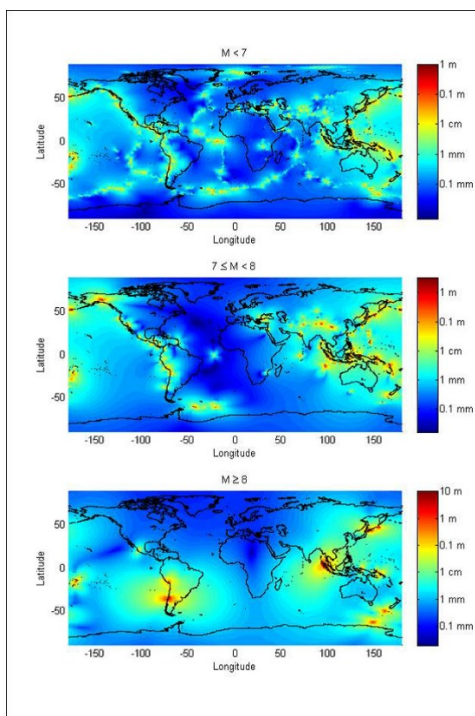
гдје P означава представљени параметар расједа, M је магнитуда земљотреса, a и b су реалне константе. P се може односити на средњу ширину или средњу дужину руптуре или просјечни клизни расјед. На овај начин је срачуната глобална косеизмичка деформација изазвана земљотресима методом која представља полупростор око епицентра.

Многа питања могу да се покрену у вези с тачношћу одређивања косеизмичких деформација, али код ове методе није циљ да се развије прецизна метода за рачунање косеизмичке деформације, већ да се истражи да ли једноставне методе помажу у закључивању о поремећајима везаних уз земљотрес у временској серији GNSS координата [158]. Овдје прецизност одређивања хипоцентра може бити проблем само за мале земљотресе.

Теоријска кумулативна косеизмичка помјерања цијеле територије Земље од 1991. до 2010. године, у зависности од распона магнитуде земљотреса, представљена су на слици 7.8. Укупно помјерање за одређену GNSS станицу израчунато је на сљедећи начин:

$$U = \sqrt{(\sum_i u_E^i)^2 + (\sum_i u_N^i)^2 + (\sum_i u_Z^i)^2}, \quad (7.3)$$

гдје су u_E^i , u_N^i , u_Z^i источна, сјеверна и компонента висине косеизмичког помјерања станице изазвана бројем земљотреса i .

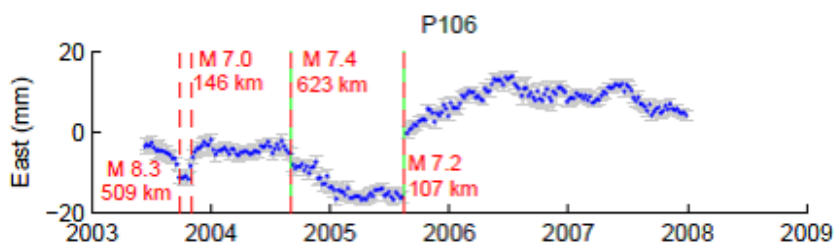


Слика 7.8. Теоријска кумулативна косеизмичка помјерања [158]

Земљотреси са магнитудом већом од 8 изазивају врло велика помјерања тла. Понекад су та помјерања већа од 10 m, са широким географским утицајем, који може да буде на нивоу центиметра на удаљености до хиљаду километара од епицентра [158]. Постсеизмичке деформације изазивају додатне деформације, обично у истом смјеру као и косеизмичке деформације. Оне су далеко мање од косеизмичких, али за велике земљотресе на удаљености између 500 km и 1500 km

од епицентра вриједност постсеизмичких акумулираних деформација након 3–4 године достигне вриједност колико и косеизмичка деформација [159].

Постоји неколико ситуација у којима се дисконтинуитети земљотреса не могу наћи без моделовања. Прво, мали дисконтинуитети су јасно видљиви у временској серији GNSS координата, али постоје друге нелинеарне компоненте у временској серији и тешко се квантификује земљотрес као прекид (посебно ако тај дан није дошло до великог земљотреса). Друго, дисконтинуитет је видљив у временској серији, али се може оградити природним варијацијама (посебно када временске серије GNSS координата имају међугодишње разлике или ако нема довољно података прије и после земљотреса). Треће, прекид у положају није очигледан, с обзиром на мјерни шум и сезонске варијације, али се јасна промјена брзине може уочити на датуму земљотреса. Четврто, може доћи до прекида рада антене који није видљив услед недостатка података у временској серији GNSS координата. На слици 7.9. приказан је посебан случај станице P106 у Јапану, чија временска серија представља два дисконтинуитета земљотреса у 2003. години. Они нису откривени класичним начином, јер се не би очекивало да два догађаја током исте године изазову супротна помјерања до станице. У овим случајевима је потребна спољашња теоријска анализа као показатељ, да би се утврдили дисконтинуитети у временској серији GNSS координата.



Слика 7.9. Два догађаја током 2003. године и супротна помјерања до станице [158]

Дисконтинуитети у временским серијама могу бити дјелимично скривени шумом података и могу се визуелно пропустити, док је њихово занемаривање проблематично за процјену брзине GNSS станице. Седмични просјек положаја такође може сакрити тренутно косеизмичко помјерање, ако се оно догодило

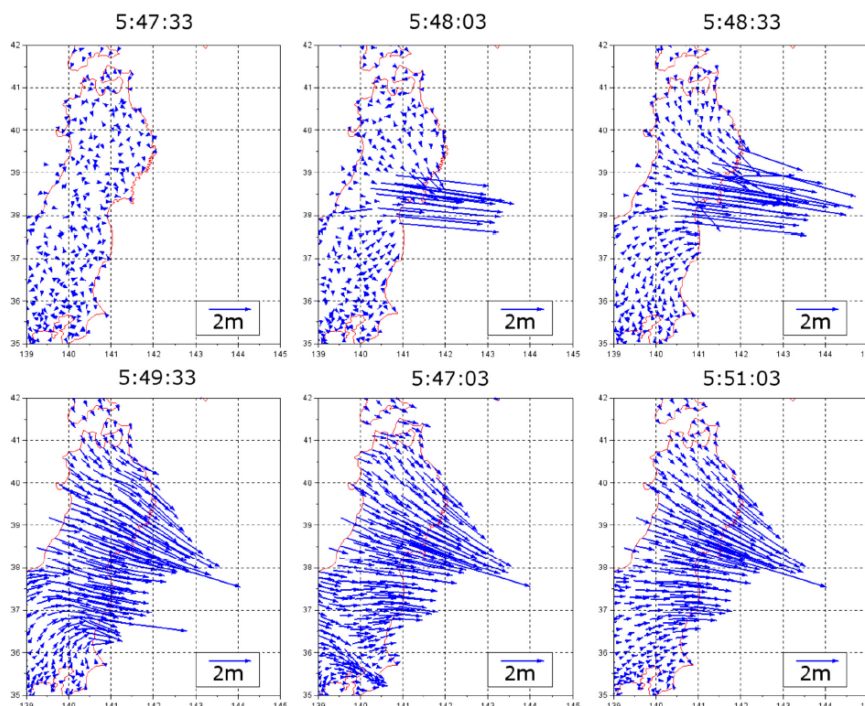
средином седмице. Акумулирана помјерања индукована мањим земљотресима могу да буду посебно велика, до неколико метара, са различитим географским обрасцима, за разлику од већих земљотреса [158].

Као што је наведено, моделовање косеизмичких деформација помаже у откривању дисконтинуитета у временској серији GNSS координата. Бројни дисконтинуитети земљотреса су премали да би се открили и визуелно класификовали, јер сезонске варијације и шум могу ометати идентификацију. Из тих разлога развијају се технике које се заснивају на нумеричким критеријумима за откривање присутности дисконтинуитета у временским серијама, користећи све врсте спољашњих информација, укључујући и геофизичке податке.

7.3. Кинематика процеса субдукције током циклуса земљотреса

Процеси субдукције на конвергентним маргинама производе сложена помјерања Земљине коре током цијелог циклуса земљотреса. Мјерења GNSS технологијом постижу важне локализације кинематичких модела у зонама субдукције.

Кориштењем стандардних инверзних модела обезбјеђује се досљедан оквир кинематичког модела током цијелог периода циклуса земљотреса [160]. Први корак је разумијевање кинематике извора опажаног кретања Земљине коре током цијелог циклуса земљотреса. Ако интерсеизмички период представља режим сталног стања, тада би само неколико година запажања било довољно да се окарактерише комплетан период. У пракси није тако, јер су током интерсеизмичког режима различита временска колебања са различитим временским распонима спорих догађаја, што се одражава на сложеност еволуције процеса субдукције. Како интерсеизмичко раздобље одговара оптерећењу процеса и косеизмичким покретима према процесу пражњења, занимљиво је истакнути да подручје гдје је оптерећење јаче одговара вриједностима подручја гдје су пражњења снажнија. Кинематички модел у зонама субдукције захтијева опис расподјеле клизања са обје стране плоче како би се омогућило боље разумијевање процеса пражњења.



Слика 7.10. Серија хоризонталних деформација станица мреже GEONET. Представљају главно косеизмичко помјерање (горе) и ширење сеизмичког површинског таласа (доље). [161]

Побољшавањем разумијевања процеса субдукције побољшаће се сеизмичка процјена ризика у тим зонама.

7.4. Високе брзине GNSS узорковања – HRGPS

Данас се високе брзине GNSS узорковања (енгл. High-Rate GPS, у наставку текста: HRGPS) користе за процјену и откривање сеизмичких карактеристика долазећих P таласа и процјену способности акцелерометара за откривање косеизмичких одступања до ~45 s након земљотреса.

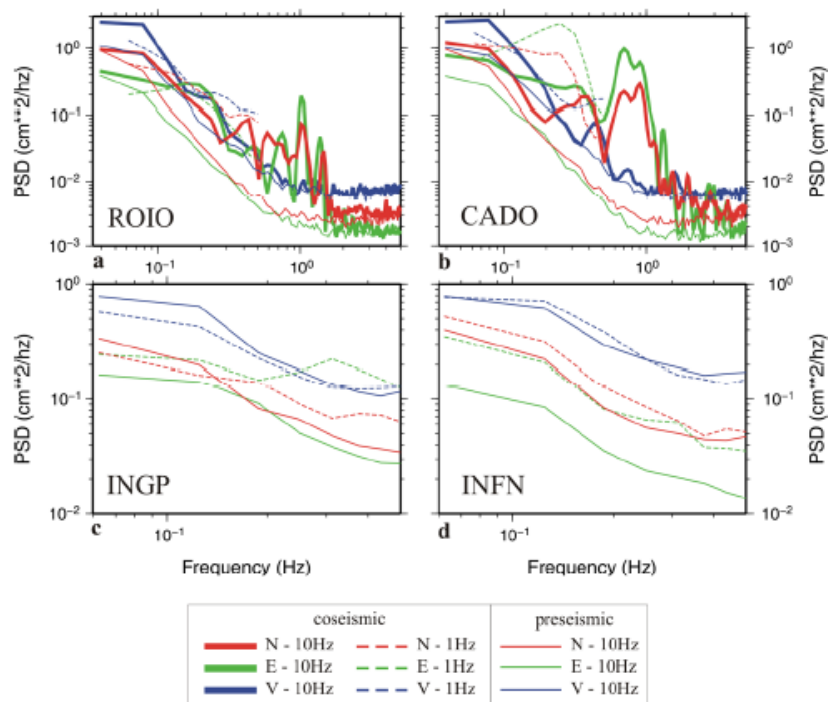
Развој GNSS инструмената (могућност чувања података, повећана осјетљивост GNSS пријемника, смањен интервал узорковања података и добијање рјешења сваке епохе) омогућио је да се они понашају као сеизмометри за земљотресе великих магнитуда [157]. HRGPS у блиском пољу може бити користан колико и акцелерометри за изучавање земљотреса.

Без обзира на то што су високофреквентна GNSS мјерења динамичких кретања неколико редова величине мање осјетљива од читавања на сеизмометрима, она су прецизно стабилизована и не трпе помјерања или нагињања инструмента.

За утврђивање података сеизмичких и HRGPS фреквенција, потребне су брзине узорковања веће од 2.5 Hz (5 Hz или 10 Hz) у близини земљотреса умјерених магнитуда, како би се осигурала рјешења косеизмичког динамичког помјерања [162]. Данас су многе GNSS станице надограђене на високе брзине (1 Hz или више). Узорковање података на 10 Hz представља добар компромис између 1 Hz и 20 Hz, што омогућава чување и похрањивање разумне количине података (~330 Mb/dan) у распону фреквенција корисних за сеизмолошка истраживања.

HRGPS су значајни за откривање сеизмичких таласа и добро се слажу са сеизмичким подацима [157], [163], [164] и моделима клизања расједа [165], [166]. Smalley је 2009. године представио истраживање и показао да се са 1 Hz GNSS подацима могу изоловати косеизмичка помјерања врло мале епицентралне удаљености од земљотреса магнитуде око 6, а са 5 Hz GNSS подацима могу се изоловати косеизмичка помјерања за земљотресе магнитуде 7 и веће. То наводи да су за изоловање косеизмичких помјерања за мале до умјерене јачине земљотреса ($5 < M < 7$) потребне веће просторне и временске резолуције. Међутим, HRGPS подацима је забиљежен и земљотрес са 10 Hz GNSS подацима у близини активног нормалног расједа [166]. То значи да прикладно смјештени GNSS уређаји могу открити први сеизмички долазак земљотреса умјерене величине.

Густе HRGPS мреже могу бити од велике користи у откривању значајних разлика у ширењу сеизмичких таласа, што може бити повезано са динамиком пуцања или неком другом скривеном геолошком хетерогеношћу [167]. Исто тако, повећање броја континуираних GNSS станица у сеизмогеним подручјима на удаљеностима од 5 km до 10 km потенцијално пружа важну комплементарну мрежу за истраживање цјелокупног распона временских и просторних фреквенција које карактеришу деформације граница плоча.



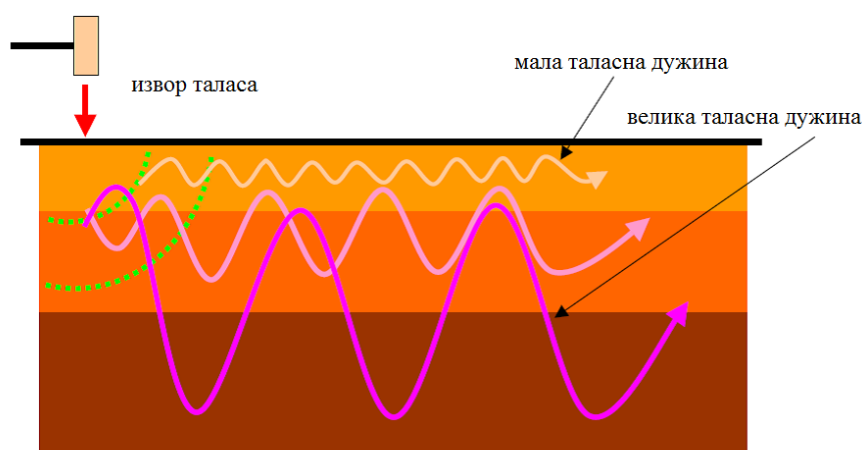
Слика 7.11. Упоредна анализа узорковања података на 10 Hz и 1 Hz [162]

7.5. HRGPS и њихов напредак у моделовању земљотреса

Прве процјене измјерених сеизмичких таласа кориштењем HRGPS представљене су током земљотреса Hector Mine [146], док су прве корелације интегрисаних записа акцелерометара током земљотреса и HRGPS показале да HRGPS мјерења дјелују боље на ниским фреквенцијама [168]. Сличне резултате регистравања телесеизмичких таласа проистеклих из HRGPS за земљотресе магнитуда $6.0 < M < 7.9$ представили су различити истраживачи [165], [166], [147], [169].

Како моделовање обухвата промјене у клизању након великих земљотреса у склопу истраживања физике земљотреса, данас се интегришу геодезија, сеизмологија и реологија Земљине коре. Методе су углавном базиране на накнадној обради и интеграцији свих релевантних опажања, након чега слиједи директно и/или инверзно моделовање, што зависи од основних физичких претпоставки и одговарајућих података.

Површински таласи и жариште земљотреса измјерени су за земљотрес Суматра–Андаман 2004. године [170]. Кориштењем HRGPS мјерења за исти земљотрес одређена је крива фазне брзине Лавових таласа [171]. Важно својство које имају површински таласи јесте дисперзија. Дисперзија значи да таласи различите таласне дужине имају различите дубине продирања и, према томе, различиту брзину ширења. Брзина при појединој фреквенцији назива се фазна брзина. Таласи велике таласне дужине (мале фреквенције) шире се брже, док се таласи мале таласне дужине (велике фреквенције) шире спорије. Крива која приказује фазну брзину зависи од фреквенције и назива се крива фазне брзине или дисперзиона крива. Битно је истаћи да просторни таласи немају ово својство као површински таласи.



Слика 7.12. Дисперзија површинских таласа

HRGPS мјерења пружају веома добре резултате за неравномјерно клизање расједа и за потребе директног моделовања који се могу користити код сложених расједа за земљотресе, који мијењају смјерове много пута [172]. Успјех HRGPS мотивисао је реализацију GNSS мрежа у реалном времену дефинисану са узорковањем података од 1 Hz до 5 Hz са релативно ниским кашњењем (мање од неколико секунди).

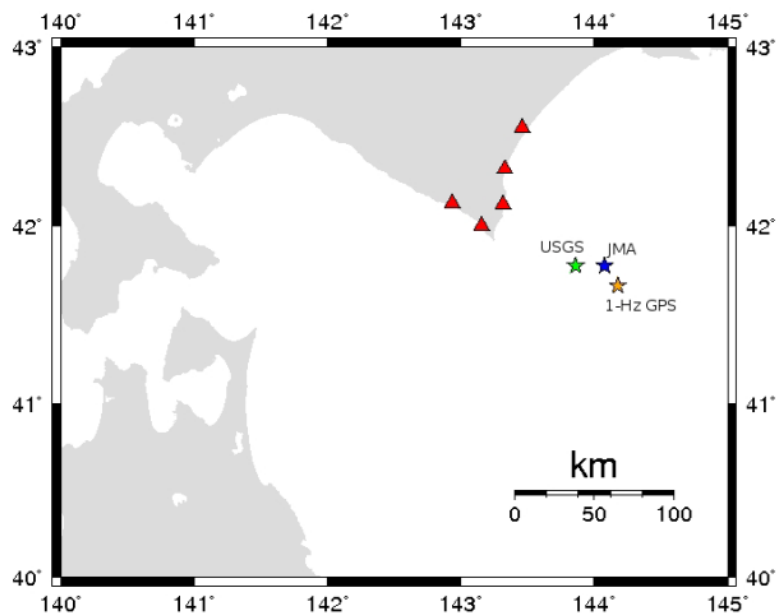
GNSS мреже у реалном времену могу се користити за откривање великих земљотреса, лоцирање њихових хипоцентра и моделовање догађаја у времену од неколико минута након почетка руптуре земљотреса [173]. Иако GNSS мјерења

пружају веома добру процјену статичких помјерања, динамички покрети изведени из GNSS нису довољно тачни да препознају ниво милиметра и мање амплитуде Р таласа. Р таласи имају већину своје енергије у вертикалном смјеру [174]. Из свих тих разлога јавља се потреба за комбиновањем GNSS и сеизмолошких података.

7.5.1. Одређивање хипоцентра помоћу GNSS мјерења

Одређивање хипоцентра за земљотресе јачих магнитуда помоћу GNSS мјерења заснива се на методи код које четири или више GNSS пријемника прекораче ограничење помјерања, при чему се рачуна удаљеност од сваке GNSS станице до сваке тачке у локалној мрежи и дефинише растојање између њих [173].

Хипоцентар утврђен за земљотрес на обали острва Хокаидо, Јапан, 2003. године, јачине 8 M_w , представљен је са пет станица које су имале више од 0.1 m укупног помјерања током земљотреса (слика 7.13). USGS и JMA одређени су и представљени помоћу сеизмичких података, а хипоцентар је процијењен помоћу GNSS података од 1 Hz [173].



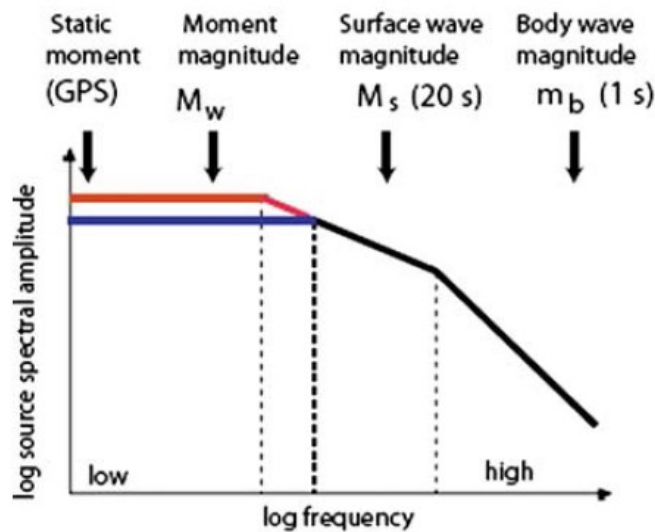
Слика 7.13. Хипоцентар утврђен и представљен са пет GNSS станица [173]

Постоји неколико упозорења у вези са методом која користи GNSS мјерења од 1 Hz. Прво је ниска стопа узорковања заокружује вријеме доласка на сваку GNSS станицу, што може да узрокује грешке у мјерењу хипоцентра. Друго је помјерање од 0.1 m, иако се ово чини добрим визуелним прегледом записа како велики земљотреси утичу на GNSS станицу. Можда то и није репрезентативно у смислу реалног времена доласка земљотреса, што додатно чини грешку у процјени, али тај проблем може се ублажити кориштењем комбинованих података GNSS и акцелерометара, како би се утврдили стварни доласци P таласа [175]. Трећи и главни извор грешке је избор грида од 5 km, док би мрежа са мањом просторном резолуцијом пружила више тачности.

7.5.2. Одређивање извора земљотреса у реалном времену

GNSS мјерења у реалном времену могу се користити за детектовање почетка великих земљотреса, локализовање њихових хипоцентра и приближно моделовање догађаја у времену од неколико минута након почетка руптуре земљотреса [173].

Одређивање извора земљотреса у реалном времену засновано је на приступу и моделима пролазних и сталних помјерања GNSS станица која су узрокована великим земљотресима. На слици 7.14. приказан је спектар земљотреса који приказује угаоне фреквенције различитих величина (испрекидане окомите линије). Лако је уочити да GNSS мјерења узрокују дио са најнижом фреквенцијом спектра.



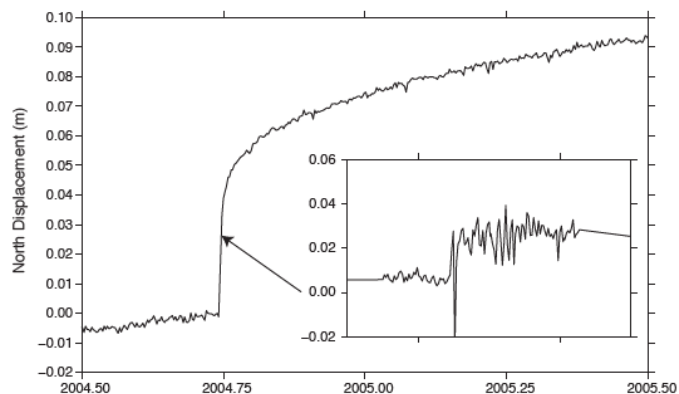
Слика 7.14. Спектар земљотреса и угаоне фреквенције различитих величина [176]

Процјена магнитуде из GNSS података слична је правој величини момента магнитуде M_w добијеној на основу сеизмичких података. GNSS мјерењима добијају се независне процјене величине и потврђују се информације које објављују сеизмичке методологије.

Временска серија GNSS координата на основу података од 1 Hz изоловала је таласни облик укупног помјерања (слика 7.15). Он је изолован у реалном времену на станици USGS која се налази на Кар Хилу код Паркфилда, кориштењем методе континуираног GNSS мјерења. Представљена су динамичка и статичка помјерања током интервала од 07.14 до 07.16 28. септембра 2004. године за компоненту висине у оба графикона [173].

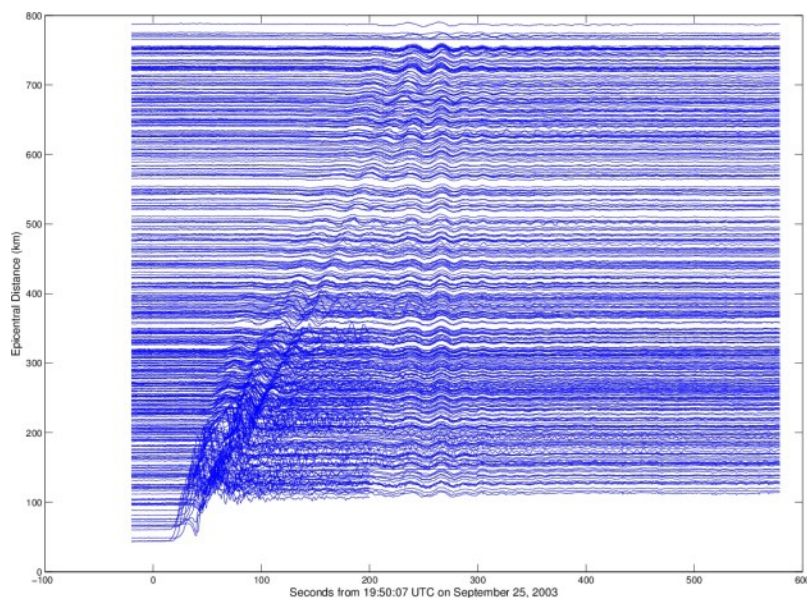
Сеизмички и геодетски системи су врло корисни. У блиској будућности се очекује интеграција и имплементација оба система за рано упозорење од земљотреса. Слабости у једном систему одстрањују се снагом у другом систему. Највећи допринос који нуди GNSS мјерење је таласни облик помјерања, што се може користити директно за процјену параметара извора земљотреса, док су главне слабости у тренутним GNSS мјерењима мање брзине узорковања и већи допринос високој фреквенцији шума. Сеизмични инструменти могу узорковати по врло високим стопама и раде врло добро у распону високих фреквенција. Јединствен

скуп података за истраживање новог сеизмо-геодетског приступа комбинује GNSS мјерења и опажања акцелерометрима.

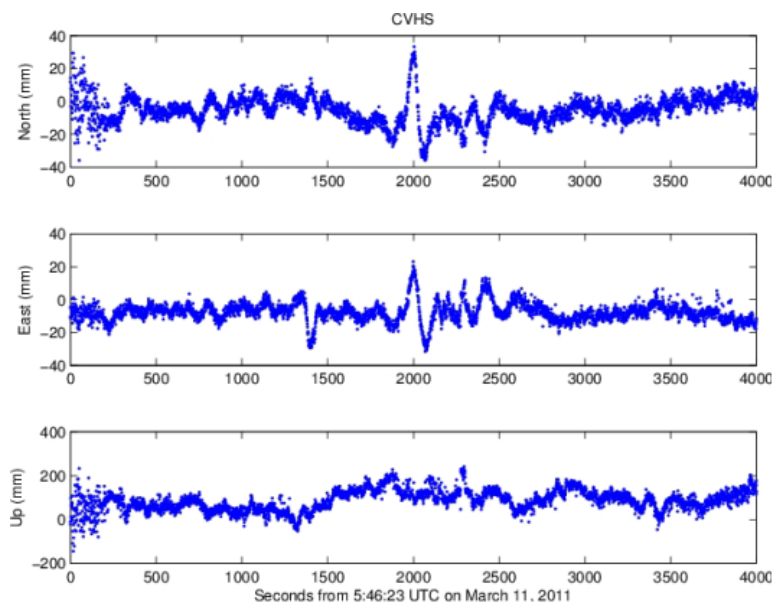


Слика 7.15. Станица LAND у периоду прије и након земљотреса [173]

Примјери на сликама 7.16. и 7.17. показују колико је велики допринос GNSS мреже у реалном времену. Слика 7.16. показује помјерање у правцу Е компоненте за све станице GEONET мреже током земљотреса Tokachi-oki 2003. године, које је одређено као функција епицентралне удаљености. На слици 7.17. дат је приказ сјеверне, источне и компоненте висине на станици CVHS на југу Калифорније током земљотреса Tohoku-oki 2011. године.



Слика 7.16. Помјерање у правцу Е компоненте за све станице GEONET током земљотреса Tokachi-oki 2003. године одређено је као функција епицентралне удаљености [173]



Слика 7.17. Сјeverна, источна и компонента висине на станици CVHS на југу Калифорније током земљотреса Tohoku-oki 2011. године [173]

Површински таласи детектовани су прије на телесеизмичким удаљеностима користећи постепено GNSS мјерења са великом брзином узорковања [147], [169]. Међутим, та су мјерења и даље превише бучна за откривање Р таласа, али се она

могу ублажити кориштењем сеизмо-геодетског модела, комбинујући податке GNSS мјерења и мјерења акцелерометрима.

7.6. Рано упозорење на земљотрес и брза процјена опасности

У стандардним сеизмичким приступима система за рано упозорење на земљотрес користи се амплитуда и/или фреквенција карактеристика рано снимљеног Р таласа за брзу карактеризацију величине земљотреса. Типични системи раног упозоравања на земљотрес зависе од конвенционалних сеизмичких инструмената [177] и откривања Р таласа ради предвиђања доласка и интензитета разорних S и површинских таласа [178].

Способност да се утврди величина, извор и степен клизања земљотреса након покретања руптуре представља велики изазов чак и код модерних сеизмичких инструмената. Проблеми са двоструком интеграцијом података акцелерометара отежавају тачност процјене величине и модела клизања расједа у реалном времену.

Постављање регионалне GNSS мреже и проширење сеизмичких мрежа тако да могу директно мјерити помјерања у близини извора током великих земљотреса представљају системе за рано упозорење на земљотрес. Подаци се прате континуирано са GNSS станица, које дају информације о главним параметрима: Р таласи, предоминантно раздобље Р таласа и максимално предоминантно раздобље Р таласа. Помоћу сеизмичких података помјерање се добија интеграцијом сензора широкопојасне мреже или двоструком интеграцијом сензора јаких кретања. Због велике ширине појаса и ограничења динамичког распона сеизмометара тачност изведених помјерања је лоша и обично захтијева високопропусно филтрирање. На сеизмичке инструменте утичу нагиби сензора, дуготрајни наноси и константна струја офсета.

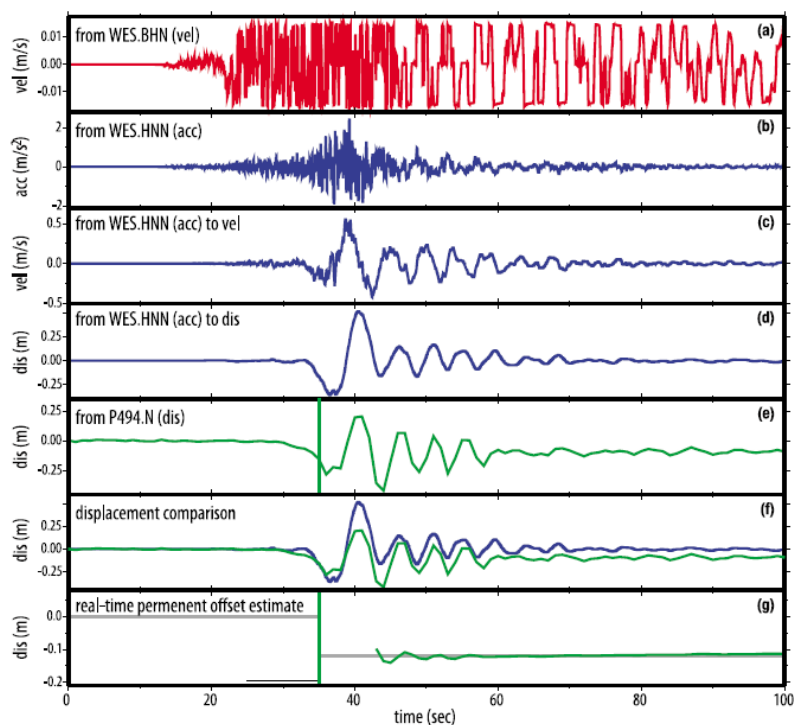
Посљедњих деценија искуство са великим земљотресима показало је да традиционалном сеизмичком мјерењу недостаје способност брзе процјене тачне магнитуде земљотреса и параметара клизања расједа у блиском пољу, јер подаци

за снимање широкопојасних сензора и акцелерометри не могу бити објективно интегрисани у реалном времену [179]. Ти проблеми нису присутни у помјерањима мјереним континуираним GNSS пријемницима.

Као што је наведено, мјерења GNSS пријемницима веома су бучна, за разлику од сеизмометара. Међутим, GNSS пријемницима директно се мјери помјерање и локализују се покрети током цијелог циклуса земљотреса, без обзира на то да ли је праћен сеизмичким подрхтавањем или не. Исто тако, GNSS пријемници су се показали много бољим на нижим фреквенцијама на крају спектра помјерања [180] и имају предност у хватању косеизмичког помјерања.

Да би се добили квалитетни системи за рано упозорење на земљотрес, потребно је комбиновати 1 Hz таласне облике помјерања примјеном HRGPS. Ти подаци се даље упоређују са подацима које пружају широкопојасне брзине и акцелерометри. Како временске серије GNSS координата пружају статичка помјерања, користећи једноставне алгоритме, може се у реалном времену издвојити статички помак убрзо након доласка S таласа. HRGPS може да пружи корисну и независну процјену магнитуда земљотреса ради раног упозорења на земљотрес и систем информација о земљотресима у реалном времену.

На слици 7.18. приказано је поређење компоненте сеизмичког (WES) и GNSS инструмента (P494). Запис (a) је широкопојасне брзине која се креће након S таласа, записи од (b) до (d) изведени су из акцелерометра (m/s^2 , m/s , m). Запис (e) представља укупни таласни опсег помјерања у стварном времену t (GNSS окидач приказан је окомитом зеленом линијом на почетку динамичког кретања), а запис (f) представља упоредни таласни облик помјерања изведених акцелерометрима и GNSS-ом у t , и, коначно, запис (g) представља процјену офсета у реалном времену [181].



Слика 7.18. Компоненте сеизмичког (WES) и GNSS инструмента (P494) [181]

Поређење таласних облика кретања заснованих на GNSS мјерењима са онима изведеним из акцелерограма показује добро подударње за водоравне компоненте, али не и за вертикалне компоненте. Јединствена информација коју GNSS мјерења пружају јесте трајни козеизмички статички помак, који је веома тешко издвојити из акцелерограма, нарочито у реалном времену [181]. Овај стални помак постаје видљив 10–15 s након S таласа земљотреса у времену веће амплитуде (ниске фреквенције) динамичке осцилације.

7.7. Сеизмо-геодетска рјешења

Са појавом великих земљотреса последњих деценија и усљед технократског развоја јавила се потреба за тачнијим и бржим процјенама карактеристика тих земљотреса, које се не ослањају само на традиционалне сеизмичке методе.

Савремени широкопојасни сеизмометри (од 0.001 до 50 Hz) засићују се у блиском пољу, па се процјена магнитуде земљотреса ослања на телесеизмичке таласе забиљежене много касније на удаљеним теренским сеизмолошким станицама.

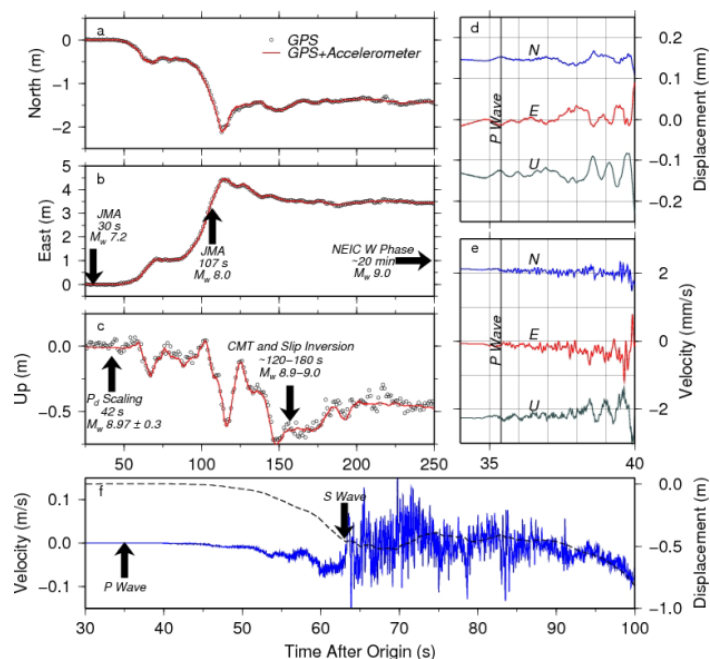
Прелазак овог ограничења постиже се надоградњом сеизмолошких станица са акцелерометрима. Међутим, двострука интеграција, која убрзања конвертује у помјерања, непоуздана је при ниским фреквенцијама због нагиба инструмената [179].

Комбиновање сеизмолошких и геодетских података кроз оптималну комбинацију GNSS мрежа у реалном времену и акцелерометара велике брзине од велике је користи. Сеизмо-геодетски таласни облици могу бити посматрани у близини извора без исјецања као код таласних облика при подацима са GNSS пријемника, док је прецизност акцелерометара таква да су P таласи видљиви код евидентираних промјене брзине у све три компоненте (сјеверна, источна и висинска), што није оствариво путем GNSS мрежа.

Веће земљотресе обично прате специфичне природне појаве. Индикатор снажног земљотреса претежно представља „рој“ слабијих земљотреса, нарочито учесталих неколико дана или неколико часова прије главног удара. Непосредно прије главног земљотреса долази до одсуствовања слабијих земљотреса, да би након њега дошло до манифестовања нових „ројева“ слабијих земљотреса. Користећи сеизмо-геодетске податке током 2012. године за сеизмички рој земљотреса Brawley представљени су подаци који показују да се P и S таласи могу регистровати на регионалним удаљеностима за земљотресе ~4.6 M [182].

Један од фактора који спречавају употребу GNSS у реалном времену јесте тај што GNSS помјерања таласног облика нису довољно осјетљива да би открила P таласе, па чак и у близини поља великих земљотреса [183].

Интеграција и комбиновање GNSS мјерења са сеизмичким представља робустнији приступ од било којег традиционалног сеизмичког и геодетског приступа (слика 7.19). Реализације GNSS мреже и сеизмичке мреже развијене су на почетку независно и из тих разлога има врло мало преклапања између станица. Један од приступа постизања сеизмо-геодетске способности јесте надоградња постојећих GNSS станица јефтиним MEMS акцелерометрима.



Слика 7.19. Интеграција и комбиновање GNSS мјерења са акцелерометрима [183]

7.8. GNSS сигнал и MEMS уређаји

Модерни сеизмички сензори постигли су изврсне перформансе у погледу динамичких процеса генерисања сеизмичких таласа. Мање осјетљиви сеизмички сензори мјере земљотресе локално и регионално, а осјетљивији (широкопојасни) мјере и глобално. Најслабија тачка у снимању сеизмичких догађаја јесте узорковање усљед ограниченог броја инсталираних сензора у простору.

Данас се значајно побољшање за обезбјеђивање сеизмо-геодетских података у простору може постићи употребом неконвенционалних система микромеханичких сензора MEMS (енгл. Micro-Electro-Mechanical Systems), који се интегришу са стандардним акцелерометрима за умјерене до јаке сеизмичке догађаје [184]. MEMS уређаји малих димензија (110 mm, 60 mm, 40 mm) имају инструментални шум од $100 \mu\text{gHz}^{-1/2}$, прилично широк фреквенцијски одзив и распон убрзања до 1–4 g. MEMS мрежа у Италији инсталирана је у локалне телекомуникационе инфраструктуре.

Ефикасно снимање сеизмичких таласа постиже се ако мрежа има довољан динамички распон сензора, фреквенцијски одзив и просторну резолуцију [185]. Динамички распон сензора и фреквенцијски одзив могу се ријешити уградњом модерних сеизмографа са врло великим динамичким распонем, који је већи од 120 dB, и широкопојасним одзивом од 10^{-2} до 10^2 Hz. Међутим, и даље остаје ограничен број сензора инсталираних на цијелој територији. До боље дефинисаних локација земљотреса и локалног сеизмичког одзива довели би густо распоређени уређаји, али употреба висококвалитетних сензора је прилично скупа, у смислу трошкова и одржавања.

Таласни облици који су регистровани MEMS сензорима и GNSS помјерања неколико секунди након првог доласка показују интересантне сличности помјерања од неколико милиметара, док апсолутна вриједност коефицијента корелације главног догађаја указује на слагање између таласних облика [184].

7.9. Вишеструки алгоритам за анализу временске серије GNSS координата

Вишеструки алгоритам односи се на примјене величина и фреквенција алгоритама временске и просторне анализе. Он се може примијенити за откривање помјерања повезаних са геохазардима и аномалијама различите величине и фреквенције, захваљујући допунској употреби временске и просторне анализе [186].

Алгоритми просторне анализе прикладнији су за откривање одступања координата ниске фреквенције и/или тренда дугорочних варијација временских серија GNSS координата, док су мање поуздани у откривању наглих и великих помјерања координата усљед земљотреса. Алгоритам просторне анализе осјетљивији је на откривање спорих и малих промјена магнитуде у временској серији. Овај приступ је учинковит због откривања специфичних аномалија на локацији усљед проблема са стабилизацијом [187].

Алгоритми временске анализе откривају промјене координата у високофреквентном дијелу, што их чини ефикасним у откривању изненадних и

великих одступања у временској серији GNSS координата, попут оних који су настали усљед земљотреса.

Habboub и сарадници су 2020. године примијенили вишеструки алгоритам на двије различите GNSS мреже, различитих брзина података и густоће GNSS станица како би открили различите врсте аномалија у временској серији GNSS координата (брзине промјене великих величина у временским серијама GNSS координата и промјене спорих и малих магнитуда у временској серији), који се показао поузданијим у откривању малих амплитуда аномалија у GNSS временској серији од 3 до 4 mm [186].

8. НУМЕРИЧКА ИСТРАЖИВАЊА

Континуирана GNSS мјерења у посљедњих 25 година користе се за процјену деформација Земљине коре и за истраживања широког спектра геофизичких појава, посебно сеизмичких. Велики раст GNSS истраживања огледа се код процјене тродимензионалног положаја, са прецизношћу од неколико милиметара до неколико центиметара, у односу на релативне удаљености од 100 km до 1000 km. Тродимензионална GNSS мјерења омогућују одређивање хоризонталних и вертикалних деформација Земљине коре, које настају усљед различитих геофизичких појава, а које се одвијају на различитим просторно-временским размјерама. Просторно-временска расподјела накупљених и ослобођених површинских напрезања Земљине коре, која укључује тектонске и сеизмичке процесе, представљена је на основу континуираних GNSS мјерења и одговарајуће деформације Земљине коре. Поред процјене површинског напрезања Земљине коре, за потребе геодинамичких истраживања, захтијевају се и тачне процјене грешака. Прецизност ових процјена оцјењује се њиховом поновљивошћу и средњом квадратном грешком појединих компоненти координата (North – сјевер, East – исток и Up – висина).

На основу теоријских поставки, које су приказане у претходна два поглавља ове докторске дисертације, изведена су сва нумеричка истраживања за временске серије GNSS координата станица: Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI). Просторни распоред одабраних станица приказан је на слици 8.1. На овим GNSS станицама врше се континуирана опажања, GNSS координате непрекидно се прате и обрађују, у оквиру дневних рјешења.



Слика 8.1. Просторни распоред кориштених GNSS перманентних станица

Основни циљ ове докторске дисертације је квантификација деформације површине Земље на основу временских серија GNSS координата за потребе разумијевања геодинамичких процеса и деформација сеизмичких циклуса. На основу резултата временских серија GNSS координата, процијењене су брзине и несигурности брзина према моделу дефинисаном у оквиру поглавља 5.

Како шум у временској серији GNSS координата није само бијели, за потребе разумијевања и одређивања компоненти шума стохастичког модела, за испитивање података у фреквенцијском домену, кориштена је метода спектралне снаге према моделима дефинисаним у оквиру поглавља 6. Спектралном анализом временских серија одређени су спектрални индекси, који обезбјеђују главне параметре за разумијевање унутрашњег механизма који утиче на тектонске покрете.

8.1. Временске серије GNSS координата

Подаци временских серија GNSS координата, који су предмет ове докторске дисертације, преузети су са NGL (енгл. Nevada Geodetic Laboratory) интернетског

сервиса, који пружа податке доступне за сваког корисника. За анализу су одабране три GNSS станице које се налазе на Јадранској обали (PORE, ZADA и SPLI), једна GNSS станица које се налазе у унутрашњости Панонске низије (BEOG), једна GNSS станица која је смјештена на подручју приближно једнако удаљеном од Јадранске обале и Панонске низије (SARA) и GNSS станица која је постављена у близини Охридског језера (ORID). Преглед преузетих и кориштених временских серија GNSS координата приказан је у табели 8.1.

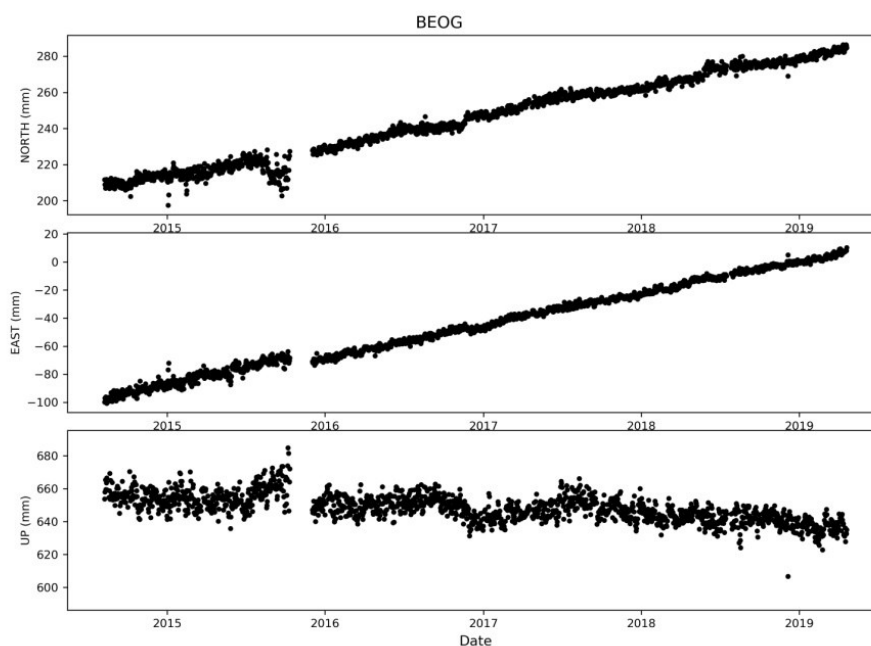
Табела 8.1. Преглед кориштених станица временских серија GNSS координата

Станица	Латитуда (°)	Лонгитуда (°)	Интервал опажања (год.)	Локација
BEOG	44.828	20.459	2014.6037–2019.2991	Београд, Република Србија
ORID	41.127	20.794	2000.6133–2008.6708	Охрид, Сјеверна Македонија
SARA	43.868	18.414	2008.0000–2015.9945	Сарајево, Босна и Херцеговина
PORE	45.226	13.595	2011.0856–2019.4524	Пореч, Република Хрватска
ZADA	44.113	15.228	2011.7180–2019.4524	Задар, Република Хрватска
SPLI	43.507	16.438	2004.3422–2012.2519	Сплит, Република Хрватска

Република Хрватска дио је алпско-медитеранског сеизмичког подручја који се састоји од неколико геотектонских јединица. Доминантне су Панонска низија на сјеверу, Источне Алпе, Динариди, Динаридско-јадранска и Јадранска геотектонска јединица. Сеизмичност наведеног подручја неравномјерно је распоређена, а већина потреса јавља се у обалном појасу. Повећана учесталост земљотреса у појединим дијеловима може се приписати периодима интензивнијег растерећења тла од притиска узрокованог непрекидним сударом између Јадранске плоче и Динарида. Сјеверни дио подручја истраживања, Панонски басен, карактеришу ријетке појаве великих земљотреса. Међусобни односи, тј. кретање тектонских плоча на Земљи, има значајан утицај на интензитет и појаву земљотреса. Упоредо са главним расједима који прате границе тектонских плоча јављају се и расједне зоне које су директне посљедице тектонике. Охридско језеро одликује се појачаном сеизмичношћу. Чести земљотреси на сјеверозападу истраживаног подручја узроковани су расједом који се протеже сјеверном страном Ливањског поља. Ливањско поље је највеће крашко поље на свијету, настало тектонским спуштањем земљишта између паралелних или субпаралелних

расједа. Оно је тектонским покретима спуштено између крашких планина Цинцара и Голије на сјеверу, Тушнице на истоку, Динаре и Камешнице на југу и Шатора и Старетине на западу.

На основу израза 5.15. анализирани су временске серије GNSS координата. На основу представљеног математичког модела процијене су амплитуде сезонских компоненета, при моделу закона снаге шума и модела бијелог шума. За обраду података кориштен је софтвер „TSAalyzer“, развијен у лабораторији за геодезију и динамику Земље на Институту за геодезију и геофизику у Кини [118]. Брзине положаја станица моделују се изравнањем по моделу линеарне регресије на основу временских серија GNSS координата. Временска серија BEOG представљена је на слици 8.2, а остале временске серије GNSS координата налазе се у Прилогу 1.



Слика 8.2. Временска серија GNSS координата за станицу BEOG

Тачност временских серија деградирани је доминантним изворима грешака као што су офсети, грубе грешке, дисконтинуитети и нелинеарна кретања станица (сезонске варијације – годишње и полугодишње). Све промјене које дефинишу оштру промјену средње вриједности резултују дуготрајним ефектом на оцјене брзина GNSS антена и имају штетан утицај на њихове процјене брзина.

Деформација Земљине коре креће се до неколико десетина милиметара годишње, а за то је потребна прецизност у хоризонталном смјеру испод 0.1 mm/god. [189], док се у вертикалном смјеру захтијева прецизност и тачност од око 0.1–0.2 mm/god. [190]. У таквим случајевима, и мале грешке у временској серији су од изузетног значаја. Из тих разлога, детектовање офсета у временским серијама је важан корак при оцјени брзина положаја GNSS станица. У случају да се они не детектују и не искључе, могу довести до грешке од неколико милиметара на годишњем нивоу.

Офсети се могу дефинисати као посљедица помјерања Земљине коре усљед земљотреса (сеизмичке активности), промјене проузроковане опремом (промјене опреме, локалних услова опажања и др.) и из непознатих разлога, који се откривају неким поступцима након обраде временске серије GNSS координата или, евентуално, прије поступка њихове обраде. Са повећањем дужина временске серије, повећава се и број офсета, а кумулативни ефекат малих одступања може значајно да измијени процјену положаја и брзине.

Откривање офсета познато је и као сегментација података временске серије. У овом истраживању, за откривање офсета у временској серији GNSS координата, кориштен је алгоритам сегментације сигнала [121]. Детектовани офсети представљени за све временске серије налазе се у Прилогу 2. Детектовани су и мањи офсети, са мањом амплитудом, од неколико милиметара, који су маскирани у шуму временске серије. Највише детектованих офсета налази се по висинској компоненти код свих временских серија GNSS координата. Уопштено, најмање детектованих офсета налази се у временској серији Београд, а највише у временској серији Сарајево. У временској серији Задар офсети се појављују само у висинској компоненти, док при хоризонталној компоненти нису детектовани.

Често се у таквим временским серијама налазе мали прекиди и могу се пратити деформације широких размјера (земљотреси) или дисконтинуитети усљед промјене опреме и/или квара. Прецизна процјена ових помјерања омогућава идентификацију процјена косеизмичке деформације у првом случају и уклањање нежељених сигнала у другом случају, гдје се остварује прецизнија процјена тектонских брзина.

У табели 8.2. представљени су подаци прије и након одбацивања грубих грешака, односно свих података у временској серији, чије је одступање било три пута веће од вриједности стандардног одступања над цјелокупним узорком временске серије према 5.16. Највише детектованих грубих грешака присутно је код станице SPLI, док највише празнина има станица SARA. С обзиром на количину расположивих података и количину празнина, може се рећи да је временска серија ZADA, која се налази на локацији Задра, најкомлетнија, са најмањом количином празнина, аутлејера и офсета.

Табела 8.2. Распоживост података и празнине у временским серијама

Станица	Расположиви подаци (епохе)	Празнине (%)	Очишћени подаци (епохе)	Празнине након чишћења (%)
BEOG	1615	5.8	92	11.2
ORID	2011	31.7	119	35.7
SARA	1733	40.7	144	45.6
PORE	2710	11.3	40	12.6
ZADA	2688	4.8	56	6.8
SPLI	2840	1.7	484	18.4

Након што се открију и из свих временских серија уклоне аутлејери и офсети, оцјењују се амплитуде сезонских варијација. Сезонске варијације, као и офсети, значајни су и примјењују се у геодинамичким истраживањима, али за процјену брзина представљају сметњу и извор шума, поготово код краћих временских серија.

Главне периодичне карактеристике временске серије GNSS координата могу се описати годишњим и полугодишњим сигнаима. У оквиру ове докторске дисертације процијењене су годишње и полугодишње амплитуде. Израчунати су периодични сигнали, како би се назначили сезонски догађаји. Анализе су усмјерене на утврђивање периодичне компоненте за временски низ координата, деформацију Земљине коре, као и утицај сеизмичких догађаја на промјене деформације Земљине коре. Помоћу софтвера се истовремено оцјењују тренд и сезонски сигнали. Оцијењене вриједности амплитуда полугодишњих и годишњих сигнала са оцјеном несигурности представљени су у Прилогу 3.

Оцијењене вриједности амплитуда полугодишњих и годишњих сигнала мање су у хоризонталном смјеру (са оцјеном несигурности до 0.1 mm), док су у вертикалном смјеру веће (са оцјеном несигурности до 0.2 mm). Може се видјети да су периодичне компоненте различите за анализиране станице. Међутим, доминантно је годишње раздобље. Унутар било које временске серије GNSS координата сезонске варијације, дугорочни тренд и шум могу бити доминантни у подацима оцјене брзине положаја GNSS антене. Разликовање ових различитих компоненти је од велике важности за разумијевање природних и геофизичких процеса. Сезонски сигнали повезани су са многим геофизичким изворима.

Показатељ прецизности у процесу процјене одређен је њиховом поновљивошћу, која представља пондерисани средњи квадрат WRMS, расипање индивидуалних компоненти (сјевер, исток, висина) који су дефинисани линеарним трендом:

$$WRMS = \sqrt{\frac{N \sum_{i=1}^N (y_i - (a + bt_i))^2}{N-2 \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2}}}, \quad (8.1)$$

гдје је: y_i – положај, σ_i – радна грешка, a и b – параметри најбоље процјене регресионе праве, N – број тачака (број узорака временске серије GNSS координата) и 2 – број параметара линеарног модела.

WRMS грешка за процјену временске серије GNSS координата и деформације представљена је за полугодишње и годишње сигнале и креће се од 2.53 mm до 3.16 mm за хоризонталну компоненту и од 5.09 mm до 6.3 mm за висинску компоненту.

На подручју истраживања ове докторске дисертације не постоји много литературе за поље брзина, које су изведене на основу временских серија континуираних GNSS мјерења. Већина истраживања темељи се на кампањама GNSS мјерења помоћу статичког позиционирања. Важан дио код примјене континуираних GNSS мјерења јесу савремене калибрације фазног центра пријемника и сателитске антене и прерачунате IGS орбите, које представљају рјешења у складу са међународним IGS08 референтним оквиром (GNSS реализација међународног

референтног оквира 2008 – ITRF2008). Референтни оквир за све станице је IGS08/ITRF2008.

Брзина положаја GNSS антене процјењује се помоћу линеарне регресије која се примјењује на појединачне компоненте координата. Резултати добијени обрадом шест перманентних GNSS станица представљени су у табели 8.3. за хоризонталну и вертикалну компоненту. Графички приказ хоризонталних брзина GNSS станица налази се у Прилогу 4, а графички приказ вертикалних брзина GNSS станица у Прилогу 5. Годишње хоризонталне и вертикалне брзине утврђене су за IGS08 дневна рјешења.

Табела 8.3. Вриједности брзина положаја перманентних GNSS станица

Станица	Брзине положаја станица			Интензитет резултантног вектора помјерања [mm/god]
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)	
Београд	16.57±0.04 mm/god.	22.19±0.04 mm/god.	-3.57±0.10 mm/god.	27.69
Охрид	11.68±0.02 mm/god.	23.33±0.03 mm/god.	1.30±0.08 mm/god.	26.09
Сарајево	15.43±0.02 mm/god.	24.85±0.03 mm/god.	-1.46±0.06 mm/god.	29.25
Пореч	18.06±0.01 mm/god.	21.74±0.02 mm/god.	-1.76±0.05 mm/god.	28.26
Задар	18.41±0.02 mm/god.	22.44±0.01 mm/god.	-1.28±0.05 mm/god.	29.03
Сплит	17.48±0.02 mm/god.	21.59±0.02 mm/god.	0.16±0.05 mm/god.	27.78

У моделу временских серија GNSS координата резидуали су оно што остаје након уклапања у модел. Резидуали су корисни у провјери да ли модел адекватно описује информације о подацима. Дистрибуција резидуала временских серија GNSS координата по појединим станицама представљена је у Прилогу 6. Може се видјети да расподјела има мање-више Гаусов изглед, што потврђује да је поступак моделовања исправан, резидуали су међусобно независни и имају нулту средњу вриједност. Они, такође, имају константну заједничку варијансу и нормално дистрибуисане податке. Сва ова својства олакшавају даље рачунање интервала предвиђања.

На основу резидуала, временских серија GNSS координата, методом спектралне анализе шума и периодичних сигнала у фреквенцијском домену, Lomb–Scargle алгоритмом (6.1) израчунати су и представљени периодограмама за сваку компоненту положаја за све станице, Прилог 7. Метода периодограма Lomb–Scargle превазилази недостатке класичног периодограма, који се може примијенити само на једнако узоркованим подацима. Спектри снаге свих GNSS станица били су сложени и углађени кориштењем Гаусове углађености за сваку компоненту посебно.

8.2. Коefицијенти спектралних индекса временских серија GNSS координата

Истраживања карактеристика шума код континуираних GNSS мјерења показују да временске серије GNSS координата добијене из тих мјерења нису у потпуности независне у времену и простору. Шум у боји је, уз бијели шум, укључен у временске серије. Међутим, бијели шум није доминантан.

Начин стабилизације GNSS антене, тј. врста објекта на који се поставља GNSS антена, има значајну улогу при процјени шума за перманентне GNSS антене. Врста стабилизације одређује се према њиховој потреби и у зависности од околних услова мјеста гдје се GNSS антена поставља. Разликују се три основна типа стабилизације GNSS антене на регионалном и интернационалном нивоу. Први начин стабилизације односи се на статив са четири шипке од нерђајућег челика. Шипке су распоређене тако да формирају структуру пирамиде, док је статив стабилизован у темељу. Други начин стабилизације, мање стандардизован, односи се на учвршћену челичну конструкцију на крововима објеката, док трећи начин представља различите врсте бетонских стубова, просјечно висине од 1 до 2 m. У овој докторској дисертацији, кориштене GNSS антене стабилизоване су на други и трећи начин. GNSS антене стабилизоване на бетонским стубовима показале су се као квалитетнији начин стабилизације, за разлику од стабилизација на објектима. Снага спектралне густине представља нагиб графикана у простору који одговара вриједности спектралног индекса шума који је доминантан у

временској серији GNSS координата. Нагиби снаге спектра густине за антене постављене на објектима већи су од оних уграђених на бетонске стубове.

Тип шума у временској серији GNSS координата одређен је на основу коефицијената спектралног индекса. Са процијењеним спектралним индексима, који утичу на временску серију GNSS координата, обезбијеђена је већа тачност и ефикасност при откривању физичких појава.

Коефицијенти по компонентама (сјеверне, источне и висине) сваке поједине GNSS станице која је предмет ове докторске дисертације дефинисани су узимајући вриједности од -3 до 1. На слици 8.3. представљени су процијењени спектрални индекси за станице Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI). Процијењени спектрални индекси показују превласт временски некорелисаног – бијелог шума на високим фреквенцијама (десно) и временски корелисаног – обојеног шума за ниске фреквенције (лијево).

Процијењени спектрални индекси, такође, показују да је, и након уклањања линеарног тренда и сезонских варијација, присутно више снаге обојених шума од снаге бијелог шума. Обојени шумови били би јачи у присуству линеарног тренда и сезонских варијација.

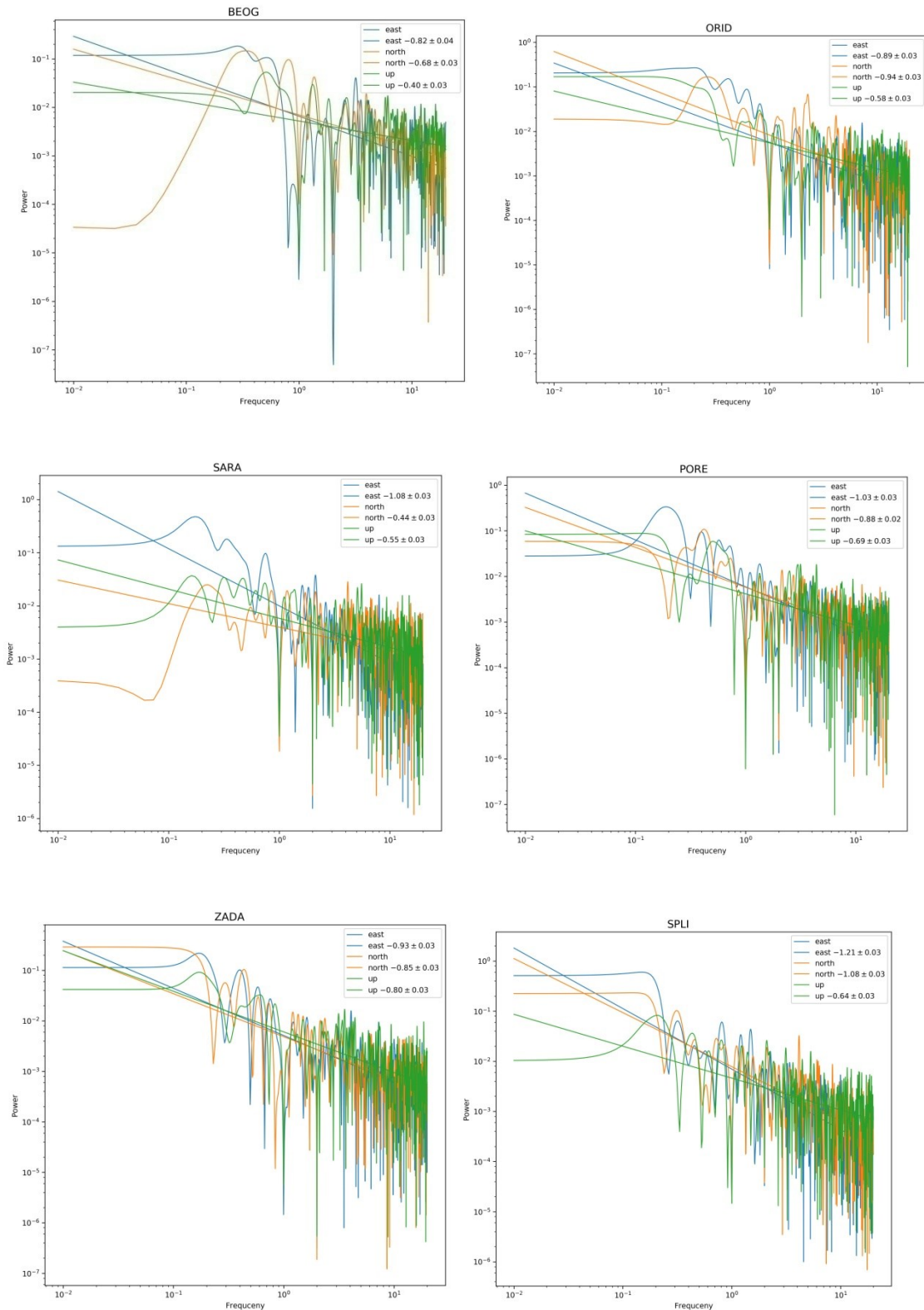
У већини геофизичких појава спектрални индекси нису цијели бројеви и његове вриједности варирају у распону $-0 < \alpha < -3$. Спектрални индекси за станице BEOG, ORID и ZADA налазе се у распону $-1 < \alpha < 0$ и описују фракцијски Гаусов шум, што значи да су статистичка својства непромјенљива током времена.

У временској серији GNSS координата код станица Сарајево, Пореч и Сплит може се уочити обојени шум са спектралним индексом око -1 код источне компоненте за све три станице и код сјеверне компоненте за станицу Сплит. Помак спектралних индекса према шуму треперења ($\alpha = -1$) вјероватно је последица процеса атмосферског или хидросферног поријекла са просторном корелацијом у одређеној мјери.

Коефицијент спектралног индекса за све анализиране станице креће се у распону од -0.4 до -1.21 са средњом вриједношћу -0.80 и стандардном девијацијом 0.23. Ове вриједности показују досљедне резултате са вриједностима [137], којим се потврђује закључак да процеси шума у временским серијама GNSS координата могу бити адекватно описани моделом бијелог шума и шума треперења.

Познавање спектралног индекса је од фундаменталног значаја, јер омогућава идентификовање врсте шума који је присутан у временској серији GNSS координата. На тај начин се шум може моделовати и узети у обзир код процјене брзине и може побољшати њену прецизност.

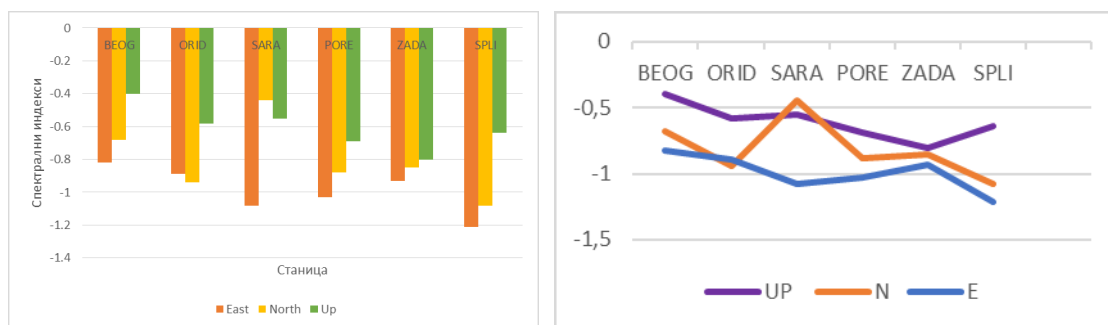
Процеси шума описани су у фреквенцијском домену, записом log-log и показују да спектар снаге шума са порастом фреквенције има негативан нагиб. Графикон log-log је дводимензионални графикон нумеричких података који користи логоритамску скалу на водоравној и вертикалној оси. Они су врло корисни за препознавање односа и процјену параметара.



Слика 8.3. Процјена спектралних индекса за станице Београд (BEOG), Охрид (ORID), Сарајево (SARA), Пореч (PORE), Задар (ZADA) и Сплит (SPLI)

Упркос чињеници да су снаге спектра густине готово исте, они ипак, за поједине перманентне станице, показују неколико разлика. Нагиби за мјеста на којима су GNSS антене на објектима веће су за Београд и Задар. Међутим, за Охрид и Сплит, за GNSS антене које су уграђене на бетонским стубовима, показују мање нагибе. Занимљиво је да за станице Сарајево и Пореч GNSS антене имају досљедне нагибе – као при стабилизацији на стубу. Ове станице постављене су на димњацима објеката. То указује на то да је нестабилност стабилизације вјероватно већа код објеката који су под оптерећењем или под утицајем временских промјена.

На слици 8.4. приказано је поређење вриједности процијењених спектралних индекса по компонентама за све станице које су предмет истраживања ове докторске дисертације.



Слика 8.4. Процијењени спектрални индекси по компонентама (E, N, UP) сваке поједине станице

У табели 8.2. представљене су средња вриједност и стандардна девијација спектралне процјене по компонентама са минималним и максималним вриједностима. Није уочено да су спектрални индекси компоненте висине значајно веће од спектралних индекса хоризонталних компоненти. Однос спектралних индекса у вертикалном и хоризонталном смјеру рачуна се како је приказано:

$$r = \frac{\alpha_U}{\frac{1}{2}(\alpha_E + \alpha_N)}, \quad (8.2)$$

при чему су α_E , α_N и α_U спектрални индекси источне, сјеверне и компоненте висине.

Табела 8.4. Статистички подаци спектралне процјене

Спектрални индекс (α)	Компонента		
	Источна (E)	Сјеверна (N)	Висина (UP)
Средња вриједност	-0.99	-0.81	-0.61
Стандардна девијација	0.14	0.22	0.14
Минимум	-1.21	-1.08	-0.80
Максимум	-0.82	-0.44	-0.40

Резултати показују да је минимални однос $r = 0.53$, максимални однос $r = 0.90$ и медијана $r = 0.68$. За све анализирани станице однос је $r < 1$, што наводи да су спектрални индекси за компоненту висине, у односу на спектралне индексе источне и сјеверне компоненте, ближи нули, па самим тим ближи и бијелом шуму.

8.3. Офсети у временској серији GNSS координата, као посљедице земљотреса

Како су земљотреси великих магнитуда ријетки, за ово подручје истраживања, алгоритам је представљен за доступне земљотресе који су одабрани с обзиром на јачину и удаљеност земљотреса у односу на GNSS станицу.

Извлачење геофизичких сигнала из временских серија GNSS координата доприноси јасном увиду како се Земљина кора деформише. Прецизна процјена земљотреса, често садржана у таквим временским серијама, омогућава идентификацију процјене косеизмичке деформације.

За потребе овог истраживања локализовано је 36 сеизмичких догађаја, од којих шест није садржано у временским серијама GNSS координата. Узрок овог случаја су празнине у временским серијама појединих станица. Одређена су и GNSS косеизмичка помјерања за 32 земљотреса. Ова мјерења допуњују сеизмолошке информације, јер документују цијели сеизмички циклус, укључујући косеизмичке деформације, интерсеизмичке и пролазне постсеизмичке процесе.

Укупан број доступних и анализираних земљотреса налази се на просјечној удаљености око 70 km од станица. Минимална вриједност удаљености сеизмичког догађаја је око 9 km, док је максимална вриједност удаљености сеизмичког догађаја око 155 km. Сеизмички догађаји на удаљености око 155 km и око 140 km локализовани су за станицу Задар (ZADA) и узети су у обзир због већих магнитуда (M 4.6 и M 4.9). Искључујући ова два догађаја, остали се налазе на удаљеностима од 9 km до 100 km.

За све сеизмичке догађаје кориштен је текстуални формат JSON (енгл. JavaScript Object Notation). JSON датотека креирана је на основу података преузетих са USGS (енгл. U.S. Geological Survey) са <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search> и кроз интерактивну обраду извршена је анализа за сваку временску серију GNSS координата софтвером TSanalyzer. У раду су анализирани стварне косеизмичке деформације на дан земљотреса.

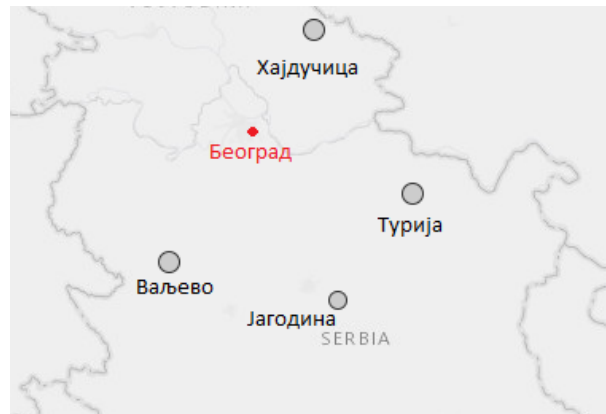
Потресна опасност (сеизмички хазард) одређеног мјеста исказује се неким својством земљотреса који може узроковати штету (рушење објекта, људске жртве и др.). Данас се за то најчешће користи највеће убрзање тла током потреса.

8.3.1. GNSS станица Београд

Прво истраживање у овој докторској дисертацији изведено је за временску серију GNSS координата станице Београд (BEOG). Ова станица је постављена за потребе послова који се односе на метролошке области времена, фреквенције и брзине, као и послове везане за реализацију националне временске скале Републике Србије. GNSS станица Београд постављена је при Дирекцији за мјере и драгоцене метале у Београду.

Најјачи земљотреси који су регистровани на територији Београда су у Лазаревцу 1922. године, у Мионици 1998. године (магнитуде 5.6) и у Краљеву 2010. године (магнитуде 5.4). Досадашњи подаци сеизмолога показују да су у Србији најјачи земљотреси били до 6 степени Рихтерове скале, а у посљедњих стотињак година догодило се око 40 земљотреса магнитуде преко 5.

На подручју Београда земљотреси јачих магнитуда су ријетки, па је из тих разлога истраживање примијењено на неколико доступних земљотреса у периоду од 2014. до 2019. године. Извршена је процјена за локализоване земљотресе у близини Хајдучице, Турије, Ваљево и Јагодина (слика 8.5).



Слика 8.5. Локализовани земљотреси на подручју Београда, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

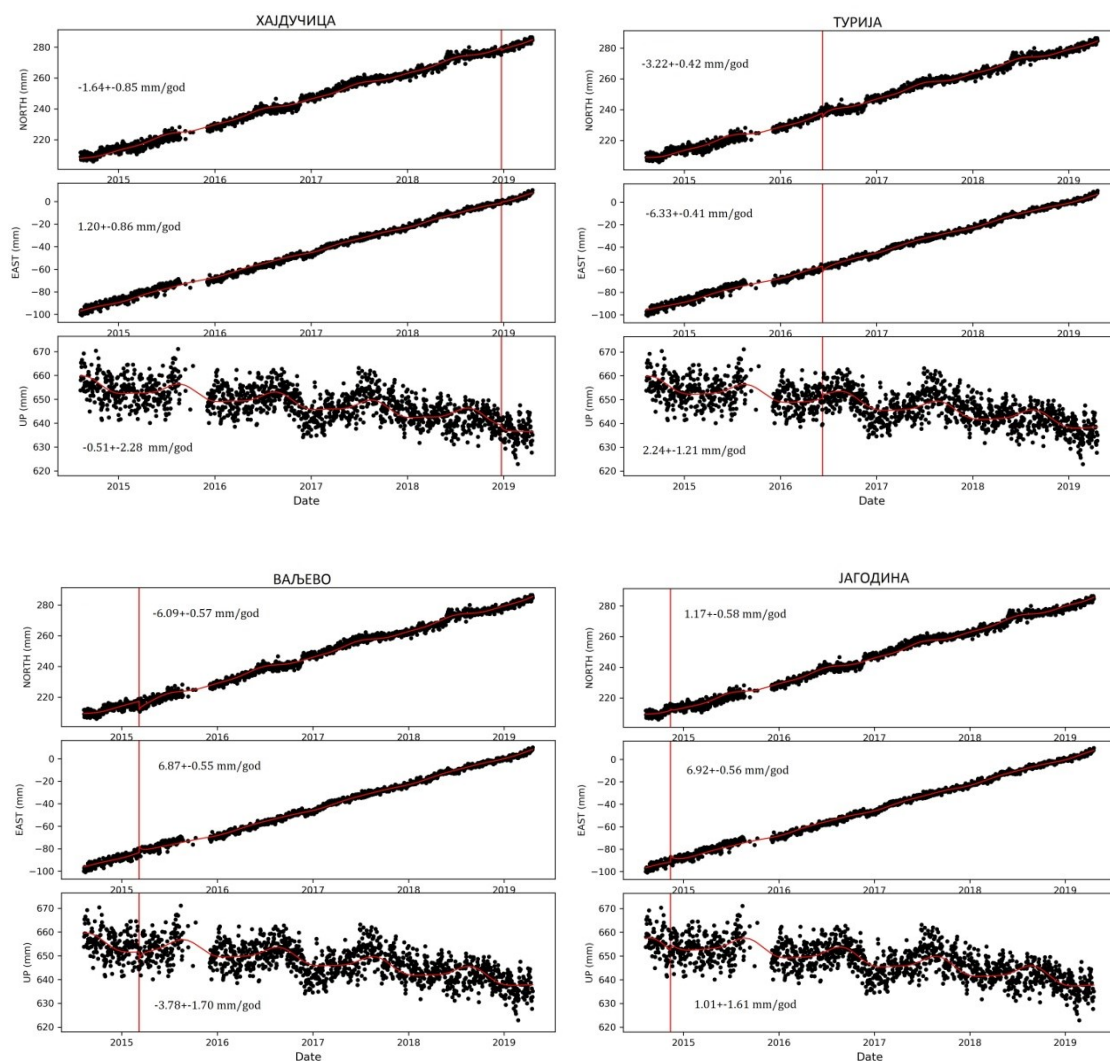
У табели 7.5. приказани су резултати земљотреса са основним карактеристикама. Анализирани су подаци станице Београд за земљотресе до 111 km од епицентра и магнитуда од 3.0 до 4.4.

Табела 8.5. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 3 на ширем подручју Београда

Датум	Епицентра р	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од BEOG GNSS d (km)
23. 12. 2018.	Хајдучица	45.268	20.936	10	4.1	62
9. 6. 2016.	Турија	44.463	21.624	2	4.2	100
8. 3. 2015.	Ваљево	44.126	19.9	9	4.4	90
12. 11. 2014.	Јагодина	43.941	21.110	10	3	111

Извршена је процјена за локализоване земљотресе (слика 8.6), а вриједности косеизмичких брзина представљене су у табели 8.6. Утврђено је како су земљотреси утицали на координате временске серије одређеног дана, када су се ти

земљотреси догодили. Удаљеност епицентара за све догађаје у овој временској серији је на растојању око 100 km.



Слика 8.6. Косеизмичке брзине GNSS станице Београд – офсети, као последица земљотреса

Табела 8.6. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Београд

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Хајдучица	-1.64±0.85 mm	1.20±0.86 mm	-0.51±2.28 mm
Турија	-3.22±0.42 mm	-6.33±0.41 mm	2.24±1.21 mm
Ваљево	-6.09±0.57 mm	6.87±0.55 mm	-3.78±1.70 mm
Јагодина	1.17±0.58 mm	6.92±0.56 mm	1.01±1.61 mm

Процијењене косеизмичке брзине изазване земљотресима за станицу Београд показују одступања од неколико милиметара за све догађаје. Међутим, резултати косеизмичких брзина земљотреса код Ваљева показују да он, у односу на друге догађаје, има већу косеизмичку брзину по све три компоненте. Њихове вриједности износе -6.09 ± 0.57 mm, 6.87 ± 0.55 mm и -3.78 ± 1.70 mm, што се може повезати са највећом магнитудом 4.4 у овом подручју. Ови резултати показују очигледнија косеизмичка хоризонтална и вертикална помјерања. Спектрални индекси за сеизмичке догађаје налазе се у Прилогу 8 и показују стациоарне Гаусове процесе по све три компоненте временске серије.

8.3.2. GNSS станица Охрид

Друго истраживање у овој докторској дисертацији изведено је за временску серију GNSS координата станице у Охриду (ORID). Ова станица припада једној од станица Међународног терестричког референтног система. Од 2000. године укључена је у Европску перманентну мрежу, а њен квалитет је доказан и самим тим што припада А класи европских перманентних станица. Ова станица је стабилизована армиранобетонским стубом висине 2 m, фундираним на дубини од 0,8 m, са присилним цетрисањем GNSS антене, слика 7.7.

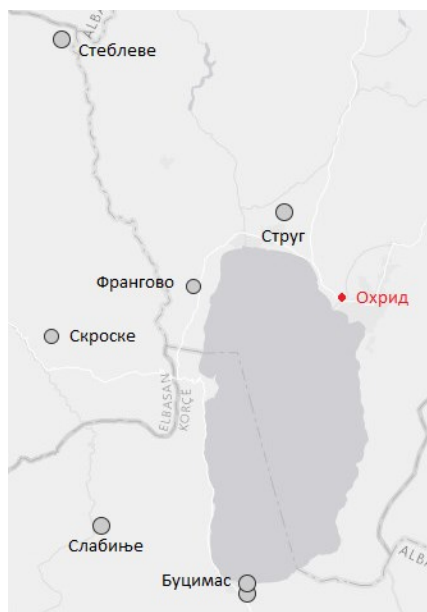
Станица у Охриду постављена је у близини Охридског језера. Охридско језеро налази се на подручју Динарида, на граници између Сјеверне Македоније и Албаније. Оно се сматра једним од најстаријих језера у Европи. Језеро је окружено са запада планином Мокра (2540 m) и са истока планином Галичица (2254 m).



Слика 8.7. GNSS антена у Охриду

Цијело подручје може се окарактерисати као сеизмички крајолик [191]. Овај дио чини једну од најактивнијих сеизмичких зона у Албанији/ Сјеверној Македонији. Најјачи земљотрес измјерен на подручју Охридског језера догодио се 18. фебруара 1911. године, магнитуде 6.7, дубине 15 km. Посљедњи земљотрес на овом подручју догодио се 3. јула 2017. године, магнитуде 4.8, дубине 10 km. Од средине јуна те године, на подручју Охрида забиљежено је више од 800 земљотреса. Већина ових земљотреса била је слабијег интензитета. Дубине хипоцентра овог подручја су између 10 km и 50 km. Врло ријетко су забиљежени неки дубљи земљотреси на дубинама око 100 km. Мали и умјерени земљотреси, магнитуде ~5, одвијају се претежно дуж већих расједа, а концентрисани су уз рубове Охридског језера. Зона Охрид–Корча сматра се подручјем највеће сеизмичке опасности на албанско-македонском коридору утемељеном на данашњој сеизмичности [192].

Како су земљотреси великих магнитуда ријетки, истраживање је примијењено на неколико доступних скупова података. Извршена је процјена за локализоване земљотресе у близини Буцимаса, Франгова, Слабиња, Скроске и Струга (слика 8.8). Анализирани су подаци станице Охрид до 35 km од епицентра, магнитуда од 3.9 до 4.6.



Слика 8.8. Локализовани земљотреси на подручју Охрида, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

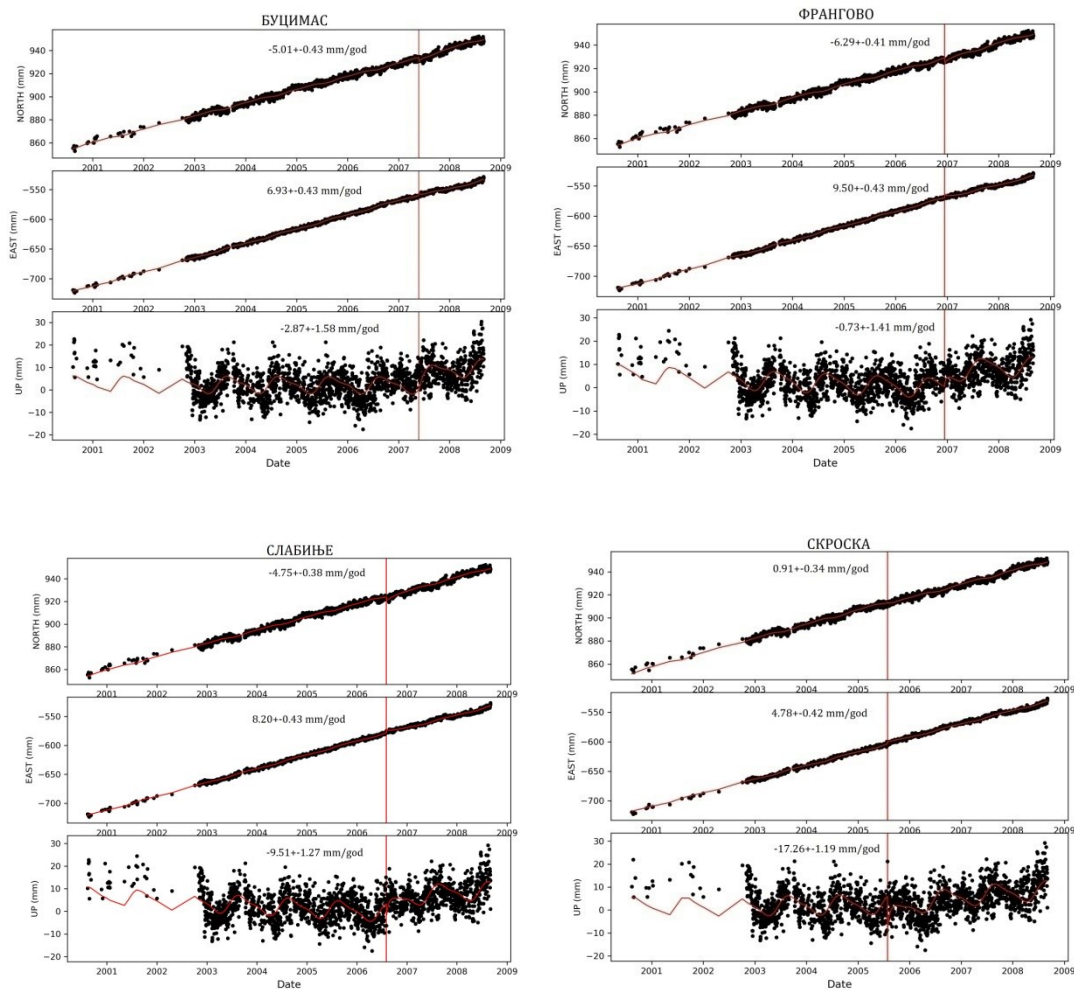
Косеизмичка помјерања ових земљотреса забиљежена су унутар континуираних GNSS мјерења станице Охрид. Резултати земљотреса са основним карактеристикама приказани су у табели 8.7.

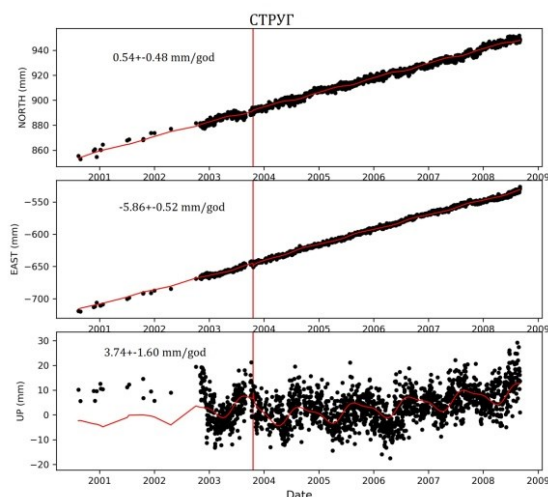
Табела 8.7. Листа земљотреса са епицентром магнитуде ~ 4 на ширем подручју Охрида

Датум	Епицитар	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од ORID GNSS d (km)
25. 5. 2007.	1 km SSW од Буцимаса	40.900	20.680	10	4.3	27
13. 12. 2006.	0.5 km S од Франгова	41.140	20.623	31.7	3.9	14
8. 3. 2006.	2 km W од Слабиња	40.947	20.524	5.1	4.0	30
28. 7. 2005.	1.5 km NE од Скроске	41.100	20.470	5	3.9	27
20. 10. 2003.	4 km SW од Струга	41.200	20.720	15	4.0	11
1. 12. 2001.	0.80 km ENE од Стеблева	41.340	20.481	10	4.6	35
6. 10. 2001.	Буцимас (2)	40.892	20.680	10	4.4	28

Земљотреси у околини Стеблева и Буцимаса 2 нису анализирани усљед недостатка података у временским серијама GNSS координата за станицу Охрид. Временска серија Охрид је почетком 2001. године имала велики број празнина, тако да се није могла успоставити интеракција са наведеним земљотресима. Остали земљотреси и косеизмичке брзине представљене су на слици 8.9. и табели 8.8.

Станица Охрид показала је одступања од неколико милиметара за све догађаје. Међутим, земљотреси Скроска и Слабиње имају косеизмичке брзине по компоненти висине вриједности -17.26 ± 1.19 mm/god. и -9.51 ± 1.27 mm/god., што се може повезати са дубином епицентра око 5 km. Ови резултати показују читија косеизмичка вертикална помјерања.





Слика 8.9. Косеизмичке брзине GNSS станице Охрид – офсети, као последица земљотреса

Табела 8.8. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Охрид

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Буцимас	-5.01±0.43 mm	6.93±0.43 mm	-2.87±-1.58 mm
Франгово	-6.29±0.41 mm	9.50±0.43 mm	-0.73±-1.41 mm
Слабиње	-4.75±0.38 mm	8.20±0.43 mm	-9.51±-1.27 mm
Скроска	0.91±0.34 mm	4.78±0.42 mm	-17.26±-1.19 mm
Струг	0.54±0.48 mm	-5.86±0.52 mm	3.74±-1.60 mm

Спектрални индекси за сеизмичке догађаје налазе се у Прилогу 8 и показују стационарне Гаусове процесе по све три компоненте временске серије. За земљотрес Скроска нагиб је већи него код осталих догађаја.

8.3.3. GNSS станица Сарајево

Сљедеће истраживање изведено је за временску серију GNSS координата станице у Сарајеву (SARA). Ова станица припада, такође, једној од станица Међународног терестричког референтног система (слика 8.10). Постављена је на згради Грађевинског факултета у Сарајеву и, у односу на остале станице региона, располаже најдужом временском серијом, од 20 година података на дневној резолуцији. Истраживање је рађено за период од 2008. до 2016. године, с обзиром на локализоване сеизмолошке догађаје, који нису активни за ово

подручје. Иако територија БиХ спада у сеизмички активну зону, снажнији земљотреси су релативно ријетки за подручје око Сарајева. Дубина хипоцентра на овом подручју креће се од 4 km до 30 km.



Слика 8.10. GNSS антена у Сарајеву

Истраживање је примијењено на неколико доступних скупова података за локализоване земљотресе, који су представљени на слици 8.11, у близини Корана, Грачанице и Сарајева. За земљотрес код Зенице није успостављена интеракција, усљед недостатка информација у временској серији GNSS координата Сарајево.



Слика 8.11. Локализовани земљотреси на подручју Сарајева, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

Табела 8.9. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 3 на ширем подручју Сарајева

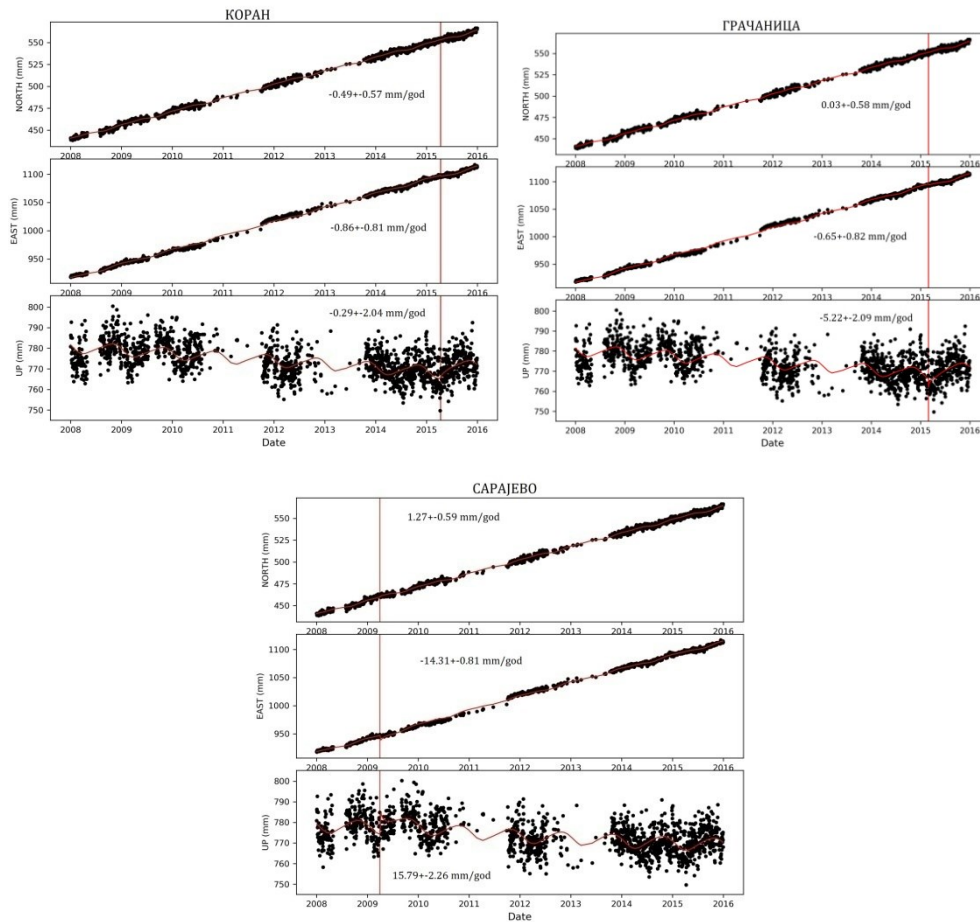
Датум	Епицентар	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од SARA GNSS d (km)
12. 4. 2015.	5 km S од Корана	43.761	18.569	3.6	4.1	17
28. 2. 2015.	21 km SSE од Грачанице	43.570	18.430	5.0	4.1	33
27. 7. 2012.	5 km SSW од Зенице	44.167	17.877	10.0	4.5	54
31. 3. 2009.	10 km SSE од Сарајева	43.792	18.452	5.0	4.1	9

Сеизмички догађаји у овом подручју, током временског периода истраживања, представљају земљотресе који су приближно једнаке магнитуде (око 4) и плићих дубина епицентара. Станица Сарајево показала је косеизмичку брзину код земљотреса Сарајево по компонентама које износе за сјевер 1.27 ± 0.59 mm/god., исток -14.31 ± 0.81 mm/god. и висину 15.79 ± 2.26 mm/god., што се може повезати са дужином епицентра око 5 km и релативно блиском епицентру од 9 km од GNSS станице Сарајево. Ови резултати показују већа косеизмичка помјерања него што је случај код друга два земљотреса око Сарајева.

Табела 8.10. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сарајево

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Коран	-0.49 ± 0.57 mm	-0.86 ± 0.81 mm	-0.29 ± 2.04 mm
Грачаница	0.03 ± 0.58 mm	-0.65 ± 0.82 mm	-5.22 ± 2.09 mm
Сарајево	-1.27 ± 0.59 mm	-14.31 ± 0.81 mm	15.79 ± 2.26 mm

Спектрални индекси за сеизмичке догађаје налазе се у Прилогу 8 и показују стационарне Гаусове процесе по све три компоненте временске серије. Изузетак су земљотреси Коран и Грачаница, који код источне компоненте прелазе у шум треперења. Нагиби су већи за све земљотресе.



Слика 8.12. Косеизмичке брзине GNSS станице Сарајево – офсети, као посљедица земљотреса

8.3.4. GNSS станица Пореч

Интеракција између Јадранске микроплоче, Динарида, Алпа и Панонског басена доводи до прилично сложених тектонских и структурних односа континенталног дијела Хрватске. Историјски посматрано, сеизмичност континенталног и приморског подручја Хрватске показује знатан сеизмички потенцијал. За овај дио истраживања анализирани су GNSS станице Пореча, Задра и Сплита. Већина досадашњих земљотреса регистрована је у приморском подручју Хрватске и већина представља плитке земљотресе, који се дешавају у горњој кори до дубине око 20 km.

GNSS станица Пореч, на полуострву Истра, налази се на сјевернозападном дијелу Јадранске микроплоче (слика 8.13). Она се, за разлику од њених осталих дијелова,

сматра готово асейзмичким дијелом Јадранске микроплоче. Међутим, континуирано кретање Јадранске према Евроазијској микроплочи даје енергију за накупљање стреса у будућим сеизмичким циклусима, тако да се тренутни појам Истре као регије ниске сеизмичности може довести у питање.



Слика 8.13. GNSS антена у Поречу

На овом подручју, за период истраживања од 2011. до 2019. године, локализована су два земљотреса магнитуде ~ 4 . Овај податак говори да је подручје мање тектонски активно. На слици 8.14. приказан је просторни положај локализованих земљотреса Омишаљ и Пивка.



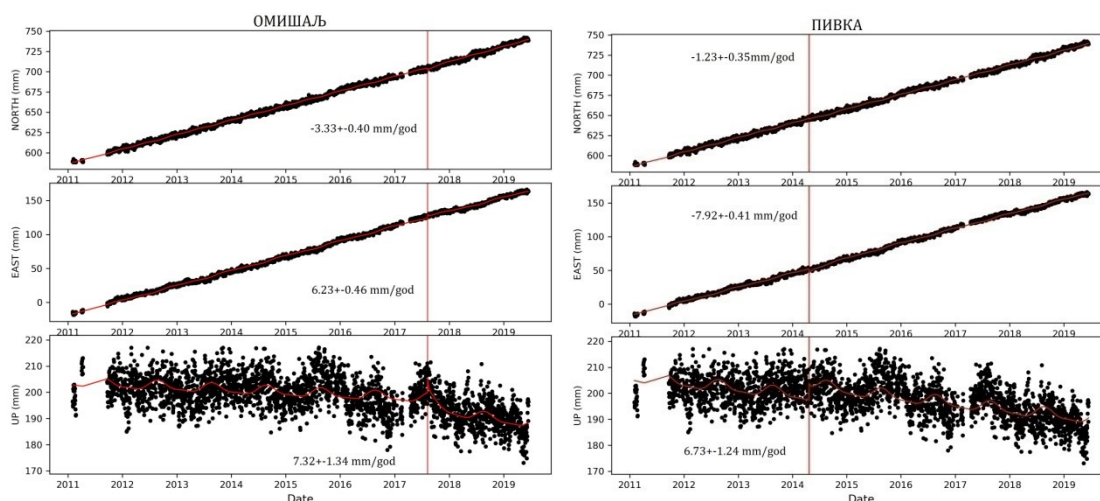
Слика 8.14. Локализовани земљотреси на подручју Пореча, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

Сеизмички догађаји код Омишаља и Пивке налазе се на приближно једнаким удаљеностима од станице Пореч, на приближно једнаким дубинама и приближно једнаким магнитудама од 4 и 4.5.

Табела 8.11. Листа земљотреса са епицентром магнитуде 4 и веће од 4 на ширем подручју Пореча

Датум	Епицентар	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од PORE GNSS d (km)
8. 8. 2017.	Омишаљ	45.203	14.605	10	4.0	79
22. 4. 2014.	Пивка	45.634	14.256	4.6	4.5	69

При овим сеизмичким догађајима, станица Пореч показала је косеизмичку брзину приближно једнаких вриједности по компоненти за сјевер -3.33 ± 0.40 mm за Омишаљ и -1.23 ± 0.35 mm за Пивку. Компоненте висине имају вриједности 7.32 ± 1.34 mm за Омишаљ и 6.73 ± 1.24 mm за Пивку. Источна компонента за Омишаљ износи 6.23 ± 0.46 mm, а за Пивку -7.92 ± 0.41 mm. Карактеристично је да су код источне компоненте супротни предзнаци.



Слика 8.15. Косеизмичке брзине GNSS станице Пореч – офсети као последица земљотреса

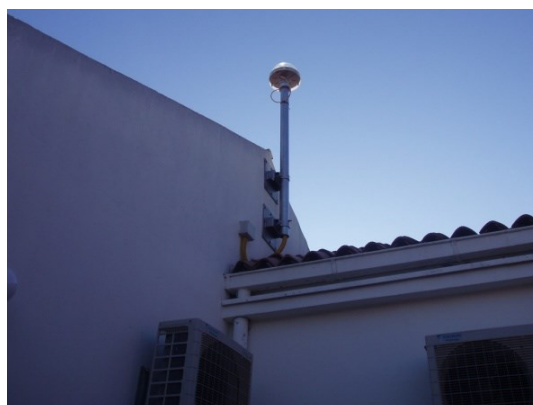
Табела 8.12. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Пореч

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Омишаљ	-3.33±0.40 mm/god.	6.23±0.46 mm/god.	7.32±1.34 mm/god.
Пивка	-1.23±0.35 mm/god.	-7.92±0.41 mm/god.	6.73±1.24 mm/god.

Спектрални индекси за сеизмичке догађаје налазе се у Прилогу 8 и показују стационарне Гаусове процесе по компоненти сјевер и компоненти висине, док код компоненте исток показују шум треперења.

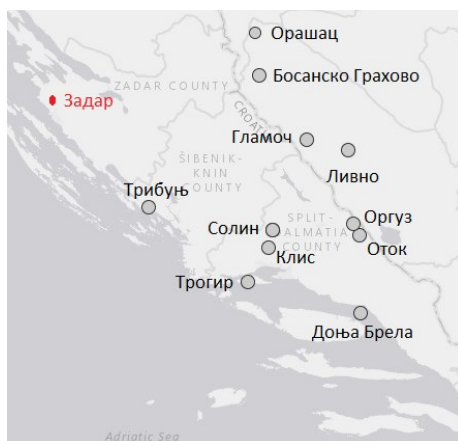
8.3.5 GNSS станица Задар

Подручје Задра је сеизмотектонско подручје обликовано потискивањем Јадранске микроплоче. Сеизмотектонске последице још увијек нису у потпуности схваћене и предмет су непрекидног истраживања. Сеизмичност овог подручја много је интензивнија него у претходним подручјима истраживања. Локализовано је 11 земљотреса на ширем подручју Задра, гдје су поједини сеизмички догађаји, због јачих магнитуда, укључени у истраживање, без обзира на веће удаљености. GNSS станица Задар стабилиована је на крову зграде (слика 8.16).



Слика 8.16. GNSS антена у Задру

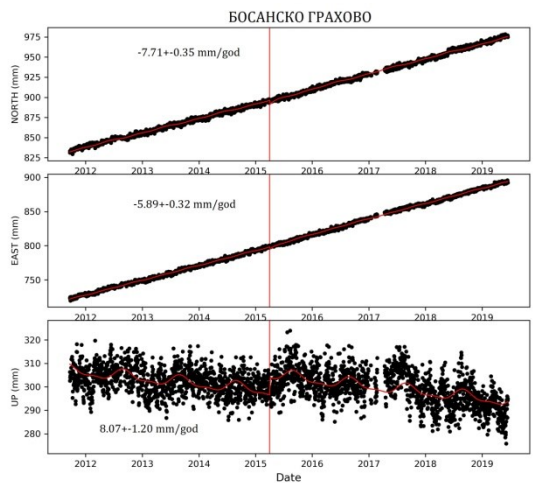
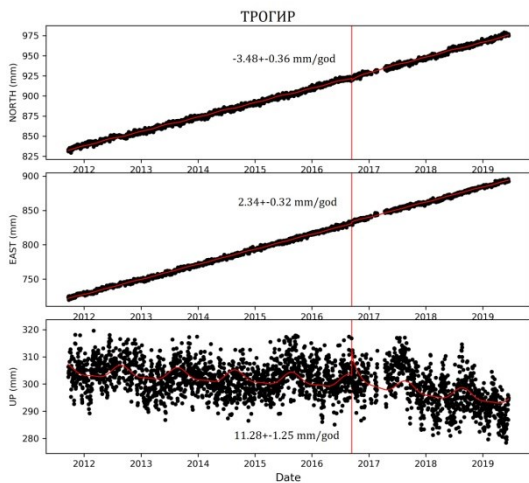
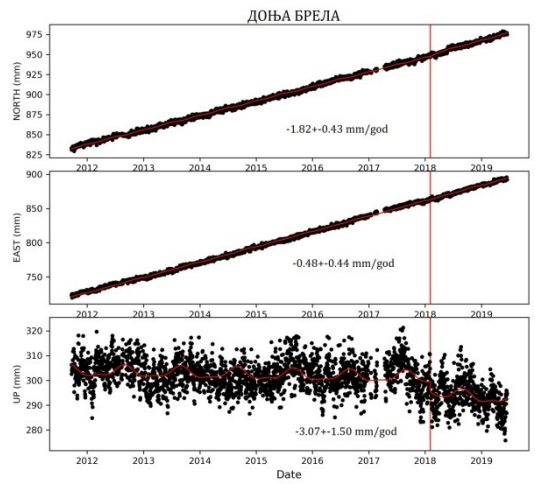
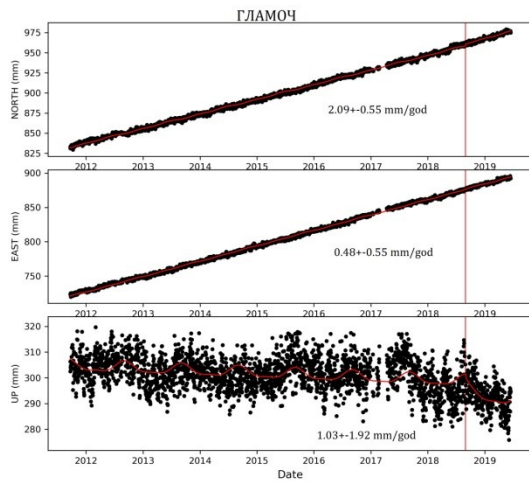
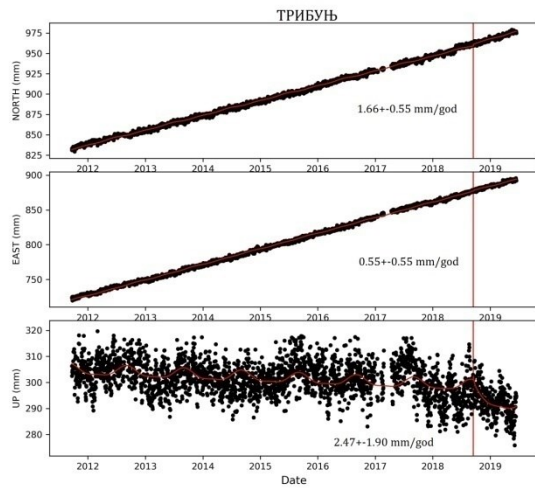
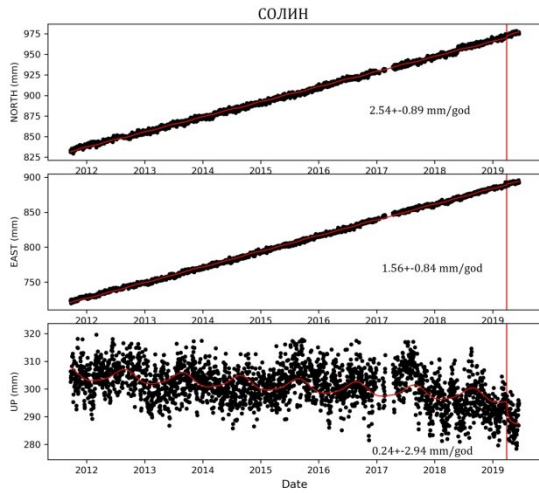
Земљотреси Оргуз и Ливно нису анализирани усљед недостатка података у временској серији GNSS Задар. Просторна дистрибуција земљотреса налази се на слици 8.17.

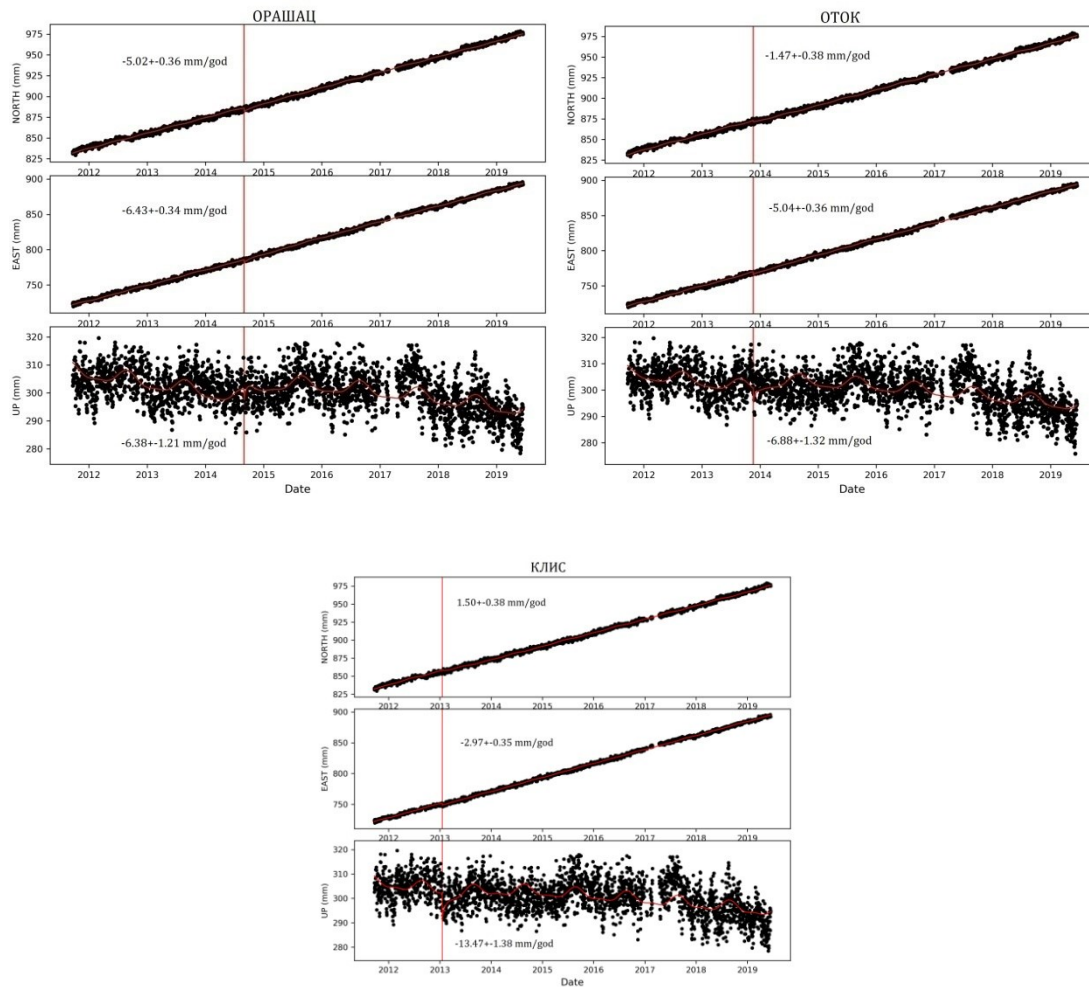


Слика 8.17. Локализовани земљотреси на подручју Задра, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

Табела 8.13. Листа земљотреса са епицентром магнитуде ~4 на ширем подручју Задра

Датум	Епицентар	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од ZADA GNSS d (km)
30. 3. 2019.	17 km NNW од Солина	43.688	16.398	10	4.4	105
15. 9. 2018.	2 km N од Трибуња	43.777	15.740	10	4.2	55
30. 8. 2018.	21 km W од Гламоча	44.034	16.579	10	4.2	108
3. 2. 2018.	5 km W од Доњих Брела	43.368	16.862	10	4.6	155
13. 3. 2017.	7 km SSW од Оргуза	43.712	16.827	16.4	4.1	135
9. 12. 2016.	2 km SSE од Трогира	43.488	16.267	22.5	4.4	109
1. 4. 2015.	11 km NNW од Босанског Грахова	44.279	16.327	24.8	4.1	90
30. 8. 2014.	27 km SE од Орашца	44.439	16.302	18.1	3.9	93
18. 11. 2013.	10 km ESE од Отока	43.668	16.858	19.9	4.9	140
17. 1. 2013.	4 km WSW од Клиса	43.620	16.377	8.6	4.1	107
3. 8. 2012.	25 km NW од Ливна	43.991	16.797	28.6	4.3	126





Слика 8.18. Косеизмичке брзине GNSS станице Задар – офсети, као последица земљотреса

Табела 8.14. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Задар

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Солин	2.54±0.89 mm	1.56±0.84 mm	0.24±2.94 mm
Трибуњ	1.66±0.55 mm	0.55±0.55 mm	2.47±1.90 mm
Гламоч	2.09±0.55 mm	0.48±0.55 mm	1.03±1.92 mm
Доња Брела	-1.82±0.43 mm	-0.48±0.44 mm	-3.07±1.50 mm
Трогир	-3.48±0.36 mm	2.34±0.32 mm	11.28±1.25 mm
Босанско Грахово	-7.71±0.35 mm	-5.89±0.32 mm	8.07±1.20 mm
Орашац	-5.02±0.36 mm	-6.43±0.34 mm	-6.38±1.21 mm
Оток	-1.47±0.38 mm	-5.04±0.36 mm	-6.88±1.32 mm
Клис	1.50±0.38 mm	-2.97±0.35 mm	-13.47±1.38 mm

8.3.6. GNSS станица Сплит

Шире подручје Сплита припада тектонски врло комплексном подручју додира Јадранске микроплоче и вањских Динарида. Највећи број земљотреса догађа се управо у контактної зони тих тектонских јединица. Сеизмичност Јадранског басена, у поређењу са сеизмичком активношћу дуж обале Јадранског мора, углавном се спомиње као слаба, међутим, у посљедње двије деценије, промијењено је схватање Јадранске микроплоче као асеизмичне, компактне и круте. Недавне сеизмичности средњег Јадрана упоредиве су са сеизмичношћу добро познатих потресних подручја у обалном дијелу. Једна од најјачих серија земљотреса икад забиљежених догодила се унутар Јадранске микроплоче, у близини острва Јабука, у средишту Јадранског мора. Ови земљотреси су значајни јер идентификују систем расједа Јабука–Андрија као активан, што даље значајно утиче на сеизмичке опасности на острвима у средишњем јадранском архипелагу и на хрватској обали између Задра и Сплита [188].

Станица Сплит постављена је при Хрватском хидрографском институту за потребе хидрографских истраживања мора, морског дна и подморја (слика 8.19). Квантификована тектонска активност за подручје станице Сплит извршена је на основу анализе временске серије GNSS координата за период од 2004. до 2012. године.



Слика 8.19. GNSS антена у Сплиту

У овом дијелу рада анализиран је већи број доступних земљотреса у посматраном времену и простору. Ти догађаји су представљени на слици 8.20. и у табели 8.15. Може се уочити да су подручја Сплита и Задра сеизмолошки активна. У овом дијелу је анализирано девет сеизмолошких догађаја. Земљотрес код Широког Бријега, који се догодио 28. 1. 2006, није анализиран услед празнине у временској серији GNSS координата.



Слика 8.20. Локализовани земљотреси на подручју Сплита, кориштени за даља истраживања косеизмичких деформација

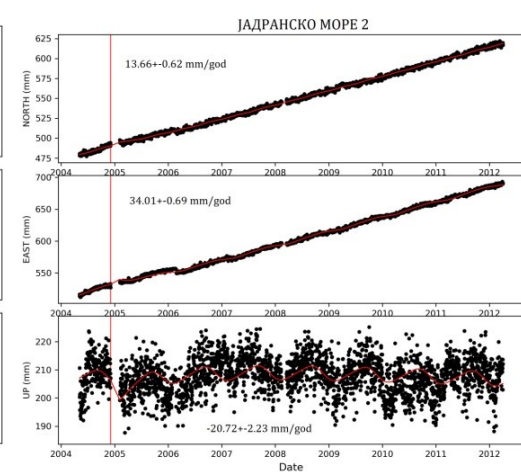
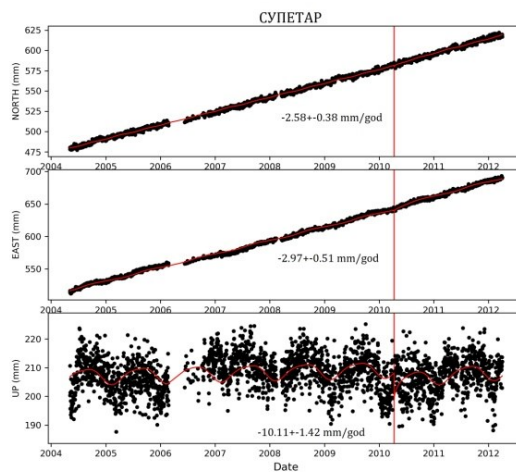
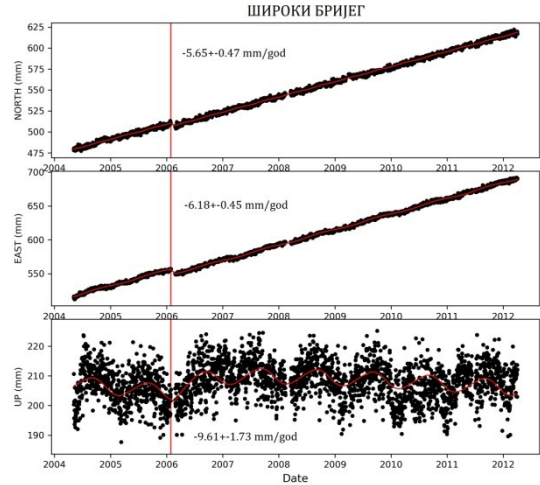
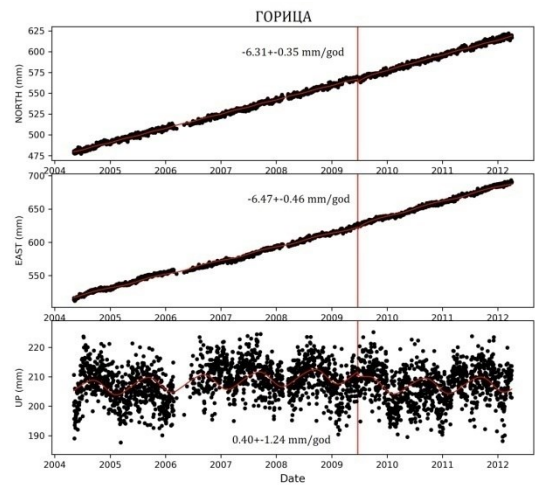
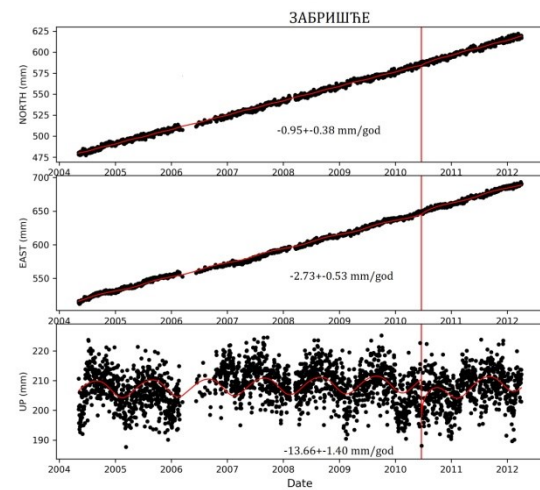
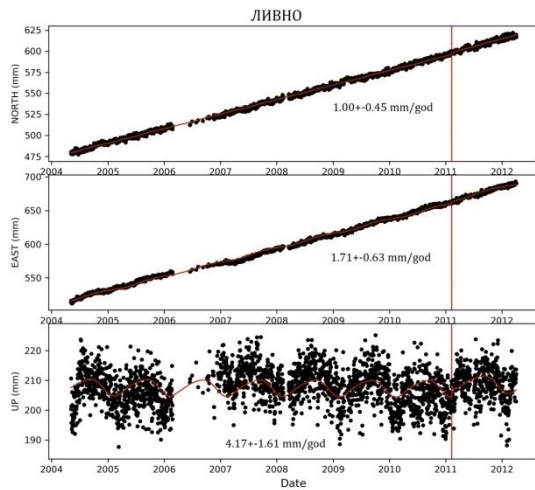
У овом дијелу истраживања представљене су анализе података за земљотресе који су карактеристични за временску серију GNSS координата Сплит. Серија земљотреса унутар Јадранске микроплоче започела је у марту 2003. године у близини малог острва Јабука, у средишту Јадранског мора. На локализованом расједу Јабука–Андреја, посматрано за два земљотреса Јадранско море 2 и Јадранско море 1 на отвореном мору, земљотреси показују најзначајније косеизмичке брзине. Земљотрес који је наступио скоро мјесец дана прије ова два земљотреса догодио се сјевероисточно од њих (Широки Бријег, 23. 5. 2004) и извршио је једнак утицај на станицу Сплит. Може се закључити да су ова три земљотреса међусобно корелисана.

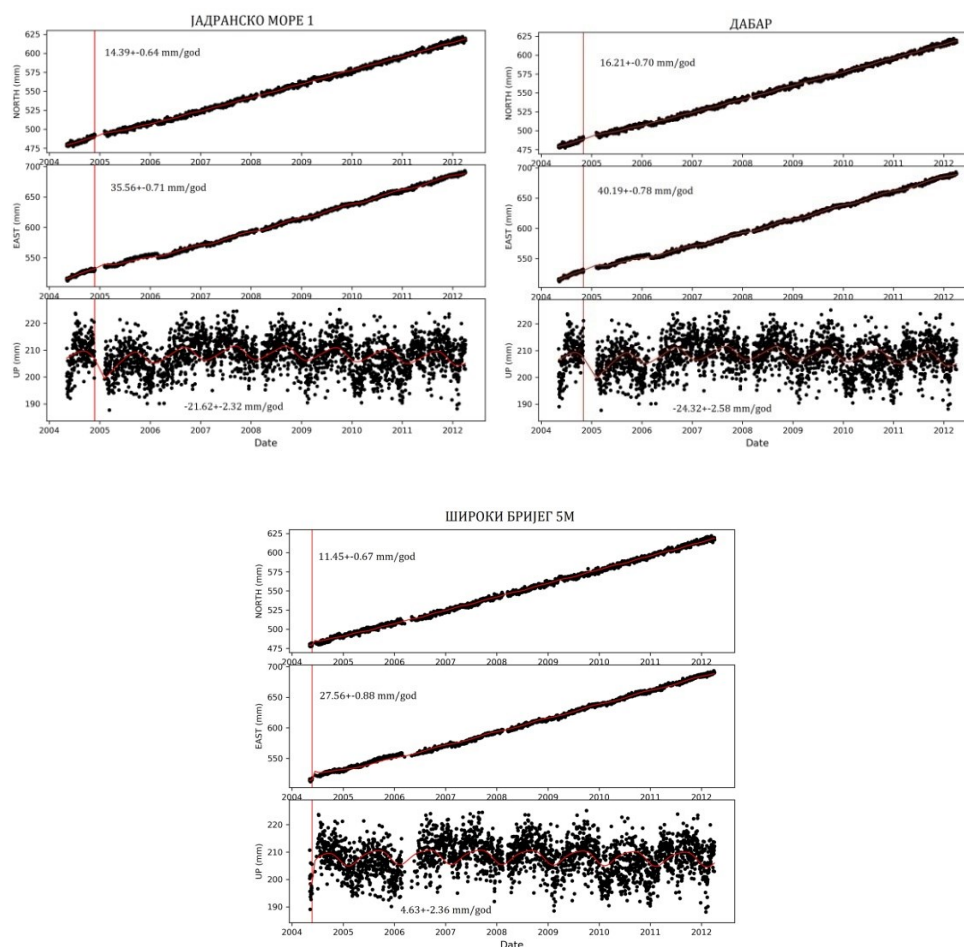
С обзиром на то да веће земљотресе прати „рој“ слабијих земљотреса који су учестали неколико дана прије главног удара, уочене косеизмичке брзине за ова три догађаја биле су индикатори за даља истраживања. За GNSS станицу Сплит, додатно се анализирао „рој“ земљотреса забиљежених на ширем подручју острва Свети Андреја и острва Јабука од 2004. до 2010. године (слика 8.22). Укупно је

анализирано 110 земљотреса са епицентром магнитуде веће од 3 и срачунате су косеизмичке брзине на дан земљотреса (Прилог 10). Међутим, може се уочити да је у једном дану (нпр. 25. 11. 2004. године) регистровано чак и до 19 земљотреса, за које је одређена једна косеизмичка брзина, с обзиром на то да је располагамо са временском серијом GNSS координата станице Сплит на дневном нивоу. Овим догађајима су претходила три земљотреса у августу, септембру и октобру, након чега је дошло до догађаја 25. 11. 2004. године (Јадранско море 1), са косеизмичком брзином сјеверне 14.39+-0.64 mm, источне 35.56+-0.71 mm и компоненте висине -21.62+-2.32 mm. Након овог догађаја, серија земљотреса у мјесецу новембру, децембру 2004. године, јануару и фебруару 2005. године наставља се са умјереним смиривањем тла и смањивањем косеизмичких брзина станице Сплит.

Табела 8.15. Листа земљотреса са епицентром магнитуде веће од 4 у ширем подручју Сплита

Датум	Епицентар	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Удаљеност од SPLI GNSS d (km)
17. 6. 2011.	13 km SSE од Врлике	43.795	16.445	10	4.6	32
08. 2. 2011.	10 km NE од Ливна	43.880	17.114	10	4.0	68
20. 6. 2010.	2 km SE од Забришћа	43.780	16.957	11	4.1	52
21. 6. 2009.	2 km SE од Горице	43.425	17.265	10	4.6	68
28. 1. 2006.	11 km WNW од Широког Бријега	43.406	17.461	10	4.0	84
4. 10. 2005.	6 km SSW од Супетра	43.339	16.521	10	4.0	20
3. 12. 2004.	Јадранско море (2)	43.087	15.504	10	4.8	89
25. 11. 2004.	Јадранско море (1)	43.167	15.364	22	5.3	78
2. 11. 2004.	3 km NW од Дабра	43.857	16.535	5	4.1	40
23. 5. 2004.	12 km WNW од Широког Бријега	43.406	17.447	10	5.0	82

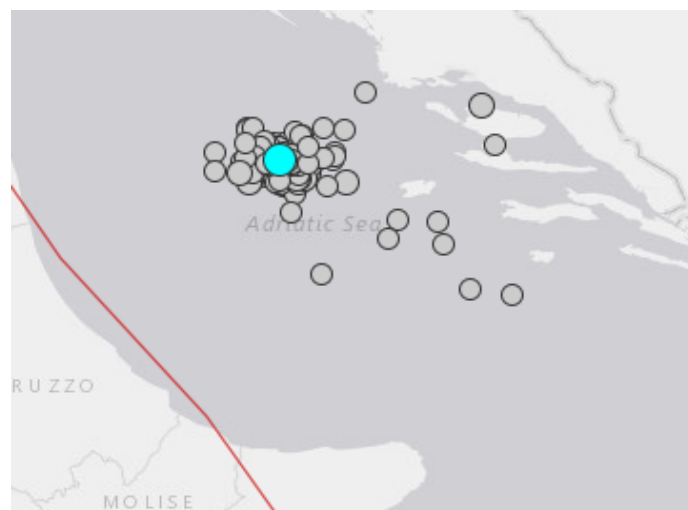




Слика 8.21. Косеизмичке брзине GNSS станице Сплит – офсети као последица земљотреса

Табела 8.16. Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит

Сеизмички догађај (земљотрес)	Косеизмичка брзина		
	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	UP (компонента висине)
Ливно	1.00 ± 0.45 mm	1.71 ± 0.63 mm	4.17 ± 1.61 mm
Забришће	-0.95 ± 0.38 mm	-2.73 ± 0.53 mm	-13.66 ± 1.40 mm
Горица	-6.31 ± 0.35 mm	-6.47 ± 0.46 mm	0.40 ± 1.24 mm
Широки Бријег	-5.65 ± 0.47 mm	-6.18 ± 0.45 mm	-9.61 ± 1.73 mm
Супетар	-2.58 ± 0.38 mm	-2.97 ± 0.51 mm	-10.11 ± 1.42 mm
Јадранско море 2	13.66 ± 0.62 mm	34.01 ± 0.69 mm	-20.72 ± 2.23 mm
Јадранско море 1	14.39 ± 0.64 mm	35.56 ± 0.71 mm	-21.62 ± 2.32 mm
Дабар	16.21 ± 0.70 mm	40.19 ± 0.78 mm	-24.32 ± 2.58 mm
Широки Бријег 5М	11.45 ± 0.67 mm	27.56 ± 0.88 mm	4.63 ± 2.36 mm



Слика 8.22. „Рој“ земљотреса забиљжених на ширем подручју острва Свети Андрија и острва Јабука од 2004. до 2010. године.

Серија земљотреса на подручју острва Свети Андрија и острва Јабука од великог је значаја за даља сеизмо-геодетска истраживања. Значајно побољшање у погледу обезбјеђивања сеизмо-геодетских података на овом подручју може се постићи употребом неконвенционалних система микромеханичких сензора MEMS. Како је GNSS станица Сплит инсталирана на самој обали и може да региструје већину земљотреса просјечне магнитуде ~ 4 M, од великог значаја је да се узорковање временске серије GNSS координата станице Сплит омогући на гушћем нивоу од тренутне дневне резолуције.

9. ЗАКЉУЧАК

Напредни развој савремених геодетских техника, GNSS, има значајан допринос у оцјењивању временске и просторне промјене Земљине површине. Данас су GNSS достигли потребну тачност и прецизност за праћење површинских деформација на локалном и глобалном нивоу. Све већи број GNSS пријемника побољшава прецизност мјерења положаја и доприноси разумијевању кинематике и динамике Земљине коре. Увођење нових GNSS система, као што су Glonass, Galileo и Beidou, такође, пружа значајан допринос одређивању деформација Земљине коре.

Велики допринос временских серија GNSS координата јесте при откривању геофизичких појава, посебно сеизмичких. Континуирани GNSS пријемници снимају високофреквентно кинематичко помјерање Земљине површине, које пружа критичнији увид у науку о Земљи, за разлику од традиционалне геодезије и сеизмологије. Интеракција сеизмологије и геодезије омогућује приступ динамичког проучавања унутрашњости Земље и мјерење глобалних деформација на различитим нивоима.

Велику пажњу треба посветити анализи података временске серије, како би се исправно процијенили покрети Земљине коре. Временске серије GNSS координата садрже одступања која утичу на њихову обраду и анализу. Та одступања могу доћи из различитих извора, као што су појава земљотреса, прекид рада GNSS антене или из неких непознатих разлога. Сва та одступања треба детектовати у подацима. У раду су издвојени подаци који идентификују одступања проузрокована промјеном опреме и индукована косеизмичким деформацијама.

Системске грешке у временским серијама јесу проблеми офсета, који се, генерално, сматрају непожељним и неважним, осим у случају земљотреса. Офсети представљају сметње за временске серије и утичу на процјену брзине у

временској серији GNSS координата. Дефинитиван тип офсета није сасвим познат, међутим, постоји неколико приједлога како би се ефекти офсета ограничили. Један од приједлога је да се приликом промјене опреме треба обезбиједити да се те информације о промјенама пажљиво биљеже и воде, без обзира на то колико су те промјене мале. Други приједлог је да се приликом анализе временских серија GNSS координата примјењује алгоритам за идентификацију одступања. Како је тачност GNSS у сталном процесу побољшања, у будућности ће предмет истраживања бити све мањи геодинамички сигнали. Откривање и уклањање аутлејера и офсета из временских серија GNSS координата јесте кључни задатак код процјене брзине локације и њене несигурности.

У оквиру докторске дисертације постављена је сљедећа општа хипотеза: На основу временских серија GNSS координата и континуираних GNSS мјерења могу се пратити, анализирати, интерпретирати и презентовати тектонска помјерања, као и квантификације деформације Земљине коре на територији Србије, Хрватске, БиХ и Македоније. У овој докторској дисертацији квантификоване су деформације Земљине коре у хоризонталном и вертикалном смјеру, кориштењем континуираних GNSS мјерења на подручју градова: Београд, Охрид, Сарајево, Задар, Пореч и Сплит. Моделована су тектонска помјерања кориштењем GNSS система, тј. временске серије GNSS координата на дневном нивоу. Анализа просторне варијације континуираних временских серија GNSS координата за потребе одређивања брзине Земљине коре представља велики допринос у оквиру савремене геодинамике. Перманентне станице на подручју градова, које су предмет истраживања, располажу подацима у просјеку око осам година. Изузетак је станица Београд, која располаже подацима за временски период од пет година, те као таква представља најкраћу временску серију.

У првом дијелу истраживања срачунате су и представљене брзине помјерања и процијењене су несигурности брзине Земљине коре за подручја истраживања. Кретање Јадранске микроплоче представља важан фактор за деформацију Земљине коре и земљотресе на овом подручју. Приликом квантификације малих покрета Земљине коре, представљен је висок степен прецизности мјерења.

Анализом временских серија GNSS координата добијена су хоризонтална кретања са прецизношћу око ± 0.02 mm/god. Процијењена тачност по компоненти висине је око три пута лошија од тачности хоризонталних кретања, и износи око ± 0.07 mm/god.

За све временске серије, WRMS вриједности крећу се од 1.79 mm до 2.19 mm за хоризонталну компоненту и од 5.09 mm до 6.30 mm за вертикалну компоненту. Велике вриједности WRMS, до 25.0 mm, код вертикалне компоненте произлазе из великих геофизичких аномалија које утичу на промјене у координатама GNSS станица и узрокују нетачност у моделовању деформација [193]. За све временске серије варијације су готово савршено линеарне за хоризонталне компоненте (источне и сјеверне), а то јасно показује тектонско кретање. Резултати континуираних GNSS мјерења за подручја истраживања показују да се Земљина кора креће у хоризонталном смјеру у правцу сјевероистока од 26.09 mm/god. до 29.25 mm/god. (десног бочног тренда). Ова кретања су у корелацији са кретањем тектонских плоча подручја истраживања. Вертикални смјер показује слијегања у већини станица и благи пораст за станице Сплит и Охрид. GNSS антена код станица Сплит и Охрид стабилзована је на стубовима, док су остале стабилзоване на објектима. Највеће слијегање добијено је у равничарском подручју Панонске низије, којој припада станица Београд. GNSS перманентне станице морају бити пажљиво стабилзоване, како би се исправно детектовала деформација Земљине коре и како би се минимизовао шум у временским серијама GNSS координата, који настаје усљед лоше стабилизације GNSS антена.

Временске серије GNSS координата могу се описати као збир дугорочног тренда и сезонске промјене, у детерминистичком дијелу, и шума који се односи на стохастички дио, када је детерминистички модел уклоњен из података.

Све GNSS станице, посебно компонента висине, представљају не само линеарне варијације, већ и значајне нелинеарне варијације у погледу сезонских сигнала. Линеарне варијације могу се објаснити као кретања Земљине коре, док су нелинеарне варијације узроковане, углавном, неидентификованим унутрашњим грешкама, везаним за GNSS технологију, као и спољашњим геофизичким догађајима. Dong је 2002. године груписао потенцијалне учеснике сезонских

промјена у три категорије: расподјела површинских маса (атмосфера, океан, снијег и влажност тла), плима и осека, и разне грешке које узрокују вјештачке осцилације (термалне промјене стабилизације GNSS антене, грешке у орбити, грешке у фазном центру антене, грешке у тропосферским моделима). Вертикалне компоненте временских серија GNSS координата укључују значајније годишње сезонске варијације. Оне садрже понављајуће годишње циклусе, који произлазе из хидролошког и атмосферског оптерећења [194]. Неузимање у обзир сезонских сигнала резултује порастом аутокорелисаног или временски корелисаног шума унутар временске серије, што утиче на стохастички модел [195].

Процјеном спектралних индекса временских серија GNSS координата развијен је прецизни модел за разумијевање унутрашњих механизма који утичу на тектонска помјерања. Врста шума која је садржана у подацима добијена је анализом бијелог спектралног домена, методом Lomb–Scargle. Спектрални индекси процијењени су на основу резидуала, након откривања и уклањања аутлејера и офсета из временских серија GNSS координата, линеарних и сезонских варијација (годишњих и полугодишњих сигнала). За анализу спектра снаге кориштена је метода Lomb–Scargle, јер не захтијева равномјерно распоређене податке. Модели процјене спектралних индекса анализирани су за временску серију GNSS координата за станице: Београд, Охрид, Сарајево, Пореч, Задар и Сплит. Процијењени спектрални индекси налазе се у распону од -1.08 до -0.44 за сјеверну компоненту, од -1.21 до -0.82 за источну компоненту и од -0.80 до 0.40 за компоненту висине. Процијењене несигурности спектралних индекса су формалне стандардне грешке, добијене из линеарне регресије. Средња вриједност спектралних индекса (пондерисана аритметичка средина) износи за сјеверну компоненту -0.81, за источну компоненту -0.99 и за компоненту висине -0.61, што указује на то да не постоји значајна разлика у спектралном карактеру шума код појединих компоненти. Вриједности спектралних индекса одређених за станице истраживања имају распон који одговара фракцијском Гаусовом процесу, који је стационаран и има статистичка својства која се не мијењају с временом. Спектрални индекси источне компоненте станице Сарајево и Пореч представљају шум треперења. За станицу Сплит спектрални индекс источне и сјеверне компоненте представља шум треперења. Шум треперења још увијек није потпуно

објашњен. Он може бити повезан са унутрашњим компонентама GNSS система, као и са грешкама у GNSS опажањима или у њиховом моделовању [196].

Графички приказ спектралних индекса показује распрострањеност бијелог шума и шума треперења у временским серијама положаја, те да је шум треперења јачи у источном и сјеверном смјеру у односу на смјер висине. Амплитуде шума су највише по висини, искључујући сјеверну компоненту, за временску серију Сарајево, а најниже према истоку. Анализа понашања шума за све GNSS станице, кориштењем алгоритма Lomb–Scargle, показује да је шум у боји присутан у временским серијама. Како се спектрални индекс повећава, повећавају се и амплитуде осцилације. То произлази из чињенице да процијењени спектрални индекси снаге шума за било који процес $\alpha < 0$ доносе повезаност између амплитуда сезонских сигнала и брзине положаја GNSS антене. Разврставање и кватификација компоненти шума од великог су значаја за анализу временске серије GNSS координата. Они доприносе повећању тачности и прецизности оцијењених података у временским серијама GNSS координата. Познавање спектралних индекса је темељно, јер омогућава идентификацију врсте шума присутне у временској серији GNSS координата, што даље помаже при квантификацији и разумијевању тектонских покрета.

Представљени модел тектонског помјерања представља основу за даље увиде у косеизмички модел брзина, чиме је потврђена општа хипотеза.

У оквиру докторске дисертације постављена је сљедећа посебна хипотеза: Временске серије GNSS координата могу се користити у наукама о земљотресима за мјерење површинских деформација Земљине коре, при чему анализе деформације Земљине коре имају важну улогу у истраживањима везаним за цијели сеизмички циклус.

У другом дијелу истраживања представљен је допринос кориштења временских серија GNSS координата у тектоници и сеизмологији. Подручје истраживања карактерише се умјереном до релативно јаким сеизмичком активношћу на југоисточном обалском подручју Јадрана. У овој зони је много активних расједа, блокова и различитих врста земљишта. Сеизмичност овог подручја је у равнотежи

са њеним тектонским положајем који се односи на судар између Јадранске микроплоче и вањских Динарида. Срачунате су и представљене косеизмичке брзине за карактеристичне сеизмолошке догађаје. Косеизмичка површинска деформација пружа важне податке о сложености земљотреса и својствима Земљине коре, као и информације о дуготрајним деформацијама послје земљотреса. Главни изазов код овог приступа моделовања тектонских помјерања јесу информације о карактеризацији шума у временским серијама GNSS координата. Категоризација шума представља важан сегмент при доношењу закључака о стопама деформације Земљине коре, која је повезана са сеизмолошким догађајима.

Узимајући у обзир значај накупљања напрезања у циклусима земљотреса, проучавање регионалне брзине деформације пресудно је за сваку процјену сеизмичке опасности. Методе које су овдје представљене омогућују добијање косеизмичких брзина из временских серија GNSS координата. Анализа података јасно показује да су представљене методе способне да идентификују косеизмичке деформације одговарајућих сеизмичких догађаја. Сваки земљотрес ствара косеизмичке деформације у подручју дјеловања епицентра са различитим географским обимом и обрасцем [197].

Приликом обраде доступних земљотреса магнитуде ~ 4 , добијене косеизмичке брзине не показују значајне промјене у временској серији GNSS координата, крећу се у распону око ± 10 mm по сјеверној, источној и компоненти висине. За земљотресе на подручјима Скроска (Охрид), Сарајево (Сарајево) и Клис (Задар) показују косеизмичке брзине веће од ± 10 mm по компоненти висине. Специфично за ове земљотресе је да су имали дубину епицентра око 5 km, тако да се добијене брзине могу повезати са догађајем плитких дубина епицентра. Такође, процијењени спектрални индекси за све станице током земљотреса налазе се у распону фракцијског Гаусовог процеса који описује стационарни процес.

Анализама максималних косеизмичких брзина деформација на локацијама на отвореном мору расједа Јабука–Андрија указује се на јачи утицај геотектонске зоне у том подручју. Земљотреси Јадранско море 2 (дубина епицентра 10 km, магнитуда 4.8, удаљеност 89 km), Јадранско море 1 (дубина епицентра 10 km,

магнитуда 4.4, удаљеност 74 km), Дабар (дубина епицентра 5 km, магнитуда 4.1, удаљеност 40 km) и Широки Бријег (дубина епицентра 10 km, магнитуда 5.0, удаљеност 82 km) показују значајније косеизмичке брзине, које су повезане с дубином епицентра, магнитудом преко 4 и невеликом удаљености од GNSS станице, чиме је потврђена посебна хипотеза.

На станици ВЕОГ, између земљотреса Ваљево и Турија, примијећена су одређена колебања у интерсеизмичкој фази. Овај феномен уочен је и на преосталим станицама, али мањег обима (Прилог 9). У овом истраживању се види да сваки земљотрес ствара косеизмичке деформације у регији која окружује његов епицентар. Међутим, земљотреси просјечне магнитуде не узрокују значајне дисконтинуитете у временској серији GNSS координата.

Истраживано подручје подложно је честим земљотресима, али ти земљотреси, ипак, спадају у категорију слабијих или оних средње јачине – испод шест степени по Рихтеровој скали. Сеизмичност подручја истраживања, историјски посматрано, није јака, али је константна, са просјечним магнитудама око 4. Да би се одредила сеизмичност неког подручја, потребни су подаци о земљотресима кроз дужа временска раздобља. Кључни проблеми код истраживања деформације унутар Земљине коре остају: недостатак независних података који би истражили кинематику често сложених подручја, слабо познато реолошко понашање литосфере и апроксимације које се користе за моделовање напрезања Земљине коре у динамици.

Анализом временских серија GNSS координата и сеизмолошких података добијене су косеизмичке брзине станица под утицајем земљотреса. Како би се боље разумијели ови догађаји и њихова геодинамика, примарно је укључивање кинематичке реконструкције. Анализа временских серија GNSS координата омогућује описивање цијелог сеизмичког циклуса у сеизмогеним подручјима. У будућности су потребна додатна истраживања која су везана за цијели сеизмички циклус, како би се показало да се овим поступком могу открити и други геофизички феномени који су повезани са интерсеизмичким фазама (догађаји асеизмичког прелаза). Моделовање косеизмичких деформација је врло сложено, јер зависи од локалних топографских и геолошких карактеристика подручја.

Геодетским методама, у спрези са сеизмолошким и геолошким, могу се квантификовати сеизмичке активности. Даља истраживања описана овом методом могу бити врло корисна за проучавање земљотреса већих магнитуда и оних са епицентрима близу GNSS станица. Резултати истраживања показују да су све станице стабилне и поуздане, али би ипак за ове моделе требало развити мрежу економски исплативијих GNSS сеизмометара, који могу да забиљеже умјерене и мање земљотресе. Они се могу распоредити тако да формирају густе мреже на подручју истраживања, које ће допринијети побољшању у временско-просторној димензији за разумијевање процеса сеизмичких извора, као и за повећање поузданости раног упозорења и брзог реаговања на земљотрес.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Ward, S., N. (1998): On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. *Geophys J. Int.* 134: pp. 172–186.
- [2] Kreemer, C., Holt, W. E., Goes, S., Govers, R. (2000): Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data. *J Geophys Res.* 105: pp. 663–680.
- [3] Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. (2005): Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys J. Int.* 160: pp. 217–226.
- [4] Rontogianni, S. (2010): Comparison of geodetic and seismic strain rates in Greece by using a uniform processing approach to campaign GPS measurements over the interval 1994–2000. *J Geodynam.* 50, pp. 381–399.
- [5] Langbein, J., H. Johnson (1997): Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation, *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 591–603, DOI: 10.1029/96JB02945.
- [6] Williams, S. D. P. (2003): The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *J. Geod.*, 76, pp. 483–494, DOI: 10.1007/s00190-002-0283-4.
- [7] Ray, J., Altamimi, Z., Collilieux, X., T. van Dam (2008): Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates, *GPS Solut.* 12, pp. 55–64, DOI: 10.1007/s10291-007-0067-7.
- [8] King, M. A., Williams, S. D. (2009): Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.*
- [9] Métivier, L., Collilieux, X., Lercier, D., Altamimi, Z., Beauducel, F. (2014): Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, pp. 9095–9109, DOI: 10.1002/2014JB011280.
- [10] Thatcher, W. (1975): Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake, *J. Geophys. Res.*, 80 (35), pp. 4862–4872, DOI: 10.1029/JB080i035p04862.

- [11] <https://www.azu.hr/istra%20Eivanje-i-eksploatacija/geolo%20Alki-pregled-mora/>
- [12] <https://earthobservatory.nasa.gov/features/GRACE/page3.php>
- [13] Harsh, K. G. (2011): Encyclopedia of solid earth geophysics, Volume 1, Springer.
- [14] Heiskanen, W. A., Moritz, H. (1967): Physical Geodesy, San Francisco W. H. Freeman and Company.
- [15] Schettino, A. (2015): Quantitative Plate Tectonics, Physics of the Earth – Plate Kinematics – Geodynamics, Springer, DOI: 10.1007/978-3-319-09135-8.
- [16] Lanza, R., Meloni, A. (2006): The Earth's Magnetism An Introduction for Geologists, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- [17] Рокић, Љ. (2011): Физичка геологија, Сарајево.
- [18] Jain, S. (2014): Fundamentals of Physical Geology, Springer Geology.
- [19] Hager, B. H., and O'Connell, R. J. (1981): A simple global model of plate dynamics and mantle convection. Journal of Geophysical Research, 86, 4843–4867.
- [20] Davies, G. and Richards, M. A. (1992): Mantle Convection, The Journal of Geology, Vol. 100, No. 2 (Mar.), pp. 151–206.
- [21] Humphreys, E. D., Coblenz, D. D. (2007): North American dynamics and western U.S. tectonics, Rev. Geophys., 45, RG3001, DOI: 10.1029/2005RG000181.
- [22] Thompson, M. D. (2007): Processes That Shape the Earth, Chelsea House, ISBN-13: 978-0-7910-8932-3.
- [23] Sella, G. F., Dixon, T. H., and Mao, A. (2002): "REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy." J. Geophys. Res., 107(ETG11), 1–30.
- [24] Hamblin, W. K., Christiansen, E. H. (2003): Earth's Dynamic Systems, 10th ed. Prentice Hall Inc., New Jersey.
- [25] Wilson, J. T. (1965): A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature.
- [26] Morgan, W. J. (1968): Rises, trenches, great faults and crustal blocks. Journal of Geophysical Research, 73, 1959, 207, 343–347.
- [27] Stein, R. S. (1987): Contemporary plate motion and crustal deformation. Reviews of Geophysics, 25(5), 855–863.

- [28] Forte, A. M., Moucha, R., Rowley, D. B., Quere, S., Mitrovica, J. X., Simmons, N. A., and Grand, S. P. (2009): Recent tectonic plate decelerations driven by mantle convection. *Geophysical Research Letters*, 36, L23301.
- [29] Tarbuck, J. E., Lutgens, K. F. (2017): *Earth: an introduction to physical geology*, ISBN 978-0-13-407425-2–ISBN 0-13-407425-4.
- [30] Bercovici, D. (2010): Mantle convection, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Harsh Gupta (ed.), Springer.
- [31] Gold, T. (1967): Radio method for the precise measurement of the rotation period of the earth. *Science* 157: 302–304.
- [32] Shapiro, I. I., Knight, C. A. (1970): Geophysical applications of long baseline radio interferometry. In: Mansinha, L., Smylie, D. E., Beck, A. E. (eds) *Earthquake displacement fields and the rotation of the earth*. Reidel, Dordrecht, pp 285–301.
- [33] Carter, W. E., Robertson, D. S., and Mackay, J. R. (1985): Geodetic radio interferometric surveying: Applications and results. *Journal of Geophysical Research*, 90, 4577–4587.
- [34] Herring, T. A., Shapiro, I. I., Clark, T. A., Ma, C., and Ryan, C. (1986): Geodesy by radio interferometry: Evidence for contemporary plate motion. *Journal of Geophysical Research*, 91, 8341–8347.
- [35] Smith, D., Kolenkiewicz, R., Dunn, P., Robbins, J., Torrence, M., Klosko, S., Williamson, R., Pavlis, E., Douglas, N., and Fricke, S. (1990): Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS. *Journal of Geophysical Research*, 95, 22013–22041.
- [36] Gordon, D., Ma, C., and Ryan, J. W. (1993): Results from the CDP mobile VLBI program in the western United States. In Smith, D. E., and Turcotte, D. L. (eds.), *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*. Washington: American Geophysical Union. AGU Geophysical Monograph, Vol. 23, pp. 131–138.
- [37] Gendt, G., Montag, H., and Dick, G. (1993): Plate kinematics in a global and European scale by LAGEOS laser ranging data from 1983 to 1990. In Smith, D. E., and Turcotte, D. L. (eds.), *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*. Washington: American Geophysical Union. AGU Geophysical Monograph, Vol. 23, pp. 311–330.
- [38] Vermaat, E., Degnan, J. J., Dunn, P., Noomen, R., Sinclair, A. (1998): Satellite laser ranging, status and impact for Wegener. *J. Geodyn.*, 25, 195–212.
- [39] Parkinson, Bradford., W. (1996): “Introduction and Heritage of NAVSTAR, the Global Positioning System”, *Global Positioning System: Theory and Applications*, Volume 1, Chap 1, *Progress in Astronautics and Aeronautics*, Volume 163, American Institute of Astronautics and Aeronautics Inc.

- [40] Wooden, W. H. (1985): “Navstar Global Positioning System: 1985.” Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System. Rockville, Maryland: National Oceanic and Atmospheric Administration, 23–32.
- [41] Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtengegger, and J. Collins (2001): GPS Theory and Practice. 5th. New York: Springer-Verlag Wien.
- [42] Blewitt, G., Hammond, C. W., Kreemer, H., Plag, H. P., Stein, S., Okal, E. (2009): GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems, *Journal of Geodesy*, Volume 83, Issue 3–4, pp 335–343.
- [43] <https://www.novatel.com/an-introduction-to-gnss/chapter-1-gnss-overview/section-1/>
- [44] Hegarty, C., Teunissen, P. J.G. (2017): The Global Positioning System (GPS), *Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*, DOI: 10.1007/978-3-319-42928-1.
- [45] Hudnut, K. W., Titus, B. (2004): GPS L1 civil signal modernization (L1C). The Interagency GPS Executive Board. Available at www.navcen.uscg.gov/gps.
- [46] <https://shankerkcblog.wordpress.com/tag/gps/>
- [47] Meurer, M., Antreich, F. (2017): Signals and Modulation, *Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*, DOI: 10.1007/978-3-319-42928-1.
- [48] Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtengegger, and J. Collins (2001): GPS Theory and Practice. 5th. New York: Springer-Verlag Wien.
- [49] Milliken, R., Zoller, C. (1980): Principles of NAVSTAR and system characteristics. *Navigation* 25 (2), 1978. In: Janiczek (ed.) (1986), Vol. 1, 3–14.
- [50] Blagojević, D. (2014): Uvod u satelitsku geodeziju. Beograd: Građevinski fakultet.
- [51] Dow, J. M., Neilan, R. E., and Rizos, C. (2009): The international GNSS Service in a changing landscape of global navigation satellite systems. *Journal of Geodesy*, 83, 191–198, DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- [52] Tuşat, E., Ozyuksel, F. (2018): Comparison of gps satellite coordinates computed from broadcast and igs final ephemerides, DOI:10.26833/ijeg.337806.
- [53] Klobuchar, J. A. (1991): Ionospheric effect on GPS. *GPS World*, 2(4), 48–51.
- [54] Lutgens, F. K., and Tarbuck, E. J. (1989): *The Atmosphere: An introduction to Meteorology*, 4th edn. Englewood: Prentice Hall.
- [55] Brunner, F. K., and Welsch, W. M. (1993): Effect of the troposphere on GPS measurements. *GPS World*, 4(1), 42–51.

- [56] Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., Ge, M., and Rothacher, M. (2007): Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas. *Journal of Geodesy*, 81(2), 781–798, DOI: 10.1007/s00190-007-0148-y.
- [57] Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., Wasle, E. (1994): *GNSS – Global Navigation Satellite Systems GPS, GLONASS, Galileo, and more*, Springer, Wien, New York.
- [58] Wu, J., and Hsieh, C. H. (2010): Statistical modeling for the mitigation of GPS multipath delays from day-to-day range measurements. *Journal of Geodesy*, 84(4), 223–232, DOI: 10.1007/s00190-009-0358-6.
- [59] X. Luo (2013): *GPS Stochastic Modelling*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg Springer Theses, 55–56, DOI: 10.1007/978-3-642-34836-5_3.
- [60] Wells, D., Beck, N., Delikaraoglou, D., Kleusberg, A., Kralaiwsky, E., Lachapelle, G., Langley, R., Nakiboglu, M., Schwarz, H.-P., Tranquilla, J., and Vanicek, P. (1987): *Guide to GPS Positioning*. University of New Brunswick: Canadian GPS associates.
- [61] Leick, A. (2004): *GPS Satellite Surveying*, 4th edn. New York: Wiley, p. 435.
- [62] Tiberius, C., Jonkman, N., Kenselaar, F. (1999): The stochastics of GPS observables. *GPSWorld*, 10(2), 49–54.
- [63] Kim, D., Langley, R. B. (2001): Quality control techniques and issues in GPS applications: Stochastic modelling and reliability testing. In: *Proceedings of the 8th GNSS Workshop, 2001 International Symposium on GPS/GNSS*, Jeju, Korea, Tutorial/Domestic Session, 7–9 Nov, pp. 76–85.
- [64] Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., and Wasle, E. (2008): *GNSS Global Navigation Satellite Systems; GPS, Glonass, Galileo & More*. Springer, Wien, New York, 501.
- [65] Hauschild, A. (2017): *Combinations of observations*, Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems, DOI: 10.1007/978-3-319-42928-1.
- [66] S. Hreinsdóttir, J. T. Freymueller, R. Bürgmann, J. Mitchell (2006): Coseismic deformation of the 2002 Denali fault earthquake: Insights from GPS measurements, *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111(B03308), 1–18.
- [67] Freymueller, J. (2017): *Geodynamics*, Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems, DOI: 10.1007/978-3-319-42928-1.
- [68] Z. Shen, D. D. Jackson, Y. Feng, M. Cline, M. Kim, P. Fang, Y. Bock (1994): Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84(3), 780–791.
- [69] <http://www.sepmstrata.org/Terminology.aspx?id=accommodation>

- [70] <https://www.wikiwand.com/es/Anticlinal>
- [71] <https://www.britannica.com/science/axial-plane>
- [72] http://data.allenai.org/tqa/stress_in_earths_crust_L_0079/
- [73] <https://johnrockcycle.weebly.com/the-rock-cycle.html>
- [74] Pavlides, S. B. (1989): "Looking for a definition of neotectonics". *Terra Nova*. 1 (3): 233–235. DOI: 10.1111/j.1365-3121.1989.tb00362.x
- [75] Vita-Finzi, C. (2002): *Monitoring the Earth*. New York: Oxford.
- [76] Liu, Z., Bird, P. (2008): Kinematic modelling of neotectonics in the Persia-Tibet-Burma orogen. *Geophys J Int*, 172, 779–797.
- [77] Hudnut, K. W., N. E. King, J. E. Galetzka, K. F. Stark, J. A. Behr, A. Aspiotes, S. van Wyk, R. Moffitt, S. Dockter, and F. Wyatt (2002): Continuous GPS observations of postseismic deformation following the 16 October 1999 Hector Mine, California, earthquake (Mw 7.1), *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 1403–1422.
- [78] Wright, T. J., Elliott, J. R., Wang, H., Ryder, I. (2013): Earthquake cycle deformation and the Moho: Implications for the rheology of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 504–523.
- [79] National Research Council (2012): *Sea-Level Rise for the Coasts of California, Oregon, and Washington: Past, Present, and Future*. Washington, DC: The National Academies Press. DOI: 10.17226/13389.
- [80] Weston, J., Ferreira, A. M., Funning, G. J. (2012): Systematic comparisons of earthquake source models determined using InSAR and seismic data. *Tectonophysics*.
- [81] Métivier, L., X. Collilieux, D. Lercier, Z. Altamimi, and F. Beauducel (2014): Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 9095–9109, DOI: 10.1002/2014JB011280.
- [82] Thatcher, W., Rundle, J. B. (1984): A viscoelastic coupling model for cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones. *J. Geophys. Res.* 89, 7631–7640.
- [83] Rowan, C. (2007): Of aftershocks and tsunamis, basics, earthquakes, geohazards, News & commentary from the world of geology & earth science.
- [84] Helmstetter, A., Sornette, D., and Grasso, J.-R. (2003): Mainshocks are aftershocks of conditional foreshocks: how do foreshock statistical properties emerge from aftershock laws. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2046.

- [85] Utsu, T. (2002): Statistical features of seismicity. In Lee, W. H. K. (ed.), *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology, Part A*. San Diego: Academic, pp. 719–732.
- [86] Tajima, F., Kanamori, H. (1985): Global survey of aftershock area expansion patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40, 77–134.
- [87] Scholz, C. H. (2002): *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, UK. <http://dx.doi.org/10.1017/cbo9780511818516>.
- [88] Hagiwara, T. (1964): Brief description of the project proposed by the earthquake prediction research group of Japan. *Proc US – Jpn Conf Res Relat Earthq Prediction Probl 1964*: 10–12.
- [89] Pacheco, J. F., Scholz, C. H. and Sykes, L. R. (1992): Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature*, 355, 71–73.
- [90] Wiemer, S., McNutt, S. R., and Wyss, M. (1998): Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California. *Geophys. J. Int.* 134, 409–421.
- [91] Kayal, J. R. (2008): *Microearthquake Seismology and Seismotectonics of South Asia*, 2–3.
- [92] <https://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/eqhazard/eqhazard1.htm>
- [93] Kearey, P., Klepeis, K. A., Vine, F. J. (2009): *Global tectonics*. 3rd ed., ISBN 978-1-4051-0777-8.
- [94] *Britannica Illustrated Science Library Volcanoes And Earthquakes (2008)*: Encyclopaedia Britannica, ISBN: 9781593394004,1593394004.
- [95] Munjas, N. (2015): *Računalna termoplastičnost u uvjetima velikih deformacija temeljena na višerazinskim metodama*, doktorski rad, Sveučilište u Rijeci Tehnički fakultet.
- [96] Horvat, N. (2015): *Implementacija teorije rasta i promjene structure aorte u paket za konačne elemente*. Diplomski rad, Fakultet strojarstva i brodogradnje.
- [97] Zang, A., Stephansson, O. (2010): *Stress Field of the Earth's Crust*. Springer Dordrecht Heidelberg London New York, DOI: 10.1007/978-1-4020-8444-7.
- [98] Voight, B. (1966): *Restspannungen im Gestein*. In: *Proceedings 1st congress international society of rock mechanics*, Lisbon, pp. 45–50.
- [99] Kirby, S. H. (1983): Rheology of the lithosphere. *Rev Geophys Space Phys* 21: 1458–1487.

- [100] Meissner, R. (1996): Faults and folds, fact and fiction. *Tectonophysics* 264: 279–293.
- [101] Anderson, E. M., (1905): The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 8: 387–402. Facsimile Reproduction, DOI: 10.1144/SP367.16.
- [102] Jaeger, J. C., Cook, N. G. W., Zimmermann, R. W. (2007): *Fundamentals of Rock Mechanics*. Oxford, Blackwell Publishing.
- [103] Fjær, E., Holt, M. P., Horsrud, P., Raaen, A. M., Risnes, R. (2008): *Petroleum related rock mechanics*, 2nd edition, Elsevier, ISBN: 978-0-444-50260-5.
- [104] Zoback, M. L. (1992): First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *J Geophys Res* 97: 11703–11728.
- [105] Richardson, R. M. (1992): Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *J Geophys Res* 97: 11739–11749.
- [106] Hori, M., Kameda, T. (2001): Inversion of stress from strain without full knowledge of constitutive relations. *J Mech Phys Solids* 49: 1621–1638.
- [107] Heidbach, Oliver; Rajabi, Mojtaba; Reiter, Karsten; Ziegler, Moritz (2016): *WSM Team World Stress Map Database Release 2016. V. 1.1. GFZ Data Services*. <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>
- [108] Prawirodirdjo, L., Bock, Y. (2004): Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, Volume. 109, B08405, DOI: 10.1029/2003JB002944.
- [109] Blewitt, G., Lavallée, D. (2002): Effect of annual signals on geodetic velocity, *J. Geophys. Res.*, 107(B7), 2145, DOI: 10.1029/2001JB000570.
- [110] Bos, M., Bastos, L., Fernandes, R. M. S. (2010): The influence of seasonal signals on the estimation of the tectonic motion in short continuous GPS time-series, *J. Geodyn.*, 49, 205–209, DOI: 10.1016/j.jog.2009.10.005.
- [111] Kovačić, Z. (1995): *Analiza vremenskih serija*, Univerzitet u Beogradu, Ekonomski fakultet.
- [112] Li, J., Miyashita, K., Kato, T., Miyazaki, S. (2000): GPS time series modeling by autoregressive moving average method: Application to the crustal deformation in central Japan. *Earth Planets Space*, Volume 52, Issue 3, 155–162.
- [113] Singh, H. V. P., Mahmoud, Q. H. (2019): Valuation of ARIMA Models for Human–Machine Interface State Sequence Prediction. *Machine Learning and Knowledge Extraction*, 1(1), 287–311, DOI: 10.3390/make1010018

- [114] Calais, E. (2016): Lectures, GPS Noise, Noise Models and Sources, Purdue University – EAS Department Civil, 3273.
- [115] Langbein, J. (2012): Estimating rate uncertainty with maximum likelihood: differences between power-law and flicker–random-walk models. *Journal of Geodesy*, 86: 775–783.
- [116] Klos, A., Bogusz, J., Figurski, M., Kosek, W. (2015): On the handling of outliers in the GNSS time series by means of the noise and probability analysis. *IAG Symposia*, 143, 657–664.
- [117] Van Camp, M., Francis, O. (2006): Is the instrumental drift of superconducting gravimeters a linear or exponential function of time *J Geodesy* 81: 337–344.
- [118] Dingcheng, W., Haoming, Y., Yingchun, S. (2017): *TSAalyzer*, a GNSS time series analysis software. *GPS Solut*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- [119] Barnett, V., Lewis, T. (1994): *Outliers in Statistical Data*. 3rd edition. J. Wiley & Sons, XVII. 582 pp.
- [120] Nikolaidis, R. (2002): Observation of geodetic and seismic deformation with the global positioning system. Thesis (Ph.D.) University of California, SanDiego.
- [121] Vitti, A. (2012): Sigseg: a tool for the detection of position and velocity discontinuities in geodetic time-series. *GPS Solut*, Volume16, Issue 3, 405–410.
- [122] Blewitt, G., P. Clarke, Lavalee, D. (2000): Spatially coherent oscillations in longitude and latitude linked to seasonal variation in Earth’s shape, *Eos Trans. AGU*, 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstract F332.
- [123] Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Cheng, M. K., Miyazaki, S. (2002): Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series. *J Geophys Res* 107(B4): 2075, DOI: 10.1029/2001JB000573.
- [124] Ray, J., Altamimi, Z., Collilieux, X., Dam, T. (2008): Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates. *GPS Solut.*, 12, 1, 55–64. DOI: 10.1007/s10291-007-0067-7.
- [125] Ostini, L. (2012): PhD, Analysis and Quality Assessment of GNSS-Derived Parameter Time Series, der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern.
- [126] Yagi, Y., Kikuchi, M. (2001): Western India earthquake website. <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/southindia/index.html>.
- [127] Shumway, Robert H., Stoffer, David, S. (2017): *Time Series Analysis and Its Applications*.
- [128] Press, W. H. (1992): *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing* 2nd ed.; Cambridge: Cambridge University Press.

- [129] Scargle, J. D. (1981): Studies in astronomical time series analysis. I – Modeling random processes in the time domain. *Astrophys J Suppl Ser* 45: 1–71.
- [130] Scargle, J., D. (1982): Studies in astronomical time series analysis. II – Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *Astrophysical Journal*, Volume 263, 835–853.
- [131] Scargle, J. D. (1989): Studies in astronomical time series analysis. III – Fourier transforms, autocorrelation functions, and cross-correlation functions of unevenly spaced data. *Astrophys J* 343: 874–887.
- [132] Schulz, M., Stattegger, K. (1997): SPECTRUM: spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput Geosci* 23(9): 929–945.
- [133] Zechmeister, M., Kürster, M. (2009): The generalised Lomb–Scargle periodogram. A new formalism for the floating-mean and Keplerian periodograms. *Astronomy and Astrophysics* 496(2). DOI: 10.1051/0004-6361:200811296.
- [134] Mao, A., Harrison, C. G. A., Dixon, T. H. (1999): Noise in GPS coordinate time series, *J Geophys. Res.*, 104, 2797–2816, DOI: 10.1029/1998JB900033.
- [135] Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S., Behr, J. (1997): Southern California permanent GPS geodetic array: error analysis of daily position estimates and site velocities. *J Geophys Res* 102: 18.035–18.055.
- [136] Agnew, D. C. (1992): The time-domain behavior of power-law noises, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 333–336.
- [137] Williams, S. D. P., Bock, Y., Fang, P., Jamason, P., Nikolaidis, R. M., Prawirodirdjo, L., Miller, M., Johnson, D. J. (2004): Error analysis of continuous GPS position time series. *J. Geophys. Res.* 109, B03412. DOI: 10.1029/2003JB002741.
- [138] Hackl, M., Malservisi, R., Hugentobler, U., Wonnacott, R. (2011): Estimation of velocity uncertainties from GPS time series: examples from the analysis of the South African TrigNet network. *J Geophys Res* 116(B11): B11404. DOI: 10.1029/2010jb008142.
- [139] Mandelbrot, B. (1983): *The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman, New York.
- [140] Goudarzi, M. A., Cocard, M., Santerre, R. (2015): Noise behavior in CGPS position time series: the eastern North America case study, *J. Geod. Sci.* 2015; 5: 119–147, DOI: 10.1515/jogs-2015-0013.
- [141] Jackson, J. A., Molnar, P. (1990): Active faulting and block rotations in the Western Transverse Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 95, 22.073– 22.087.

- [142] Working Group on California Earthquake Probabilities, WGCEP (1995): www.WGCEP.org
- [143] Tregoning, P., Burgette, R., McClusky, S. C., Lejeune, S., Watson, C. S., McQueen, H. (2013): A decade of horizontal deformation from great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 2371–2381.
- [144] Jean, M., N. (2019): On going motion in the Alps Mediterranean. Berlin. Geoazur, University of Côte d’Azur, CNRS INSU, IRD, OCA, France & Institut de Physique du Globe de Paris, Université de Paris, France.
- [145] Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., Collilieux, X. (2016): ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6109–6131. DOI: 10.1002/2016jb013098.
- [146] Nikolaidis, R., Y. Bock, P. J. D. Jonge, P. Shearer, D. C. Agnew, and M. van Domselaar (2001): Seismic wave observations with the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 106, 21.897–21.916.
- [147] Larson, K. M., P. Bodin, and J. Gomberg (2003): Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake, *Science*, 300, 1421–1424, DOI: 10.1126/science.1084531.
- [148] Bock, Y., et al. (1993): Detection of crustal deformation from the Landers earthquake sequence using continuous geodetic measurements, *Nature*, 361, 337–340.
- [149] Blewitt, G., M. Heflin, K. Hurst, D. Jefferson, F. Webb, and J. Zumberge (1993): Absolute far-field displacements from the 28 June 1992 Landers earthquake sequence, *Nature*, 361, 340–342.
- [150] Calais, E. (2010): Kinematics of the lithosphere from geodetic measurements. Lectures. Purdue University – Department of Earth and Atmospheric Sciences.
- [151] Reid, H. F. (1910) *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2*, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. (see especially pages 16–28).
- [152] Meade, B. J., B. H. Hager, S. C. McClusky, R. Reilinger, S. Ergintav, O. Lenk, A. Barka, and H. Ozener (2002): Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 208–215.
- [153] Onno, O., Moreno, M., Victor, P., Schurr, B., Ioannidi, I., Bedford, J., Mouslopoulou, J., Urrutia, I., Rosenau, M., Hoffmann, F., Angiboust, S., Li, S. (2018): Forearc deformation across time scales - a tale of fluids, locking and transients. GFZ Potsdam.

- [154] Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001): A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, 292, 1525–1528, DOI: 10.1126/science.1060152.
- [155] Rogers, G., and H. Dragert (2003): Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, 300, 1942–1943, DOI: 10.1126/science.1084783.
- [156] Ohtani, R., J. J. McGuire, and P. Segall (2010): Network strain filter: A new tool for monitoring and detecting transient deformation in GPS arrays, *J. Geophys. Res.*, 115, B12418, DOI: 10.1029/2010JB007442.
- [157] Okada, Y. (1985): Surface deformation to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135–1154.
- [158] Metivier, L., Collilieux, X., Lercier, D., Altamimi, Z., Beauducel, F. (2014): Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws. *JGR Solid Earth*, <https://doi.org/10.1002/2014JB011280>.
- [159] Trubienko, O., J.-D. Garaud, and L. Fleitout (2014): Models of postseismic deformation after megathrust earthquakes: the role of various rheological and geometrical parameters of the subduction zone, *Solid Earth Discussion*, 6, 427–466, DOI: 10.5194/sed-6-427-2014.
- [160] Aguirre, A., Bataille, K., Novoa, C., Peña, K., Vera, F. (2019): Kinematics of Subduction Processes during the Earthquake Cycle in Central Chile. *Seismological Research Letters* Volume 90, Number 5, pp. 1779–1791.
- [161] Barbu, A., Laurent-Varin, L., Perosanz, F., Mercier, F., Marty, J., C. (2018): Efficient QR sequential least square algorithm for high frequency GNSS precise point positioning seismic application. *Advances in Space Research* 61, pp. 448–456.
- [162] Avallone, A., Marzario, M., Cirella, A., Piatanesi, A., Rovelli, A., Alessandro, C., D., Anastasio, E., D’Agostino, N., Giuliani, R., Mattone, M. (2011): Very high rate (10 Hz) GPS seismology for moderate-magnitude earthquakes: The case of the Mw6.3 L’Aquila (central Italy) event. *Journal of geophysical research*, vol. 116, b02305.
- [163] Wang, G.-Q., D. M. Boore, G. Tang, and X. Zhou (2007): Comparisons of ground motions from colocated and closely spaced one-sample-per-second Global Positioning System and accelerograph recordings of the 2003 M 6.5 San Simeon, California, earthquake in the Parkfield region, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 76–90, DOI: 10.1785/0120060053.
- [164] Emore, G. L., J. S. Haase, K. Choi, K. M. Larson, and A. Yamagiwa (2007): Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 357–378, DOI: 10.1785/0120060153.

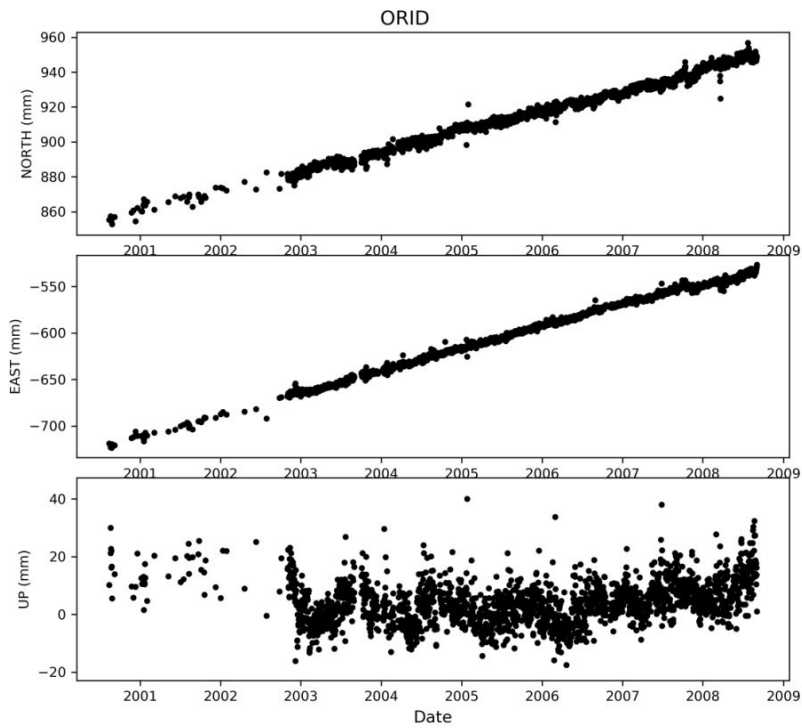
- [165] Ji, C., K. M. Larson, Y. Tan, K. W. Hudnut, and K. Choi (2004): Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17608, DOI: 10.1029/2004GL020448.
- [166] Yokota, Y., K. Koketsu, K. Hikima, and S. Miyazaki (2009): Ability of 1-Hz GPS data to infer the source process of a medium-sized earthquake: The case of the 2008 Iwate- Miyagi Nairiku, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12301, DOI: 10.1029/ 2009GL037799.
- [167] Genrich, J. F., and Y. Bock (2006): Instantaneous geodetic positioning with 10-50 Hz GPS measurements: Noise characteristics and implications for monitoring networks, *J. Geophys. Res.*, 111, B03403, DOI: 10.1029/2005JB003617.
- [168] Miyazaki S., K. M. Larson, K. Choi, K. Hikima, K. Koketsu, P. Bodin, J. Haase, G. Emore, A. Yamagiwa (2004): Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21603, 608, DOI: 10.1029/2004GL021457.
- [169] Bock, Y., L. Prawirodirdjo, and T. I. Melbourne (2004): Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06604, DOI: 10.1029/2003GL019150.
- [170] Ohta, Y., I. Meilano, T. Sagiya, F. Kimata, and K. Hirahara (2006): Large surface wave of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake captured by the very long baseline kinematic analysis of 1-Hz GPS data, *Earth Planets Space*, 58, 153–157.
- [171] Davis, J. P., and R. Smalley (2009): Love wave dispersion in central North America determined using absolute displacement seismograms from high-rate GPS, *J. Geophys. Res.*, 114, B11303, DOI: 10.1029/2009JB006288.
- [172] Heki, K. (2011): A tale of two earthquakes, *Science*, 17, 1390–1391, DOI: 10.1126/ science.1206643.
- [173] Crowell, B. W., Y. Bock, and M. B. Squibb (2009): Demonstration of earthquake early warning using total displacement waveforms from real-time GPS networks, *Seismol. Res. Lett.*, 80, 772–782, DOI: 10.1785/gssrl.80.5.772.
- [174] Bock, Y., R. Nikolaidis, P. de Jonge, and M. Bevis (2000): Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 105, 28.223–28.253, DOI: 10.1029/2000JB900268.
- [175] Bock, Y., D. Melgar, and B. W. Crowell (2011): Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101, 2904–2925, DOI: 10.1785/0120110007.

- [176] Blewitt, G., W. C. Hammond, C. Kreemer, H.-P. Plag, S. Stein, and E. Okal (2009): GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems, *J. Geod.*, 83, 335–343, DOI: 10.1007/s00190-008-0262-5.
- [177] Allen, R. M., P. Gasparini, O. Kamigaichi, and M. Böse (2009): The status of earthquake early warning around the world: An introductory overview, *Seismol. Res. Lett.*, 80, 682–693, DOI: 10.1785/gssrl.80.5.682.
- [178] Allen, R. M., and H. Kanamori (2003): The potential for earthquake early warning in southern California, *Science*, 300, 786–789, DOI: 10.1126/science.1080912.
- [179] Boore, D. M., and J. J. Bommer (2005): Processing of strong-motion accelerograms: needs, options and consequences, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 25, 93–115, DOI: 10.1016/j.soildyn.2004.10.007.
- [180] Genrich, J. F., and Y. Bock (2006): Instantaneous geodetic positioning with 10-50 Hz GPS measurements: Noise characteristics and implications for monitoring networks, *J. Geophys. Res.*, 111, B03403, DOI: 10.1029/2005JB003617.
- [181] Allen, R. M., and A. Ziv (2011): Application of real-time GPS to earthquake early warning, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16310, DOI: 10.1029/2011GL047947.
- [182] Geng, J., Y. Bock, D. Melgar, B. W. Crowell, and J. S. Haase (2013): A new seismogeodetic approach applied to GPS and accelerometer observations of the 2012 Brawley seismic swarm: Implications for earthquake early warning, *Geochem. Geophys. Geosyst.*
- [183] Crowell, B., W. (2013): Using GPS to Rapidly Detect and Model Earthquakes and Transient Deformation Events / Thesis/dissertation. UC San Diego.
- [184] Cenni, N., Boaga, J., Casarin, F., Marchi, G., Valluzzi, M., Cassiani, G. (2016): 2016 Central Italy Earthquakes: comparison between GPS signals and low-cost distributed MEMS arrays. *Adv. Geosci.*, 51, 1–14.
- [185] Evans, J. R., Hamstra Jr., R. H., Kundig, C., Camina, P., and Rogers, J. A. (2005): TREMOR: A Wireless MEMS Accelerograph for Dense Arrays, *Earthq. Spectra* 21, no. 1, 91–124.
- [186] Habboub, M., Psimoulis, P., Bingley, R., Rothacher, M. (2020): A Multiple Algorithm Approach to the Analysis of GNSS Coordinate Time Series for Detecting Geohazards and Anomalies. *JGR: Solid Earth*.
- [187] Hackl, M., Malservisi, R., Hugentobler, U., Wonnacott, R. (2011): Estimation of velocity uncertainties from GPS time series: Examples from the analysis of the South African TrigNet network. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11), DOI: 10.1029/2010JB008142.

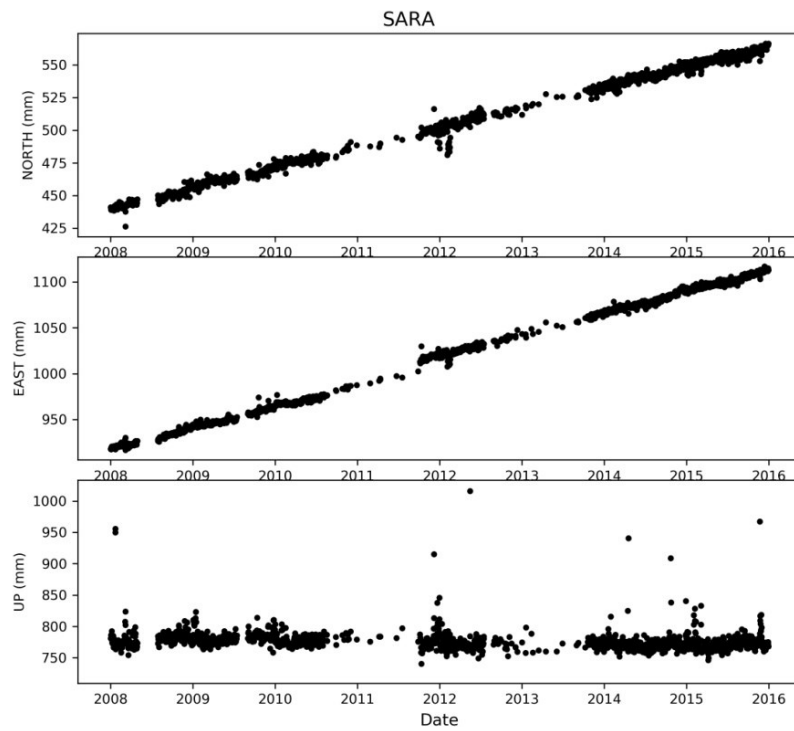
- [188] Herak, D., Herak, M., Prelogovic, E., Markušić, S., Markulin, Ž. (2005): Jabuka island (Central Adriatic Sea) earthquakes of 2003, *Tectonophysics* 398 (2005) 167–180, DOI: 10.1016/j.tecto.2005.01.007.
- [189] Frankel, K. L., Dolan, J. F., Owen, L. A., Ganey, P., and Finkel, R. C. (2011): Spatial and temporal constancy of seismic strain release along an evolving segment of the Pacific–North America plate boundary, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 304, 565–576, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.034>.
- [190] Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaría, M.-N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. Martín Miguez (2009): Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12607, DOI: 10.1029/2009GL038720.
- [191] Michetti, A. M., Audemard, F. A., and Marco, S. (2005): Future trends in Paleoseismology: integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses, *Tectonophysics*, 408, 3–21.
- [192] Aliaj, S., Adams, J., Halchuk, S., Sulstarova, E., Peci, V., and Muco, B. (2004): Probabilistic seismic hazard maps for Albania, 13th World Conf. Earthquake Engineering, Vancouver, BC, Canada, paper no. 2469, 14 pp.
- [193] Kaczmarek, A., Kontny, B. (2018): Estimates of seasonal signals in GNSS time series and environmental loading models with iterative least-squares estimation (iLSE) approach. *Acta Geodyn. Geomater.* Vol. 15, No. 2 (190), 131–141, 2018. DOI: 10.13168/AGG.2018.0009.
- [194] Blewitt, D., Lavallee, D. (2002): Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 107(7).
- [195] Klos, A., Bos, M. S., Bogusz, J. *GPS Solut* (2018): Detecting time-varying seasonal signal in GPS position time series with different noise levels. *GPS Solutions. The Journal of Global Navigation Satellite Systems*, Volumes 23, Issues 88.
- [196] Rebischung, P., Chanard, K., Metivier, L., Altamimi, Z. (2017): Flicker Noise in GNSS Station Position Time Series. American Geophysical Union, Fall Meeting 2017, abstract #G13A-04.
- [197] Aki, K., and Richards, P. G. (1980): *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, Vol. I and II. W.H. Freeman, San Francisco.

ПРИЛОЗИ

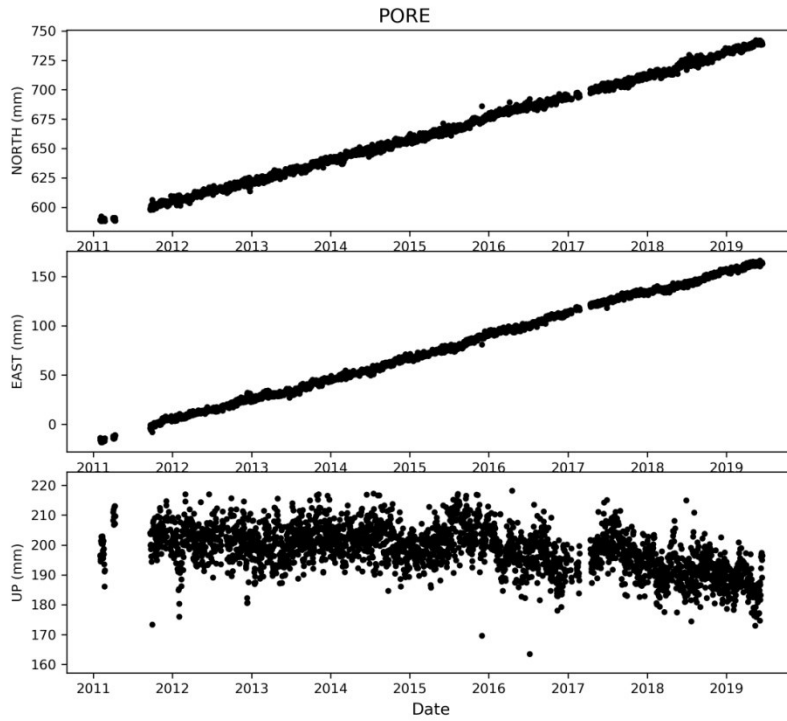
Временска серија GNSS координата – Охрид (ORID)



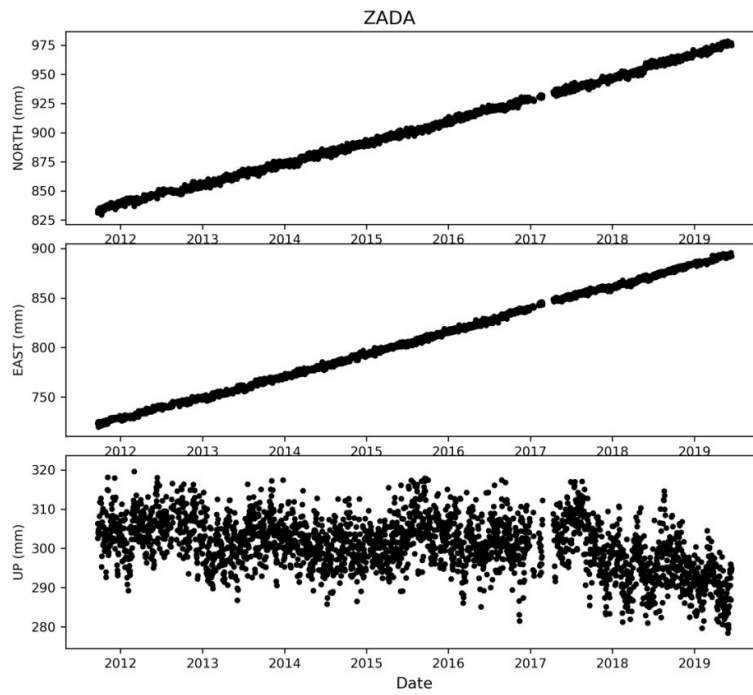
Временска серија GNSS координата – Сарајево (SARA)



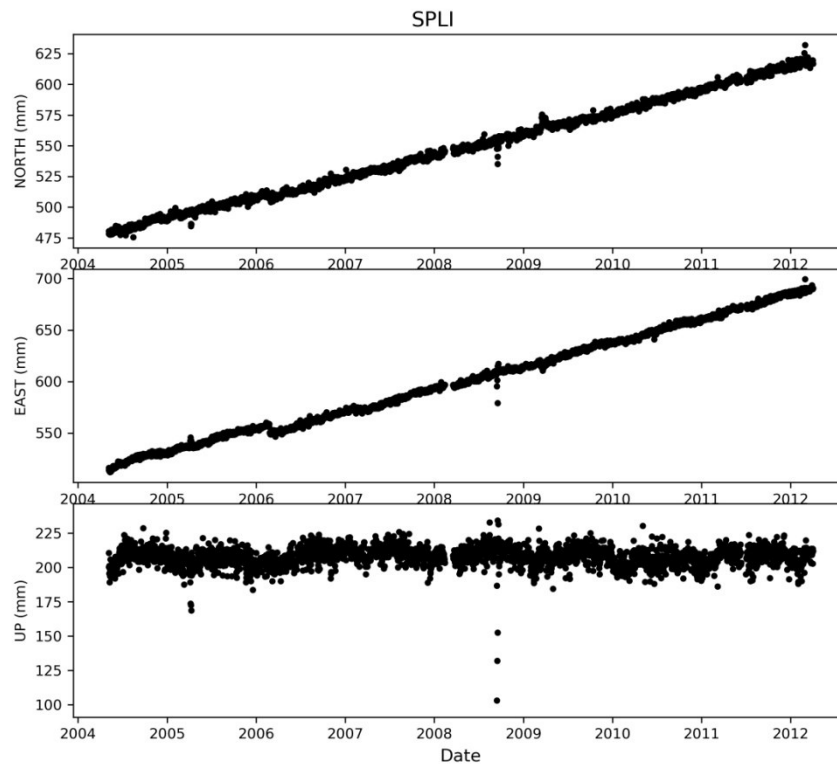
Временска серија GNSS координата – Пореч (PORE)



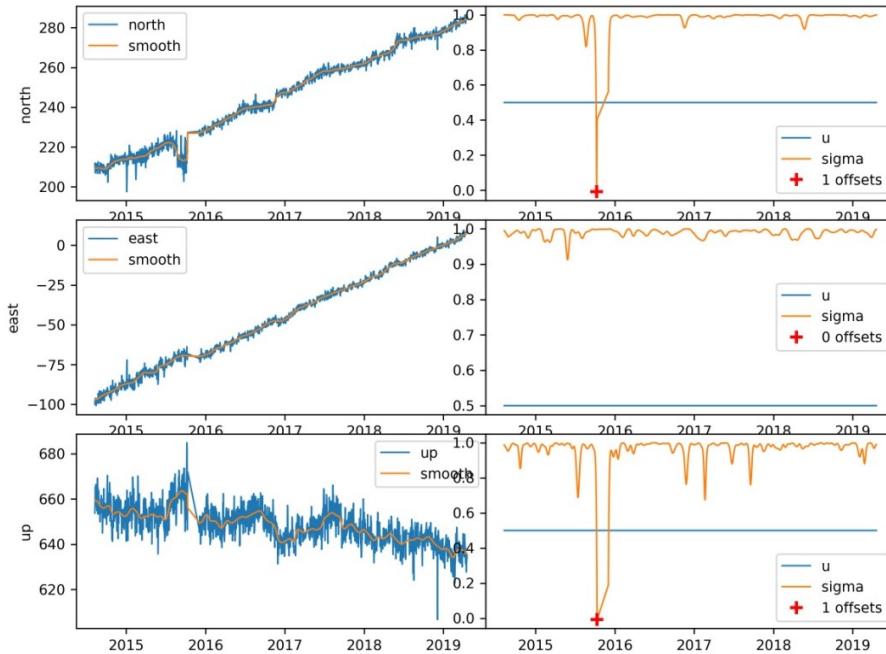
Временска серија GNSS координата – Задар (ZADA)



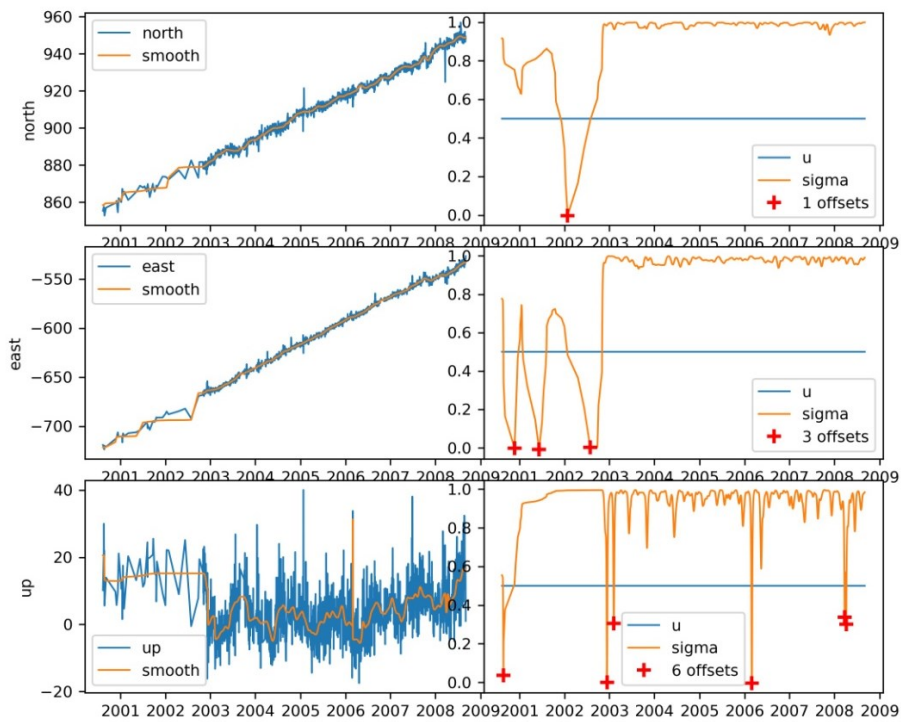
Временска серија GNSS координата – Сплит (SPLI)



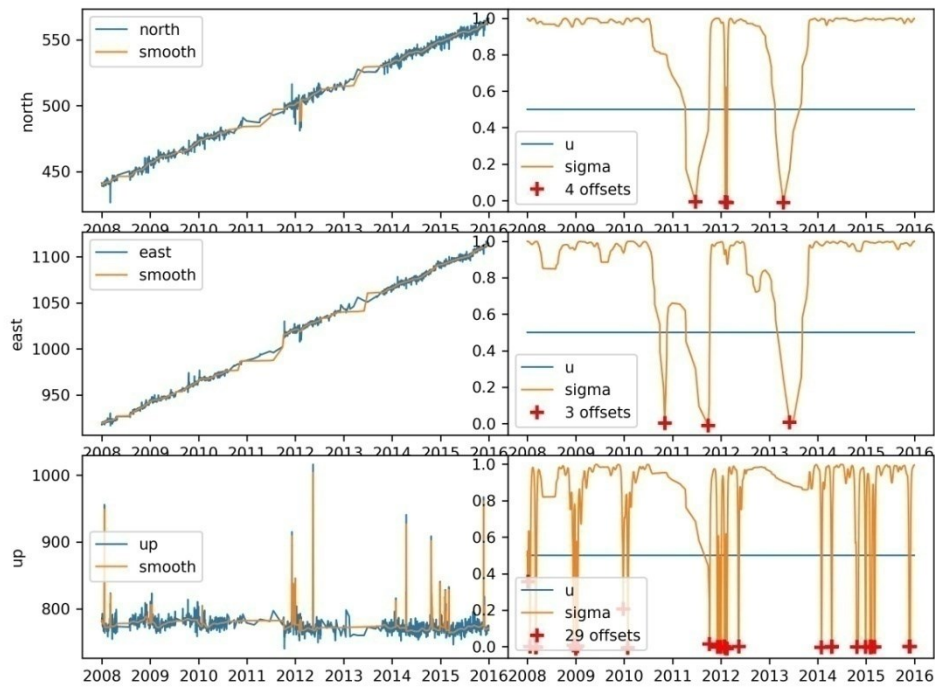
Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Београд (БЕОГ)



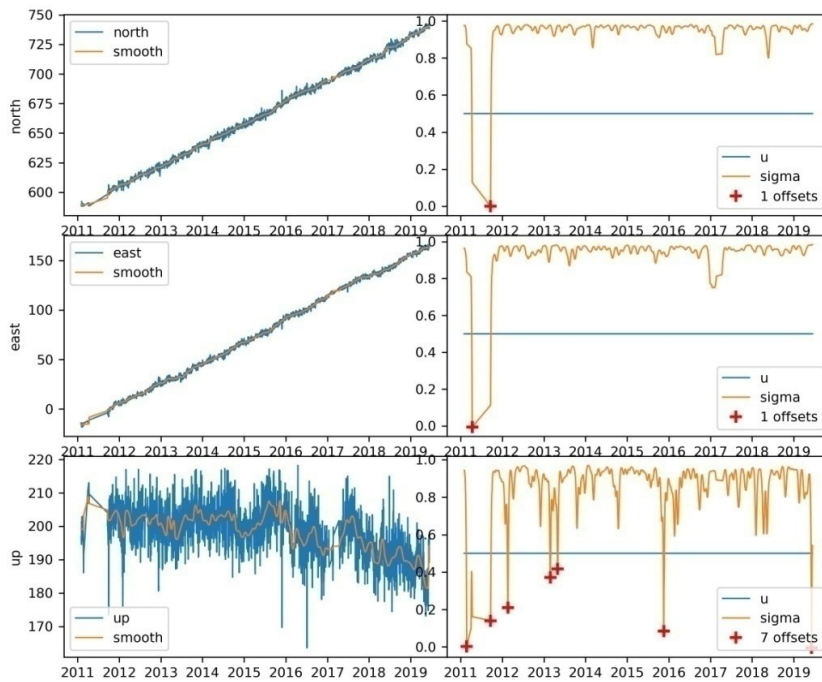
Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Охрид (ОРИД)



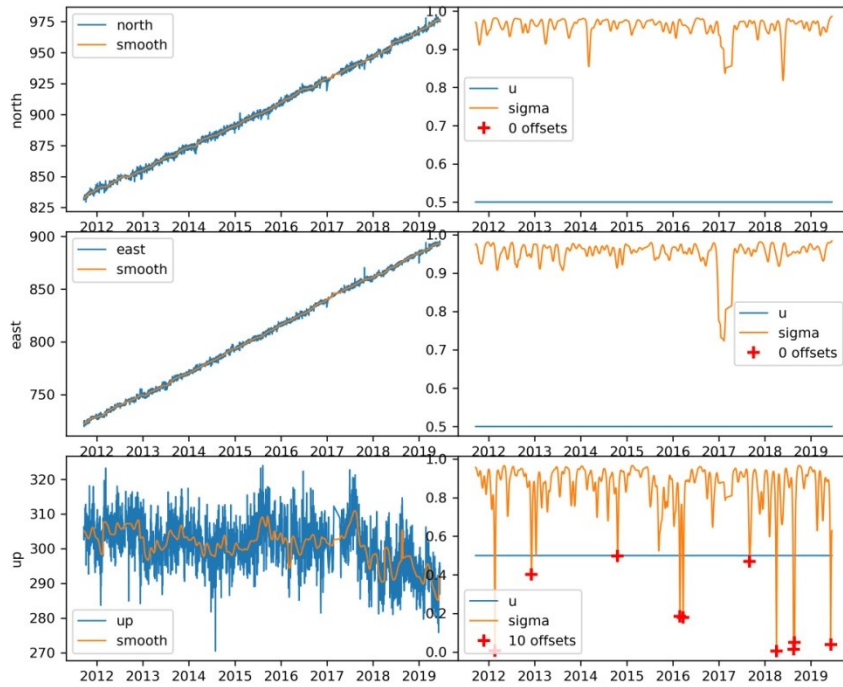
Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Сарајево (SARA)



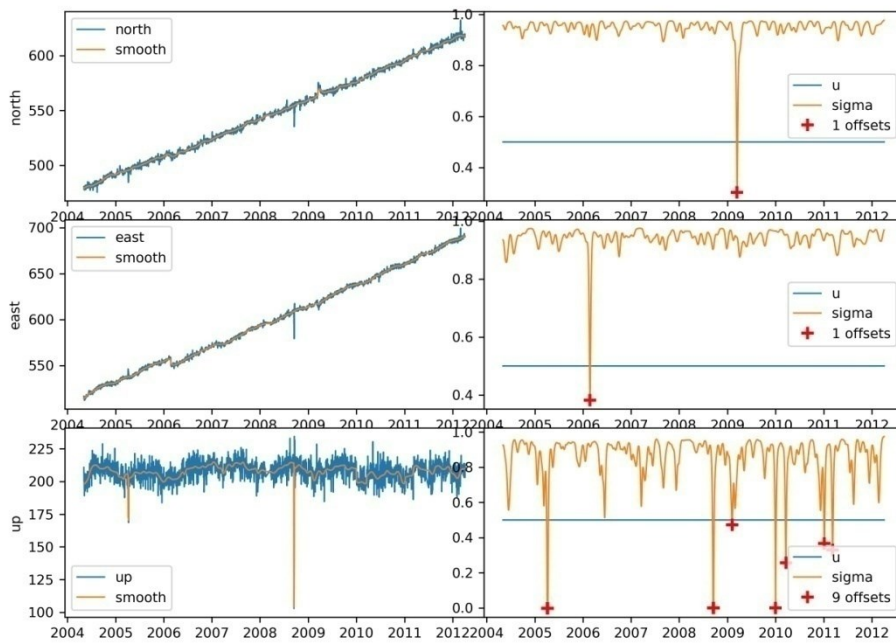
Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Пореч (PORE)



Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Задар (ZADA)



Детектовани офсети у временској серији GNSS координата – Сплит (SPLI)



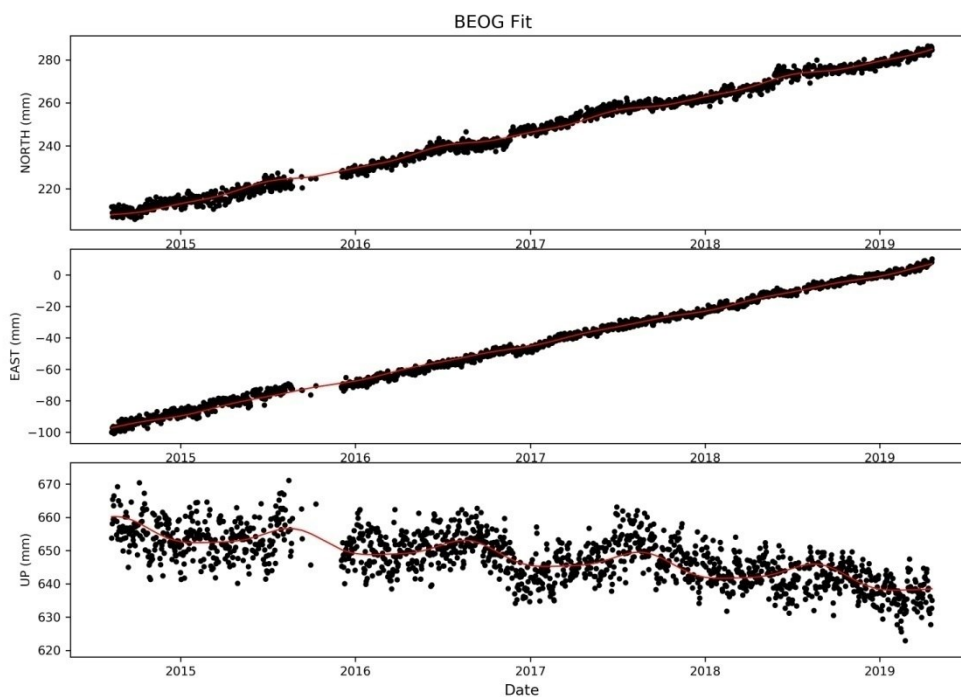
Офсети у временским серијама GNSS координата (последња опрема)

Стан.	Ком.	Офсет (mm)	Епоха (год.)	Стан.	Ком.	Офсет (mm)	Епоха (год.)
BEOG	N	1.17+-0.23	2015.7700	SARA	U	4.18+-2.69	2014.078
BEOG	U	1.19+-0.49	2015.7755	SARA	U	32.27+-5.56	2009.0021
ORID	N	-2.42+-0.35	2002.0726	SARA	U	-10.88+-2.62	2011.7618
ORID	E	2.51+-0.99	2000.8925	SARA	U	-6.06+-2.08	2012.3669
ORID	E	3.32+-0.62	2002.5736	SARA	U	-21.50+-4.75	2008.0575
ORID	E	-1.35+-0.84	2001.4374	SARA	U	-3.07+-2.18	2014.8090
ORID	U	-12.51+-1.18	2002.9459	SARA	U	14.18+-7.87	2008.0110
ORID	U	0.65+-0.56	2006.1629	SARA	U	-18.63+-4.32	2012.0000
ORID	U	-1.27+-1.48	2008.2272	SARA	U	24.76+-6.43	2012.0903
ORID	U	-4.84+-2.56	2000.6461	SARA	U	-22.18+-6.08	2015.1129
ORID	U	6.37+-1.50	2008.2574	SARA	U	-38.47+-10.73	2008.1807
ORID	U	-1.64+-0.98	2003.0992	SARA	U	-13.35+-5.86	2012.0767
SARA	N	-0.31+-0.28	2013.2895	SARA	U	27.22+-4.79	2015.8905
SARA	N	16.56+-0.62	2012.1259	SARA	U	-6.17+-3.98	2008.9500
SARA	N	-15.88+-0.63	2012.0903	SARA	U	-27.28+-4.57	2009.0376
SARA	N	-1.54+-0.31	2011.4743	SARA	U	-33.53+-5.09	2015.9097
SARA	E	9.33+-0.64	2011.7372	SARA	U	-3.82+-3.00	2009.9822
SARA	E	-0.31+-0.64	2010.8392	SARA	U	6.93+-3.937	2011.9316
SARA	E	0.08+-0.24	2013.4209	SARA	U	15.03+-4.97	2011.9671
SARA	U	7.67+-2.80	2014.9897	PORE	N	-0.58+-0.32	2011.7180
SARA	U	1.53+-3.29	2010.0780	PORE	E	0.28+-0.39	2011.2745
SARA	U	-85.84+-9.02	2014.2916	PORE	U	3.49+-0.85	2013.1526
SARA	U	78.03+-9.08	2014.2861	PORE	U	4.90+-2.13	2019.4305
SARA	U	41.31+-10.92	2008.1752	PORE	U	1.31+-0.84	2013.3306
SARA	U	-11.67+-3.96	2012.1259	PORE	U	12.95+-2.19	2011.1458
SARA	U	-4.26+-2.90	2015.1759	PORE	U	-0.09+-0.50	2015.8795
SARA	U	6.72+-9.03	2015.0992	PORE	U	1.89+-0.64	2012.1342
SARA	U	-6.56+-11.42	2015.0910	PORE	U	-8.47+-1.87	2011.7180
SARA	U	22.35+-9.14	2015.0856	ZADA	U	3.18+-0.65	2012.1369

Офсети у временским серијама GNSS координата (посљедица опреме)

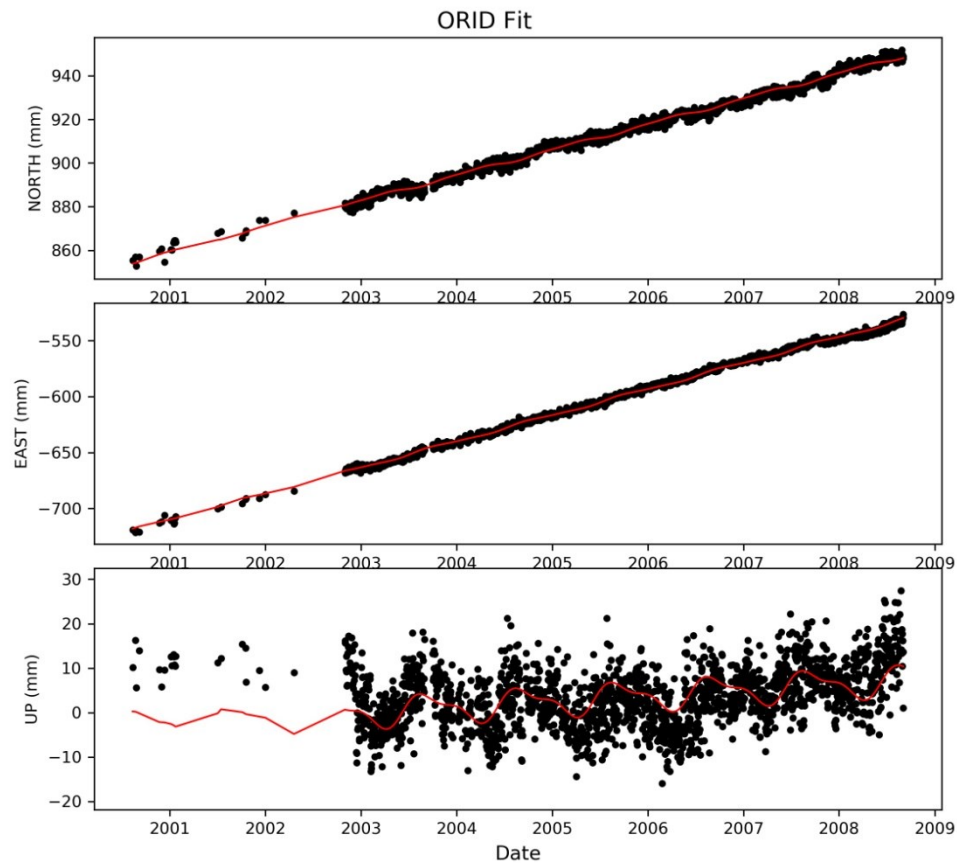
Стан.	Ком.	Офсет (mm)	Епоха (год.)	Стан.	Ком.	Офсет (mm)	Епоха (год.)
ZADA	U	0.47+-0.60	2014.8008	SPLI	E	-8.74+-0.11	2006.1465
ZADA	U	1.09+-1.97	2019.4278	SPLI	U	23.71+-5.66	2005.2704
ZADA	U	-5.85+-0.58	2012.9309	SPLI	U	-26.92+-5.66	2005.2621
ZADA	U	-1.08+-0.69	2018.2505	SPLI	U	-7.49+-0.77	2009.9986
ZADA	U	5.88+-1.23	2016.2245	SPLI	U	0.97+-0.85	2011.0089
ZADA	U	-7.30+-0.60	2017.6674	SPLI	U	-72.51+-10.13	2008.7036
ZADA	U	-14.11+-2.09	2018.642	SPLI	U	-2.31+-0.62	2009.0951
ZADA	U	-6.52+-1.22	2016.1533	SPLI	U	69.84+-10.14	2008.7091
ZADA	U	10.96+-2.12	2018.6201	SPLI	U	1.18+-0.82	2011.1814
SPLI	N	1.66+-0.15	2009.1992	SPLI	U	1.43+-0.79	2010.2122

Временска серија GNSS координата Београд – детрендовани сезонски сигнали (полугодишњи и годишњи)



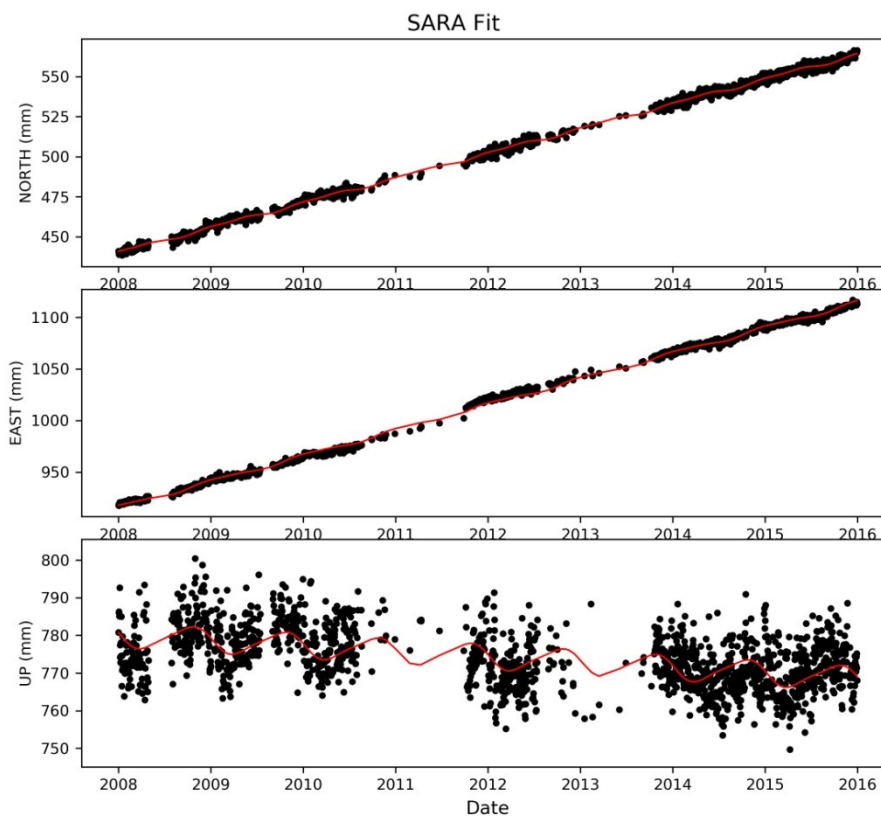
Параметар	N (сјеверна компонента)	Е (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 1523		
	WRMS: 1.87 mm, NRMS: 2.56	WRMS: 1.88 mm, NRMS: 3.37	WRMS: 5.09 mm, NRMS: 2.23
Линеарна брзина	16.57±0.04 mm/god.	22.19±0.04 mm/god.	-3.57±0.10 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	-0.03±0.07 mm	-0.14±0.07 mm	0.63±0.18 mm
Циклус 0.5 година cos.	0.47±0.07 mm	-0.30±0.07 mm	-0.31±0.18 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.05±0.07 mm	-0.07±0.07 mm	-2.04±0.19 mm
Циклус 1.0 година cos.	-1.04±0.07 mm	-0.60±0.07 mm	-2.23±0.19 mm

Временска серија GNSS координата Охрид – детрендовани сезонски сигнали
(полугодишњи и годишњи)



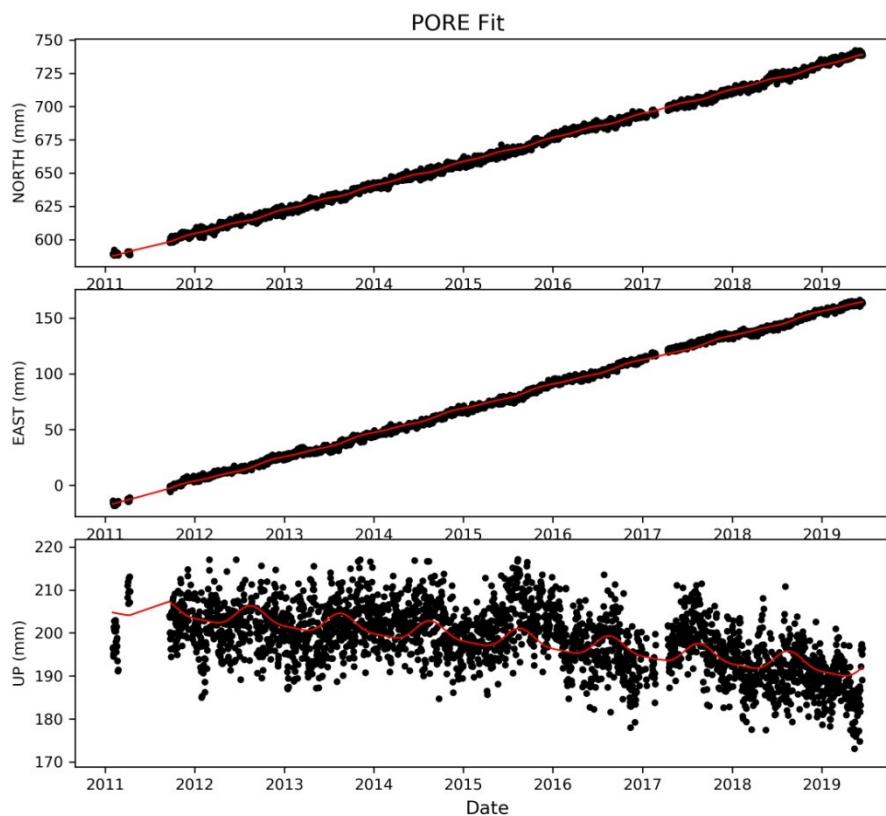
Параметар	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 1892		
	WRMS: 1.68 mm, NRMS: 2.41	WRMS: 2.03 mm, NRMS: 3.58	WRMS: 5.77 mm, NRMS: 2.59
Линеарна брзина	11.68±0.02 mm/god.	23.33±0.03 mm/god.	1.30±0.08 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	-0.27±0.05 mm	0.33±0.07 mm	0.79±0.19 mm
Циклус 0.5 година cos.	-0.07±0.05 mm	-0.21±0.07 mm	1.00±0.19 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.59±0.05 mm	-1.16±0.07 mm	-2.93±0.20 mm
Циклус 1.0 година cos.	0.31±0.05 mm	0.23±0.06 mm	-0.78±0.18 mm

Временска серија GNSS координата Сарајево – детрендовани сезонски сигнали (полугодишњи и годишњи)



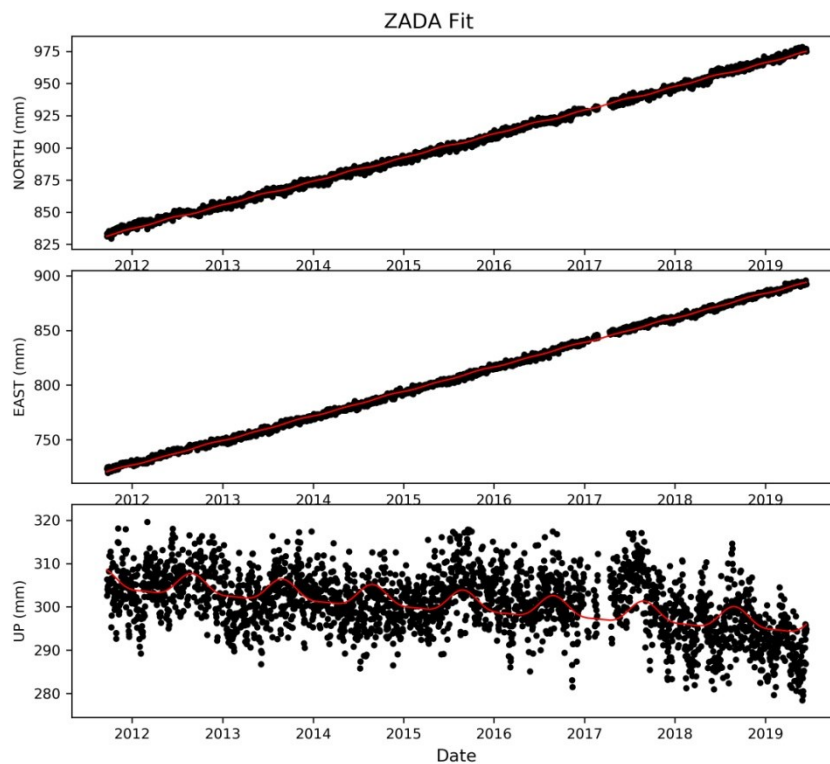
Параметар	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 1589		
	WRMS: 1.73 mm, NRMS: 2.64	WRMS: 2.54 mm, NRMS: 4.93	WRMS: 6.30 mm, NRMS: 3.19
Линеарна брзина	15.43+/-0.02 mm/god.	24.85+/-0.03 mm/god.	-1.46+/-0.06 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	-0.41+/-0.06 mm	-0.47+/-0.09 mm	-0.59+/-0.23 mm
Циклус 0.5 година cos.	0.34+/-0.06 mm	0.08+/-0.09 mm	0.23+/-0.22 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.86+/-0.06 mm	0.80+/-0.09 mm	-3.12+/-0.23 mm
Циклус 1.0 година cos.	0.21+/-0.06 mm	1.68+/-0.09 mm	0.33+/-0.23 mm

Временска серија GNSS координата Пореч – детрендовани сезонски сигнали
(полугодишњи и годишњи)



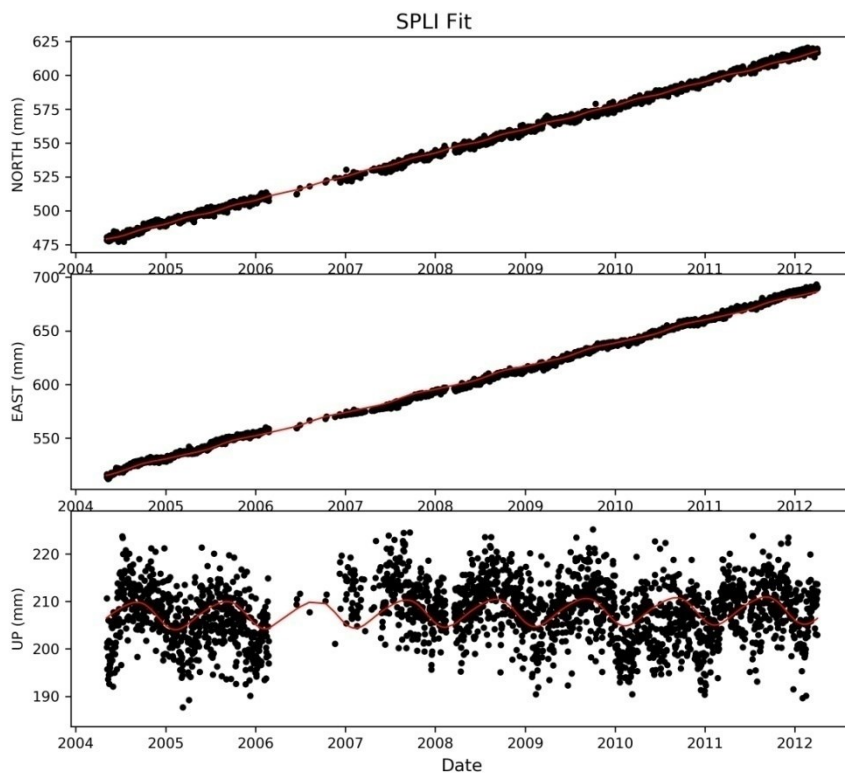
Параметар	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 2670		
	WRMS: 1.73 mm, NRMS: 2.85	WRMS: 2.07 mm, NRMS: 4.30	WRMS: 6.03 mm, NRMS: 3.37
Линеарна брзина	18.06+/-0.01 mm/god.	21.74+/-0.02 mm/god.	-1.76+/-0.05 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	-0.42+/-0.05 mm	-0.39+/-0.06 mm	0.61+/-0.16 mm
Циклус 0.5 година cos.	0.29+/-0.05 mm	-0.20+/-0.06 mm	0.05+/-0.16 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.32+/-0.05 mm	-0.25+/-0.06 mm	-1.76+/-0.16 mm
Циклус 1.0 година cos.	0.21+/-0.05 mm	0.88+/-0.06 mm	-1.33+/-0.16 mm

Временска серија GNSS координата Задар – детрендовани сезонски сигнали
(полугодишњи и годишњи)



Параметар	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 2632		
	WRMS: 1.86 mm, NRMS: 3.12	WRMS: 1.72 mm, NRMS: 3.67	WRMS: 6.08 mm, NRMS: 3.55
Линеарна брзина	18.41±0.02 mm/god.	22.44±0.01 mm/god.	-1.28±0.05 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	-0.35±0.05 mm	-0.41±0.05 mm	0.66±0.17 mm
Циклус 0.5 година cos.	0.33±0.05 mm	-0.15±0.05 mm	-0.24±0.17 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.27±0.05 mm	-0.31±0.05 mm	-2.04±0.17mm
Циклус 1.0 година cos.	-0.14±0.05 mm	0.09±0.05 mm	-1.25±0.17 mm

Временска серија GNSS координата Сплит – детрендовани сезонски сигнали
(полугодишњи и годишњи)



Параметар	N (сјеверна компонента)	E (источна компонента)	Up (компонента висине)
	Број епоха: 2356		
	WRMS: 1.79 mm, NRMS: 2.88	WRMS: 2.60 mm, NRMS: 5.10	WRMS: 5.82 mm, NRMS: 3.04
Линеарна брзина	17.48±0.02 mm/god.	21.59±0.02 mm/god.	0.16±0.05 mm/god.
Циклус 0.5 година sin.	0.003±0.05 mm	0.11±0.07 mm	-0.22±0.17mm
Циклус 0.5 година cos.	-0.46±0.05 mm	-0.31±0.07 mm	-0.28±0.17 mm
Циклус 1.0 година sin.	0.07±0.05 mm	-0.93±0.08 mm	-2.16±0.18 mm
Циклус 1.0 година cos.	0.15±0.05 mm	0.46±0.07 mm	-1.85±0.17 mm

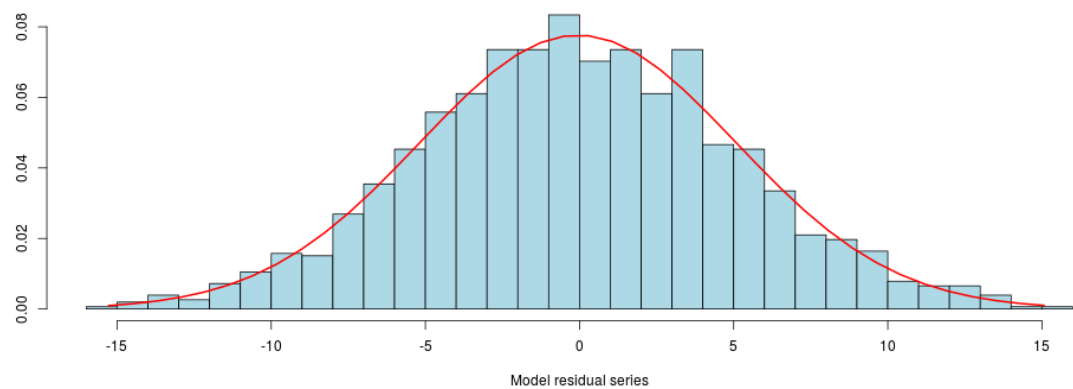
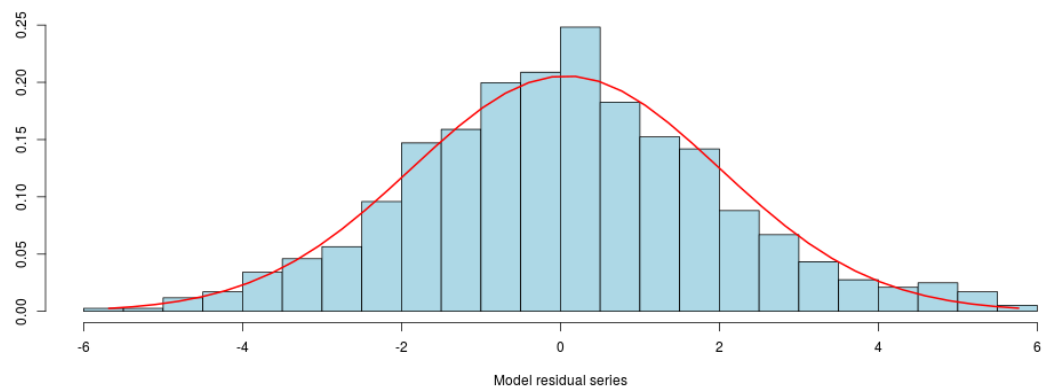
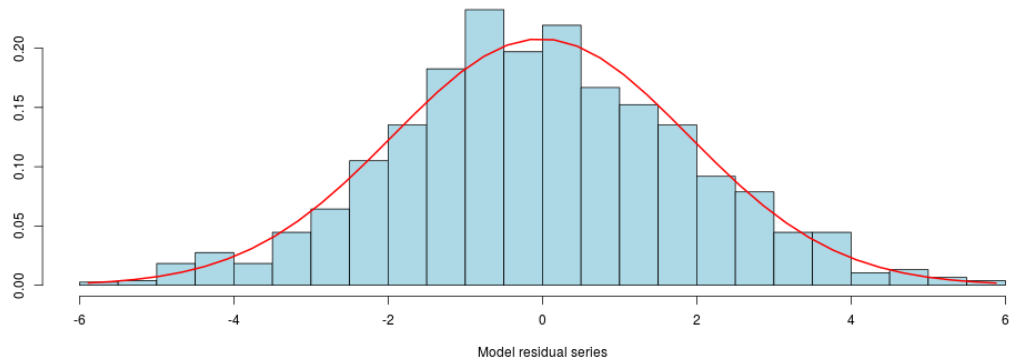
Графички приказ хоризонталних брзина GNSS станица



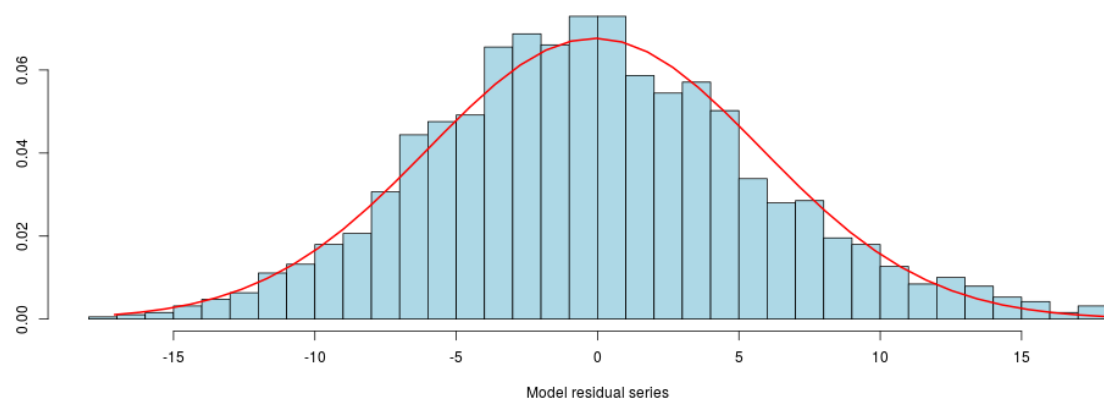
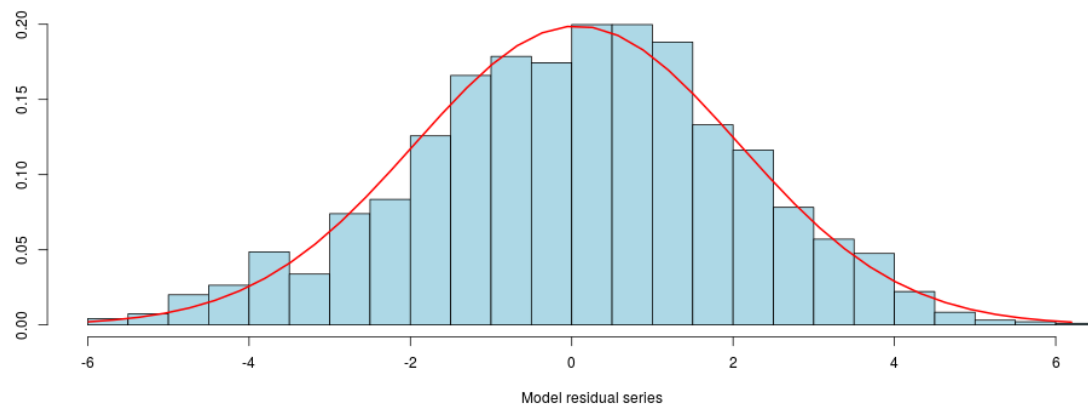
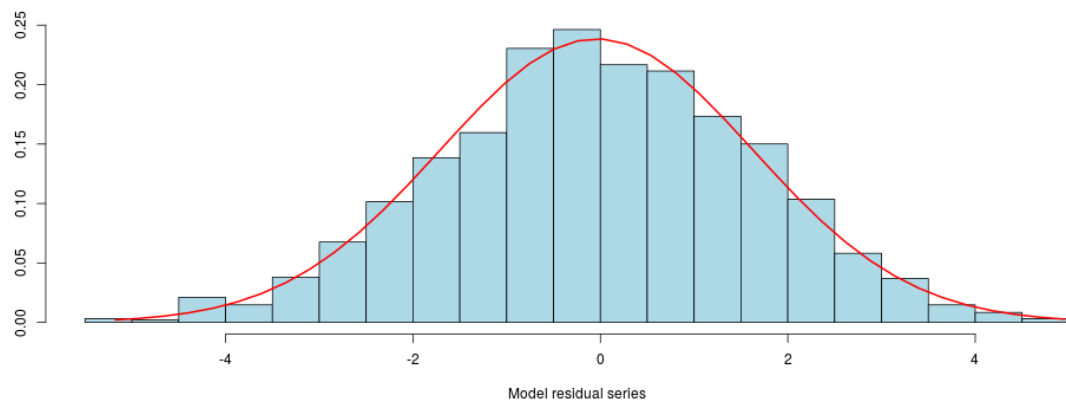
Графички приказ вертикалних брзина GNSS станица



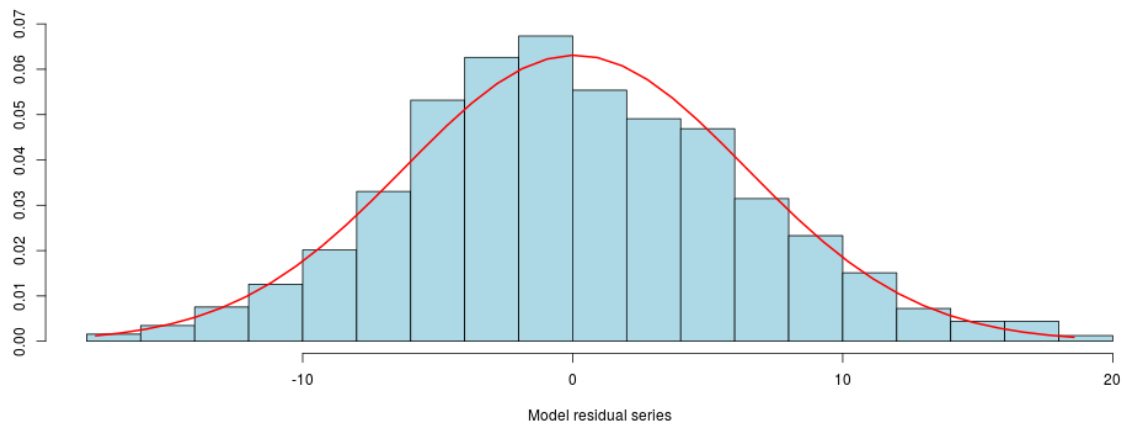
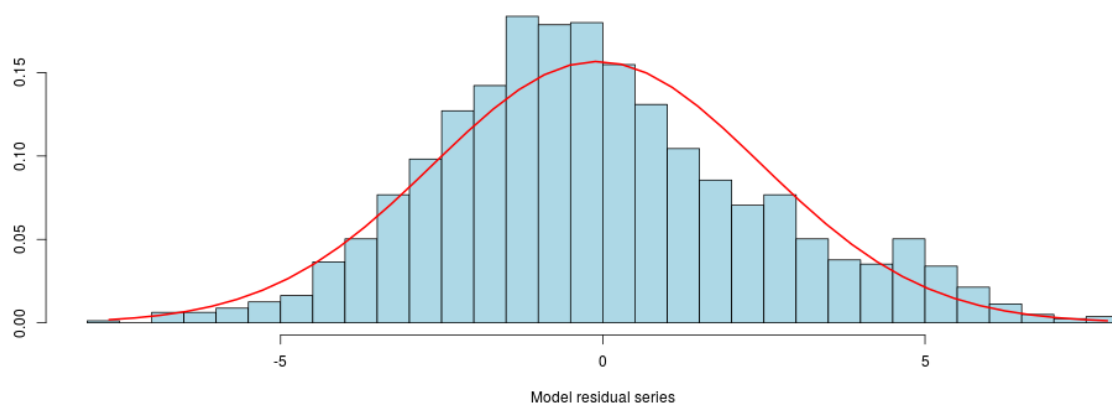
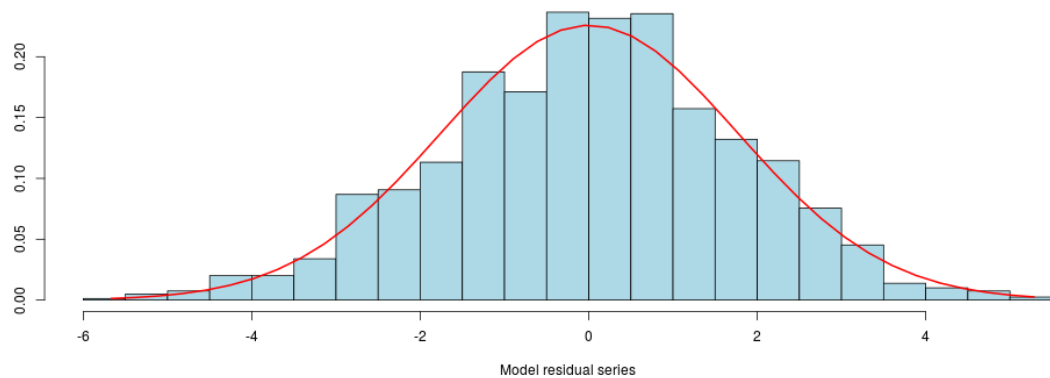
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Београд (БЕОГ)
 – N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и Up
 (компонента висине) доље



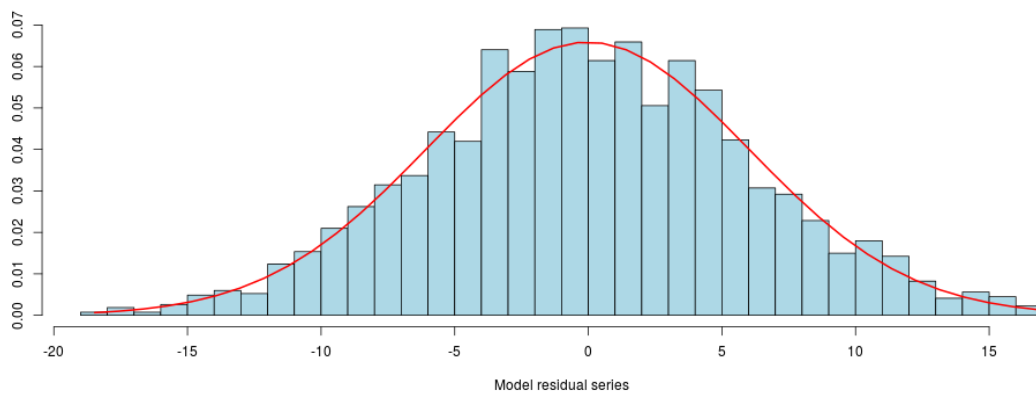
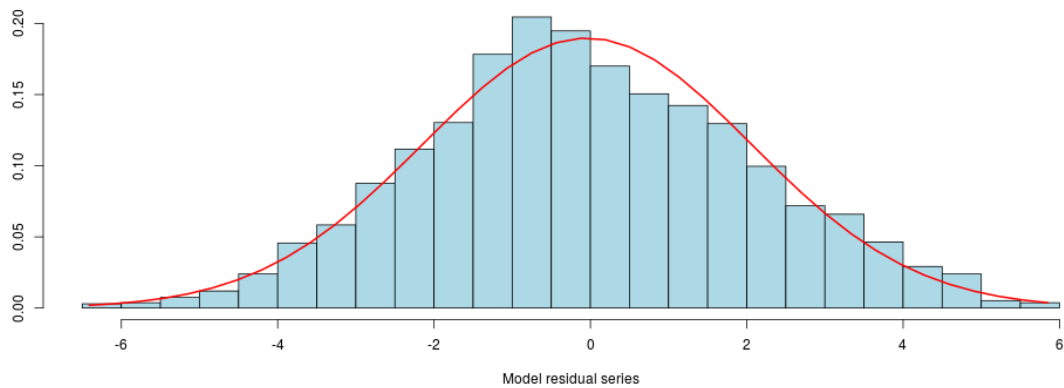
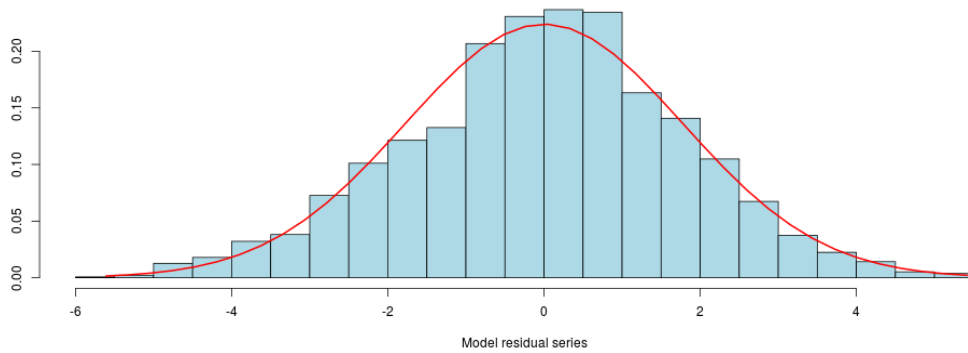
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Охрид (ORID) –
 N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и Up
 (компонента висине) доље



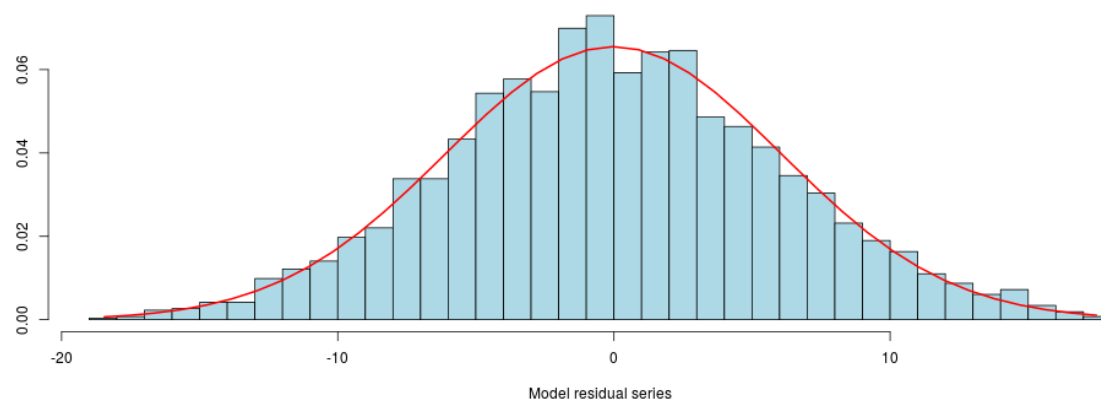
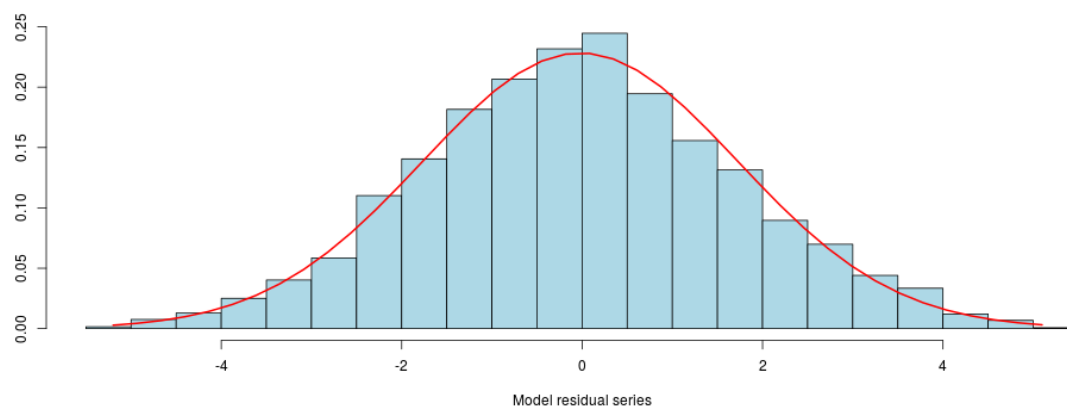
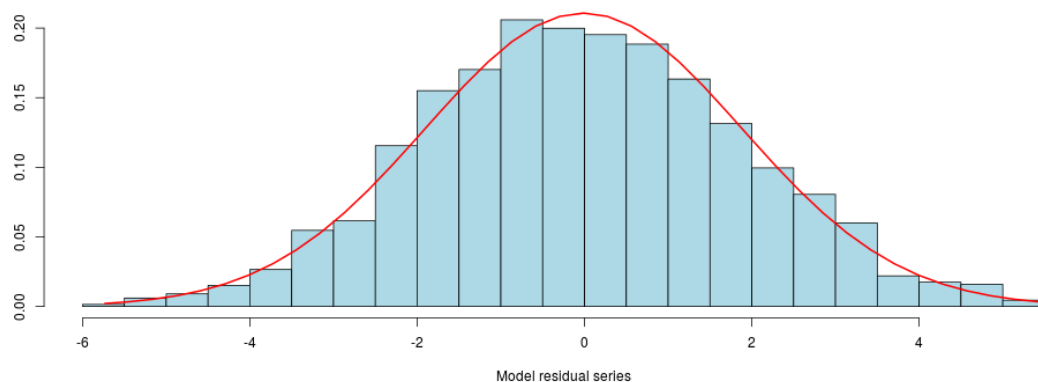
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Сарајево
(SARA) – N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и
Up (компонента висине) доље



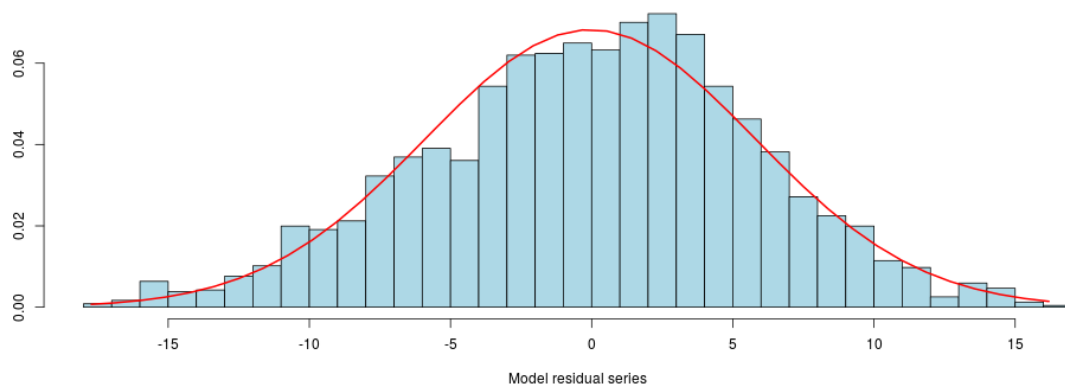
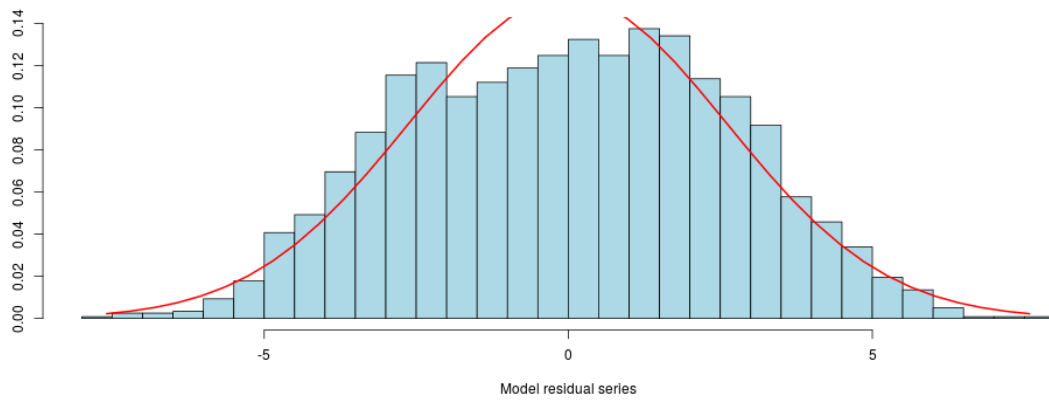
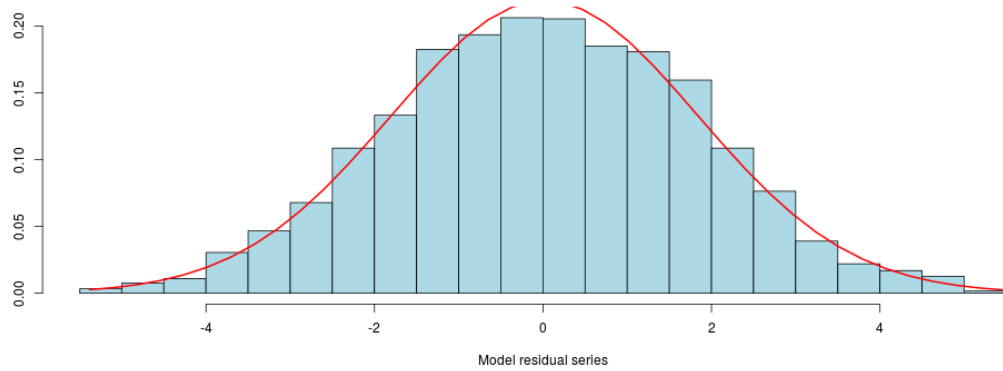
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Пореч (PORE) –
 N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и Up
 (компонента висине) доље



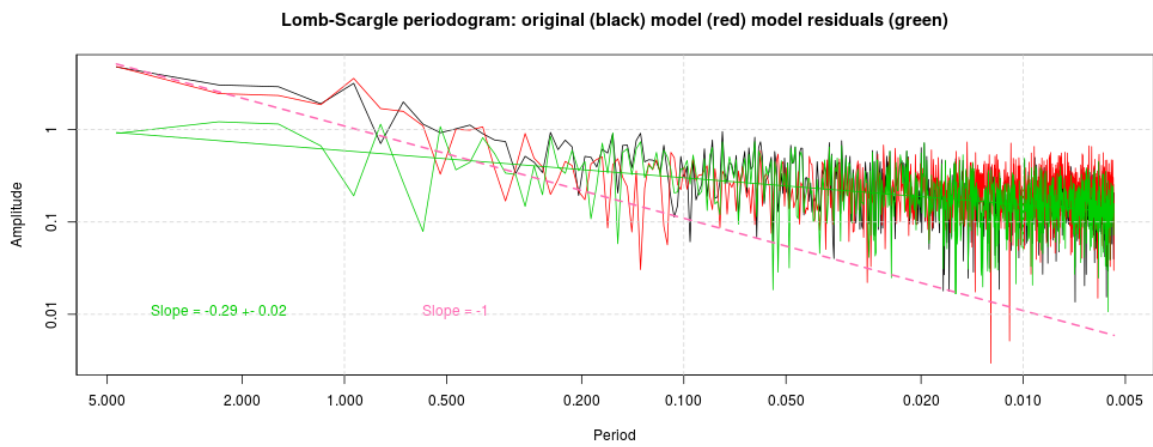
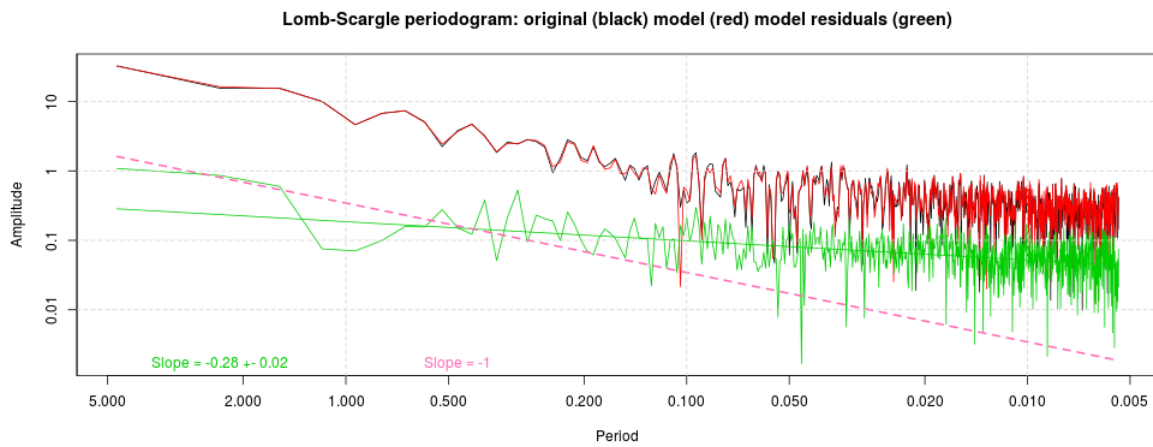
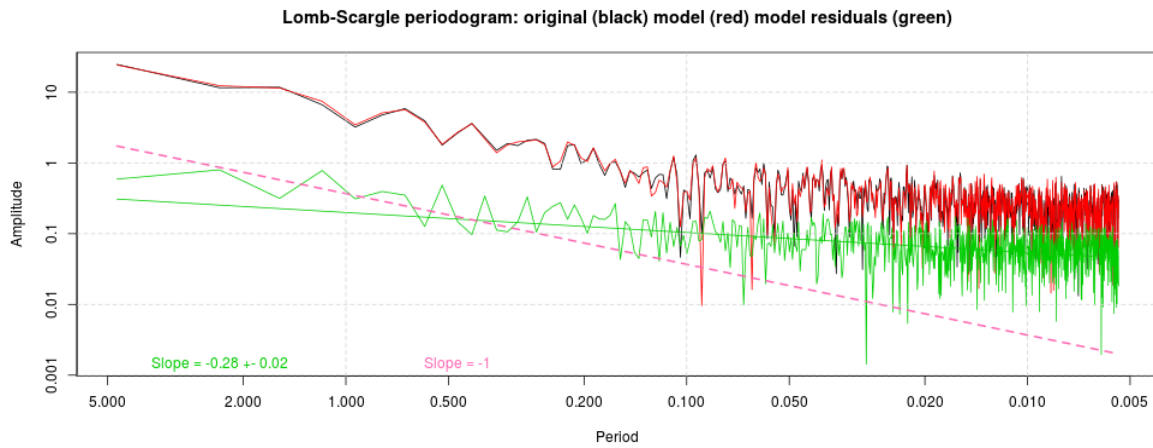
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Задар (ZADA) –
 N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и Up
 (компонента висине) доље



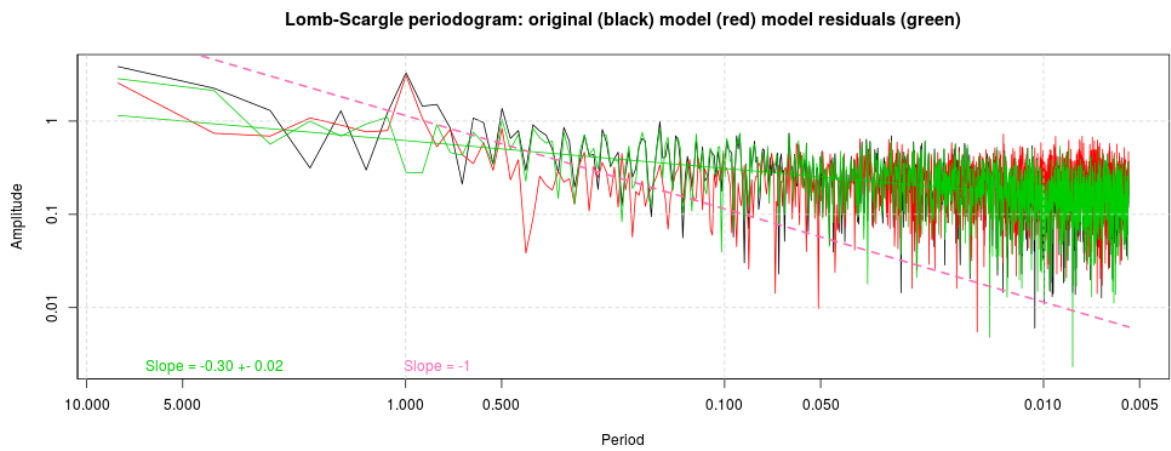
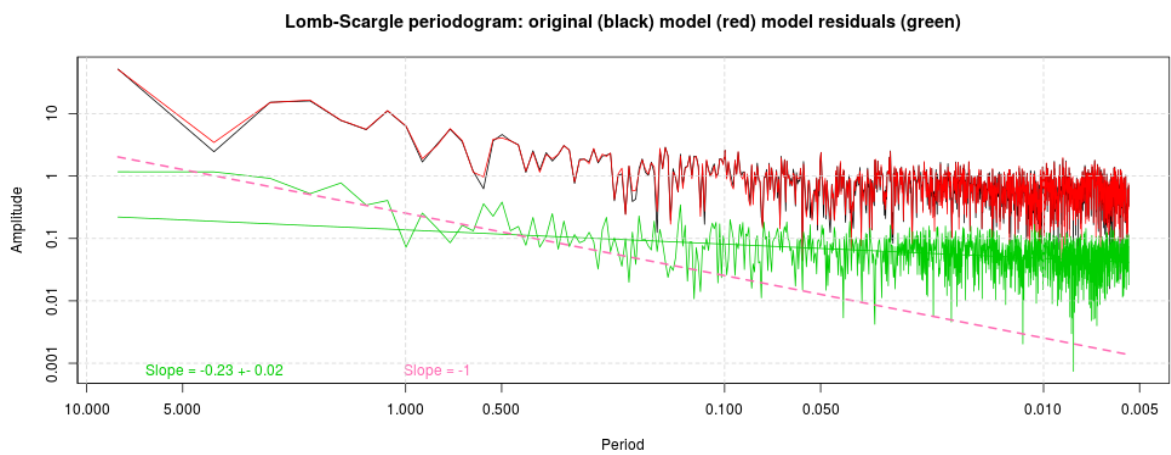
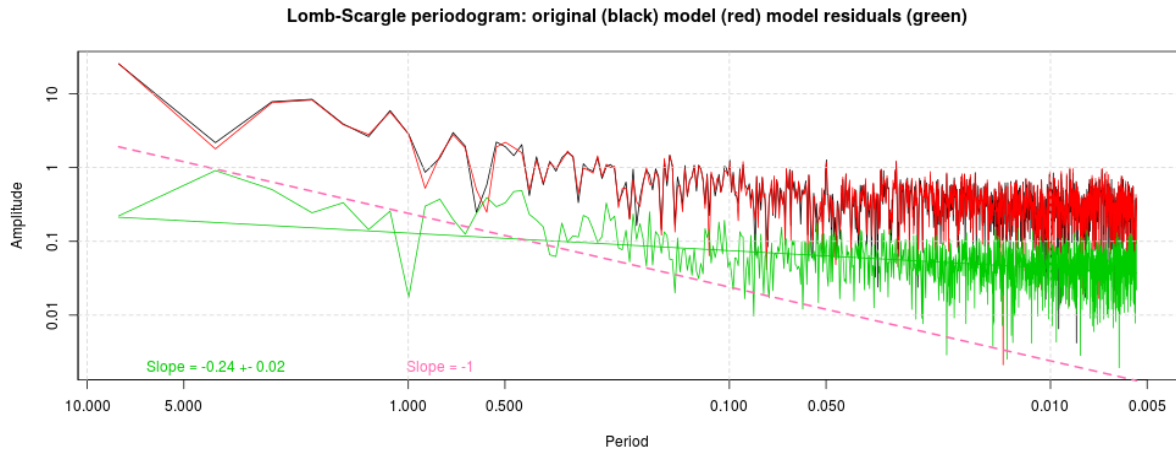
Дистрибуција резидуала временске серије GNSS координата Сплит (SPLI) –
 N (сјеверна компонента) горе, E (источна компонента) у средини и Up
 (компонента висине) доље



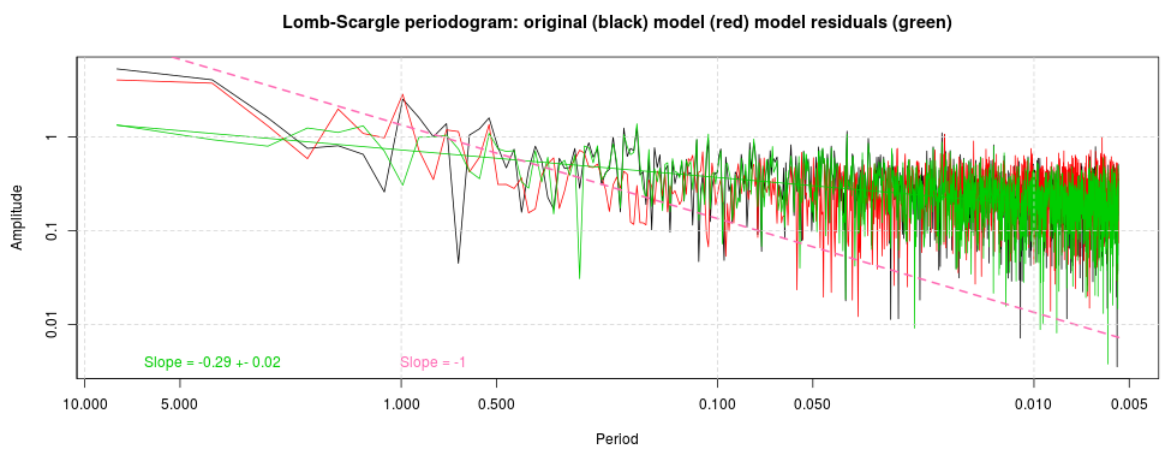
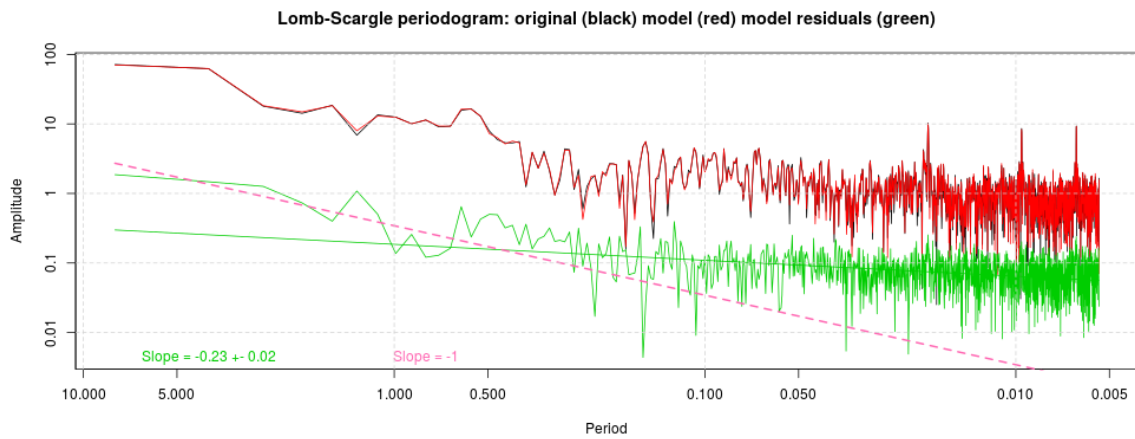
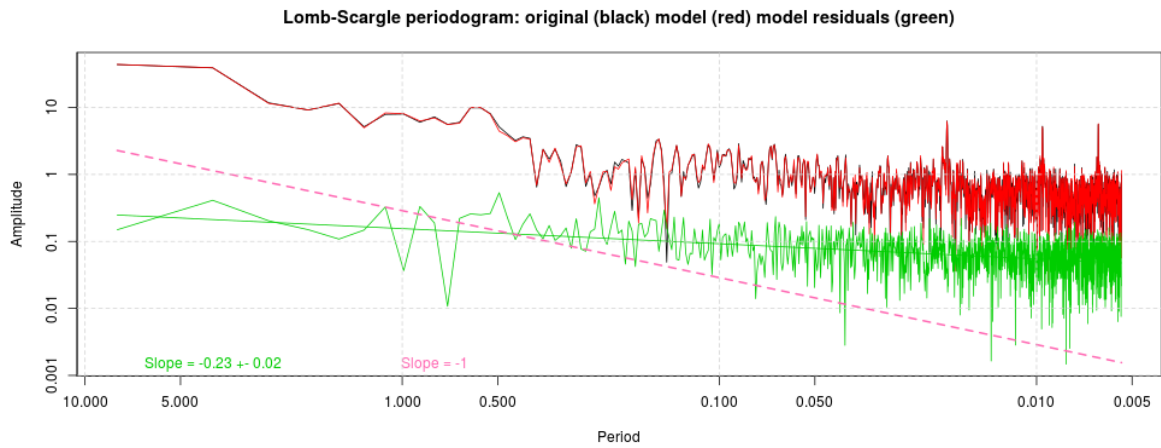
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (BEOG): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и Up – компонента висине доље



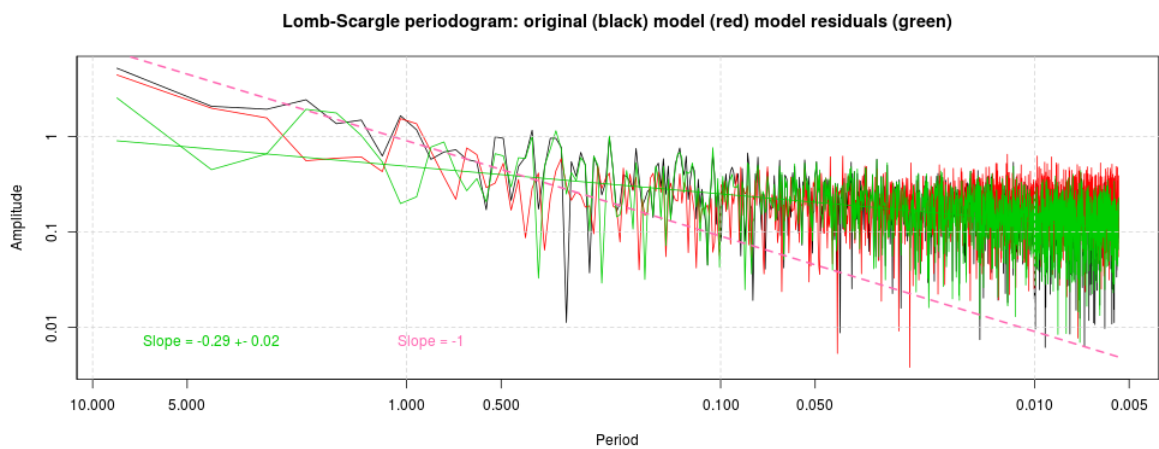
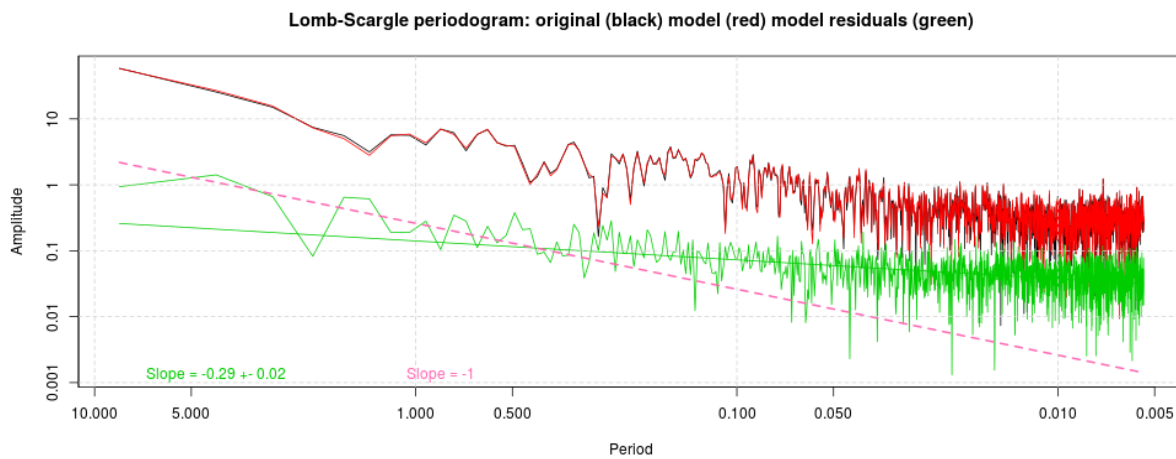
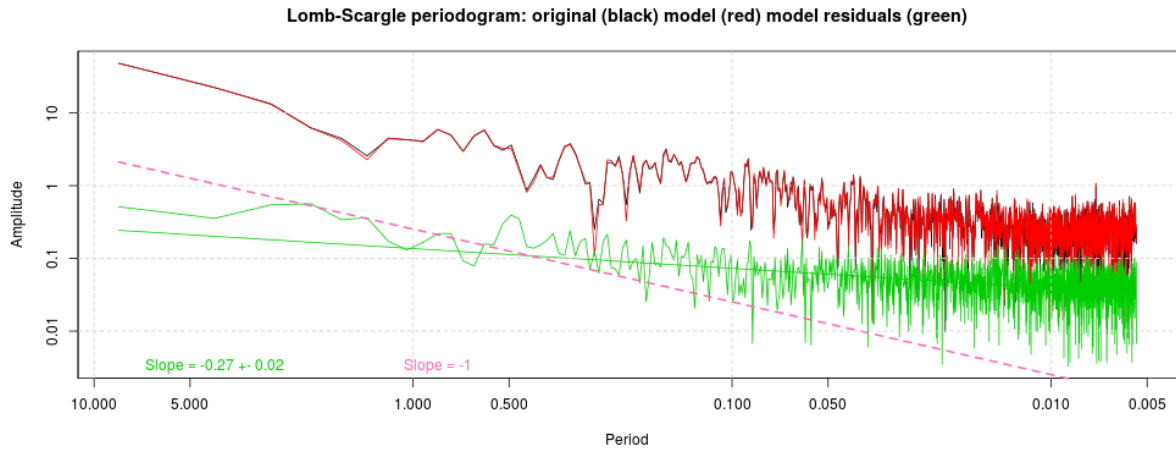
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (ORID): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и Up – компонента висине доље



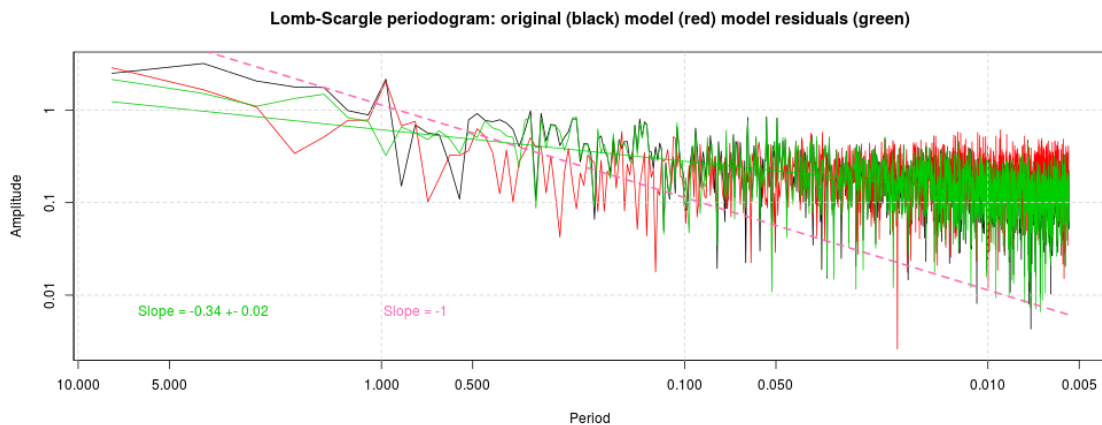
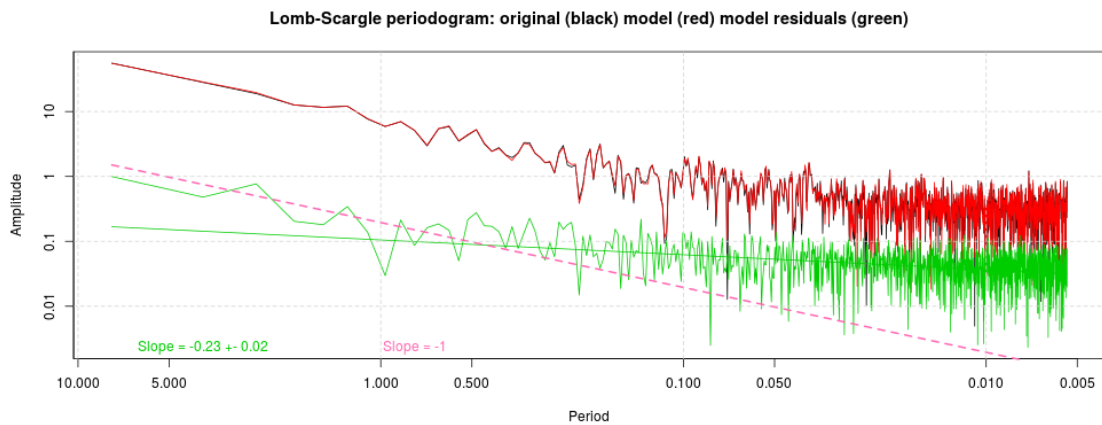
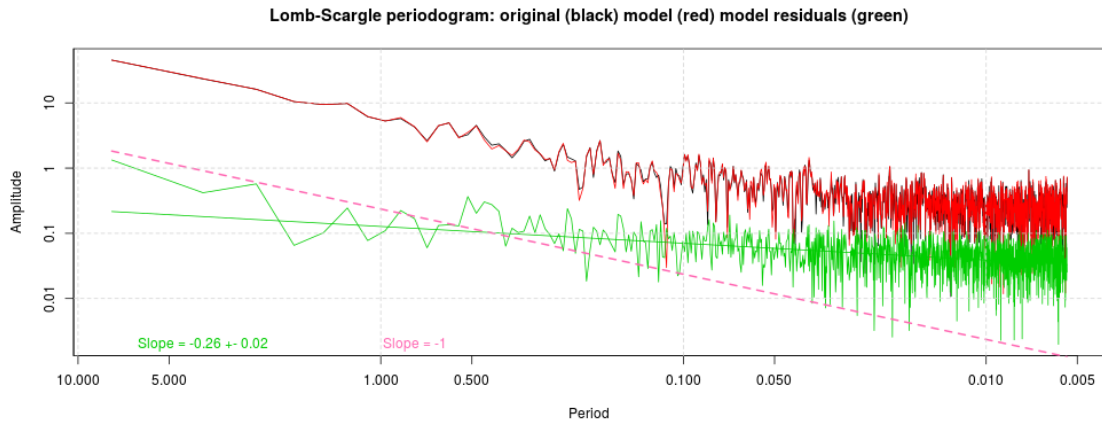
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (SARA): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и Up – компонента висине доље



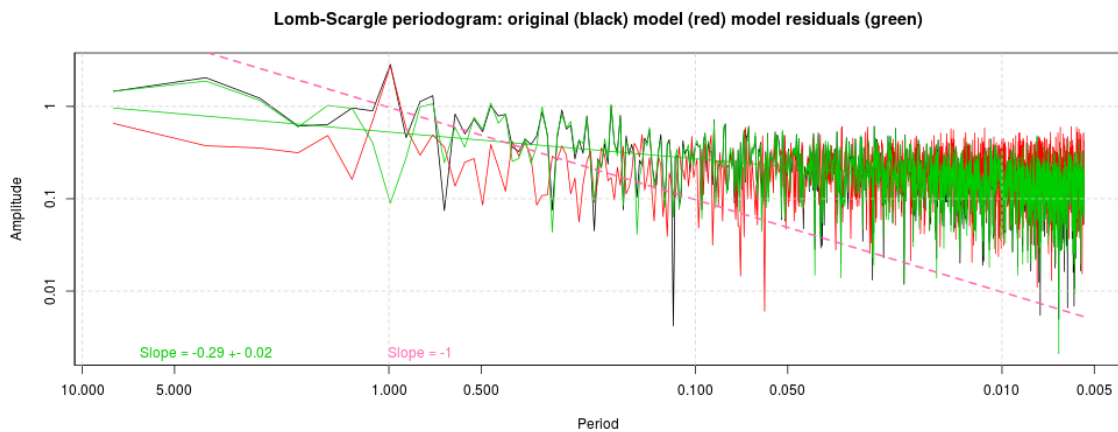
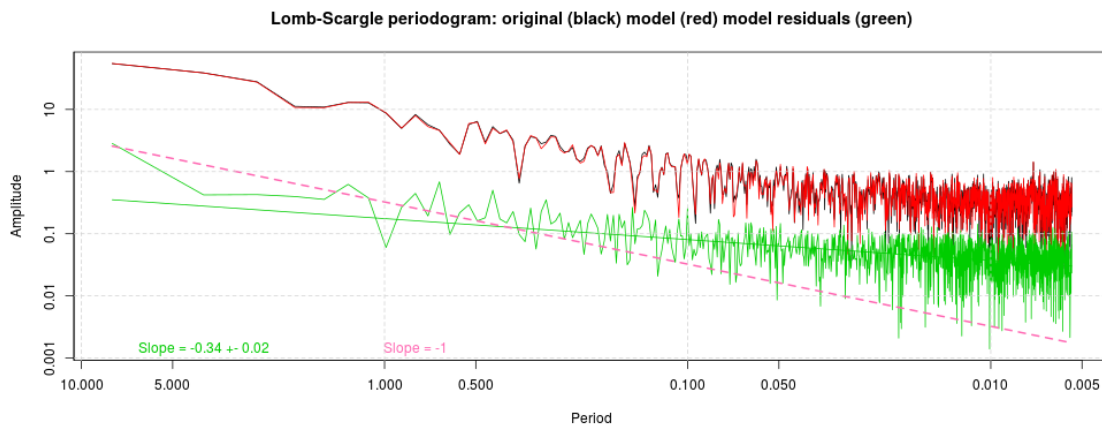
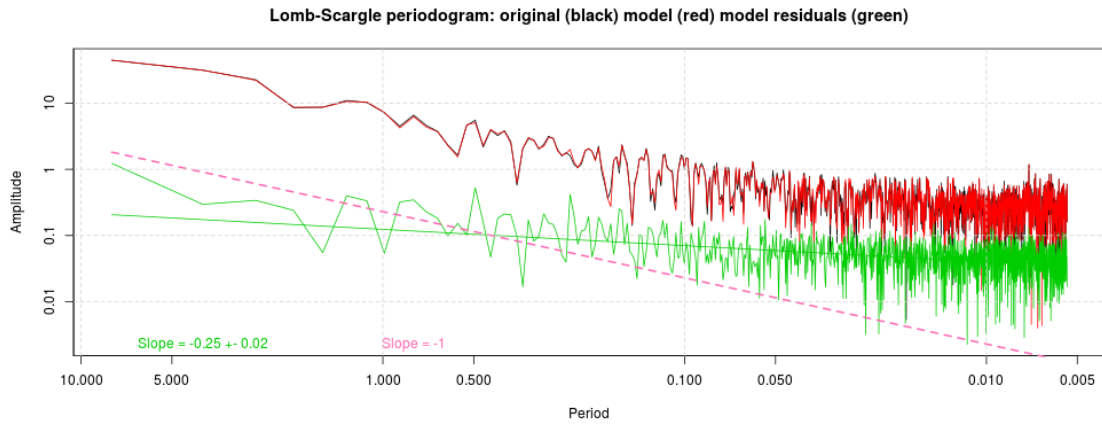
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (PORE): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и Up – компонента висине доље



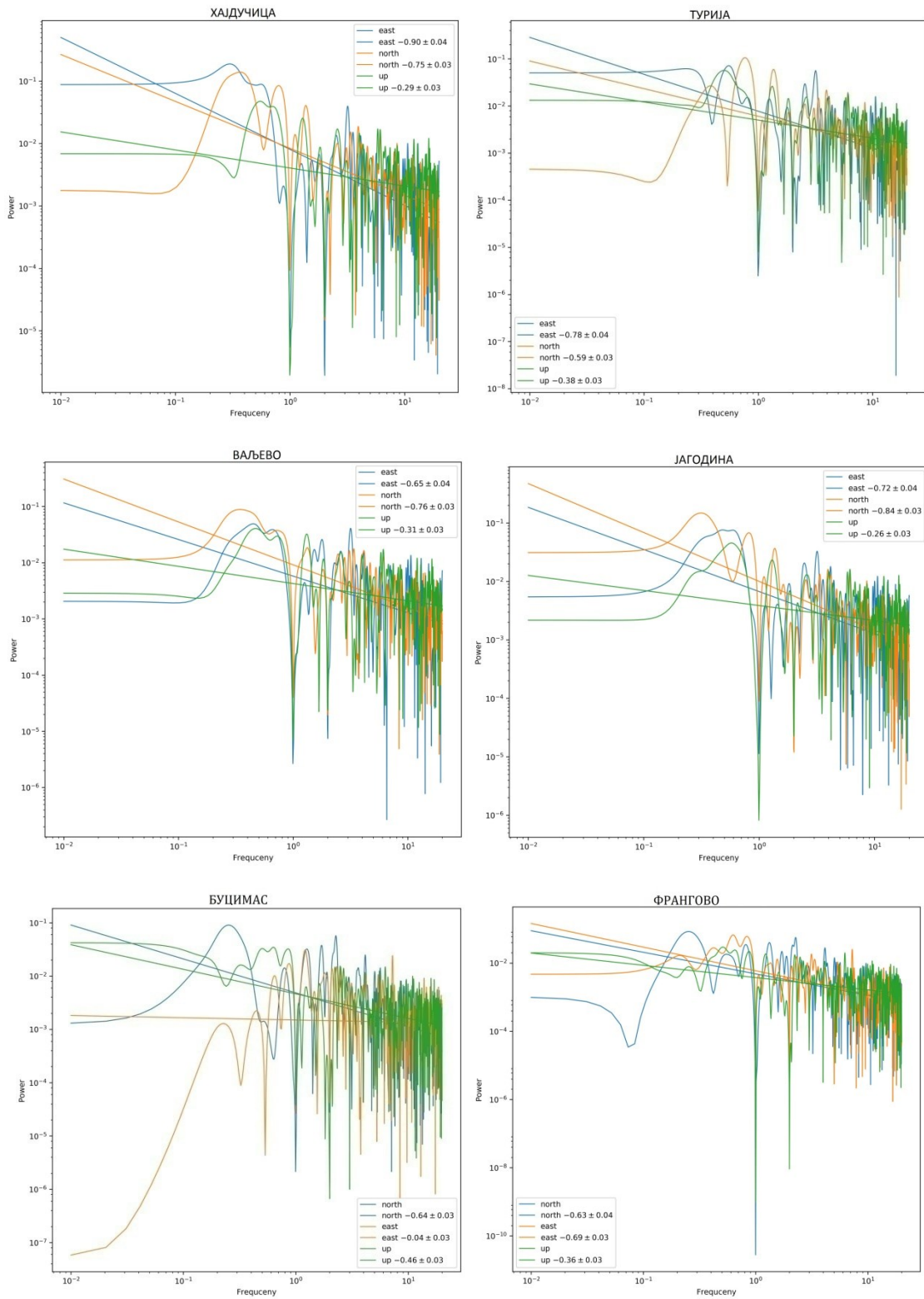
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (ZADA): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и U_p – компонента висине доље



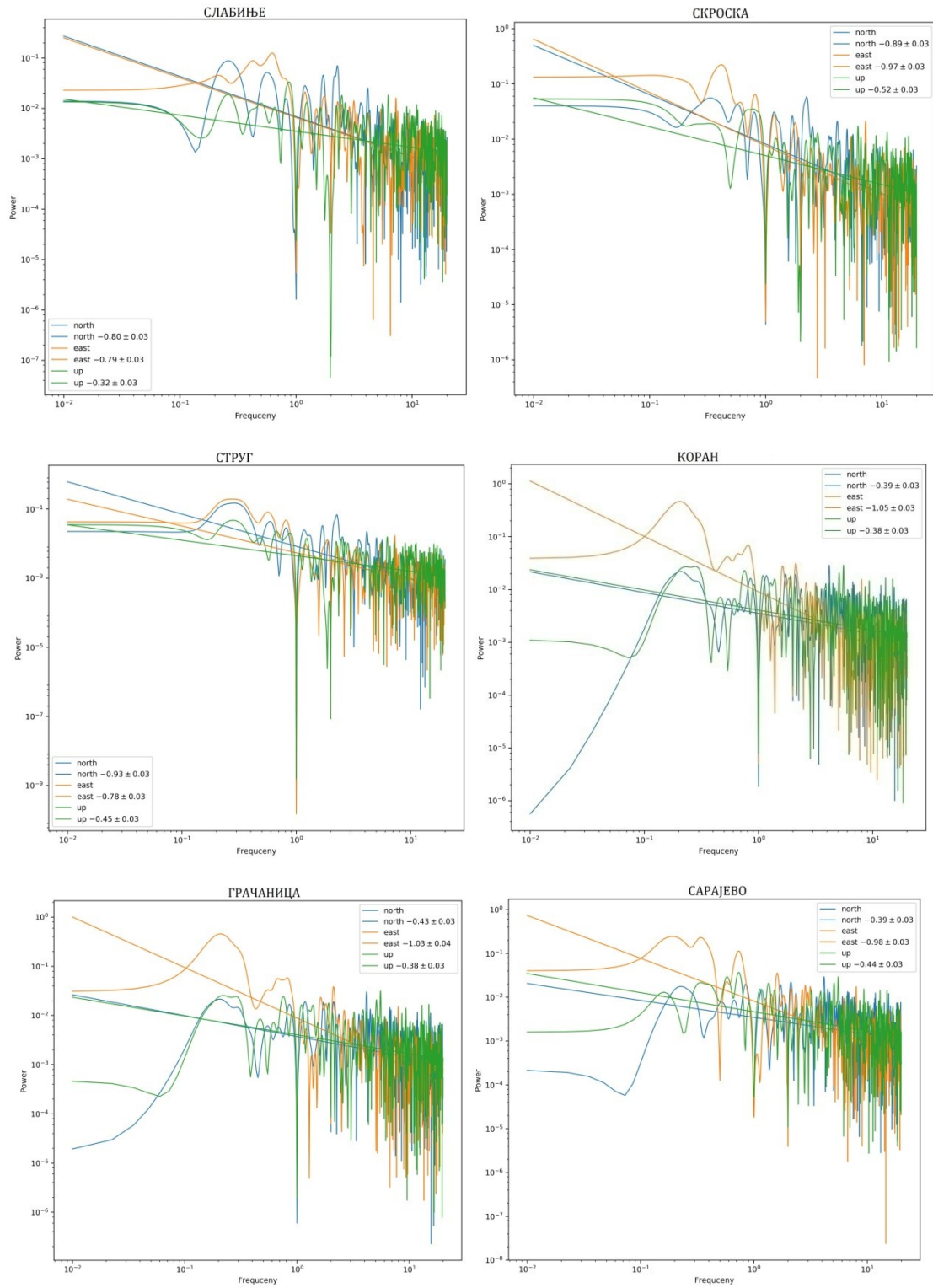
Спектрална анализа, Lomb–Scargle метод (SPLI): N – сјеверна компонента
горе, E – источна компонента у средини и Up – компонента висине доље



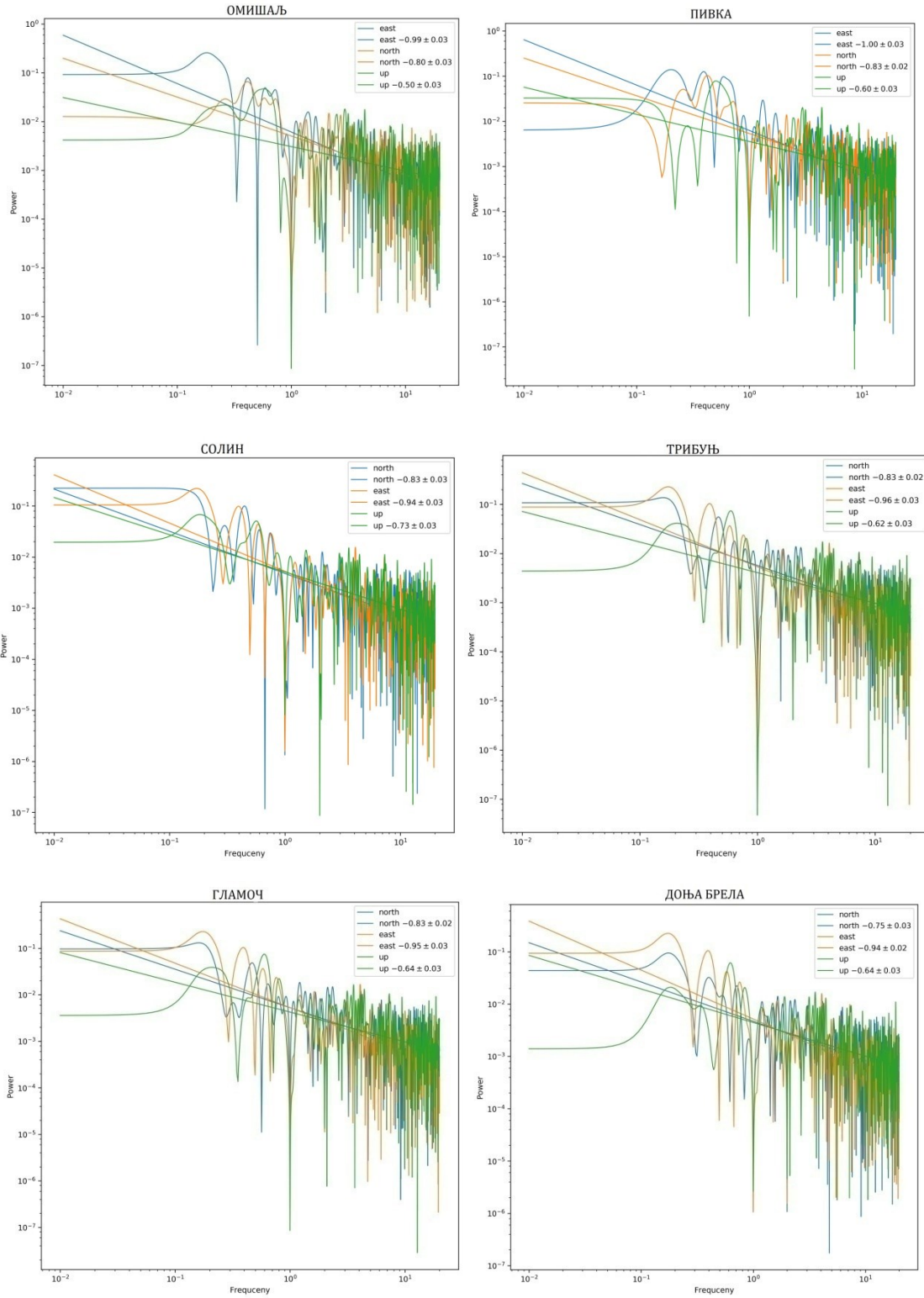
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



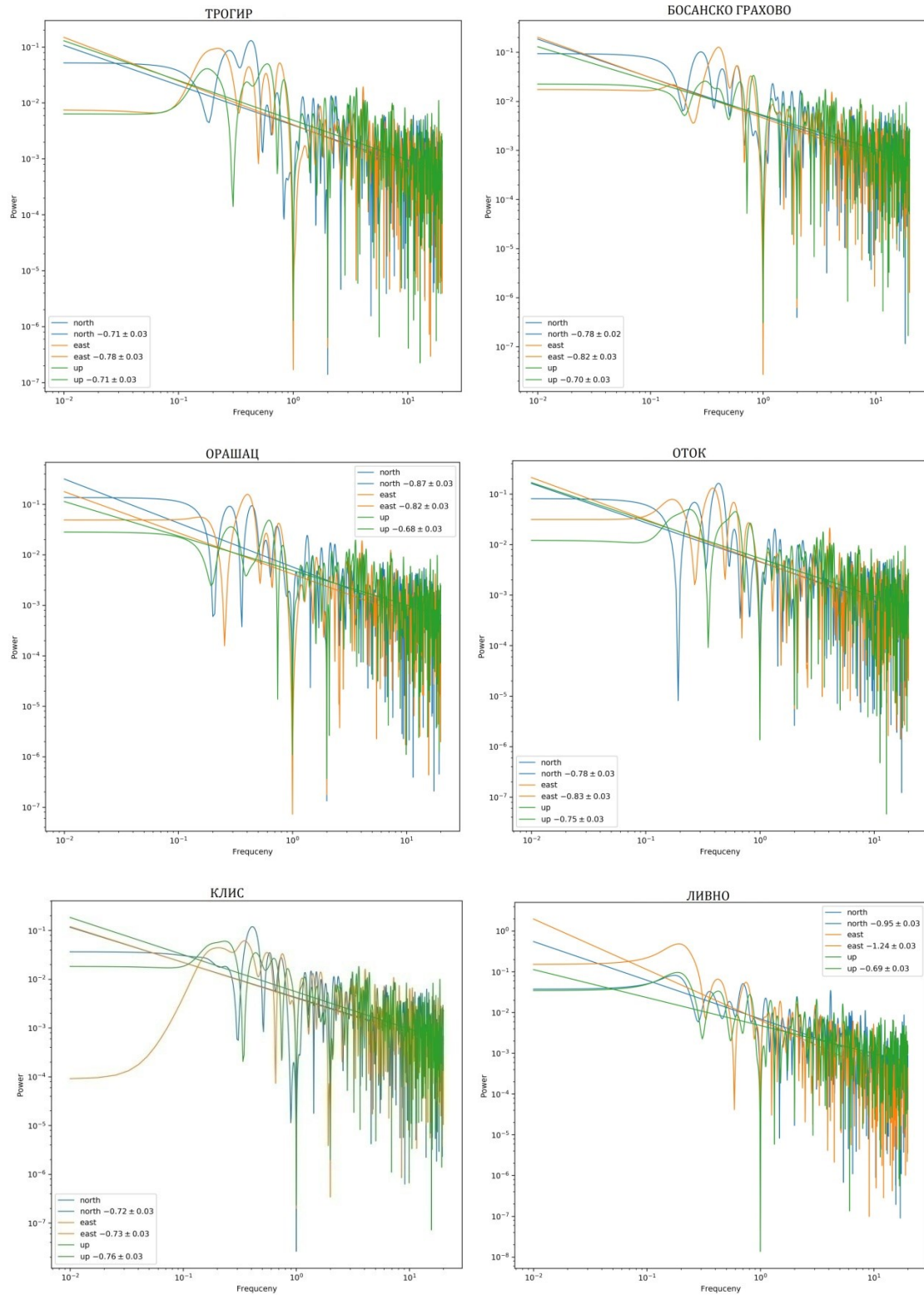
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



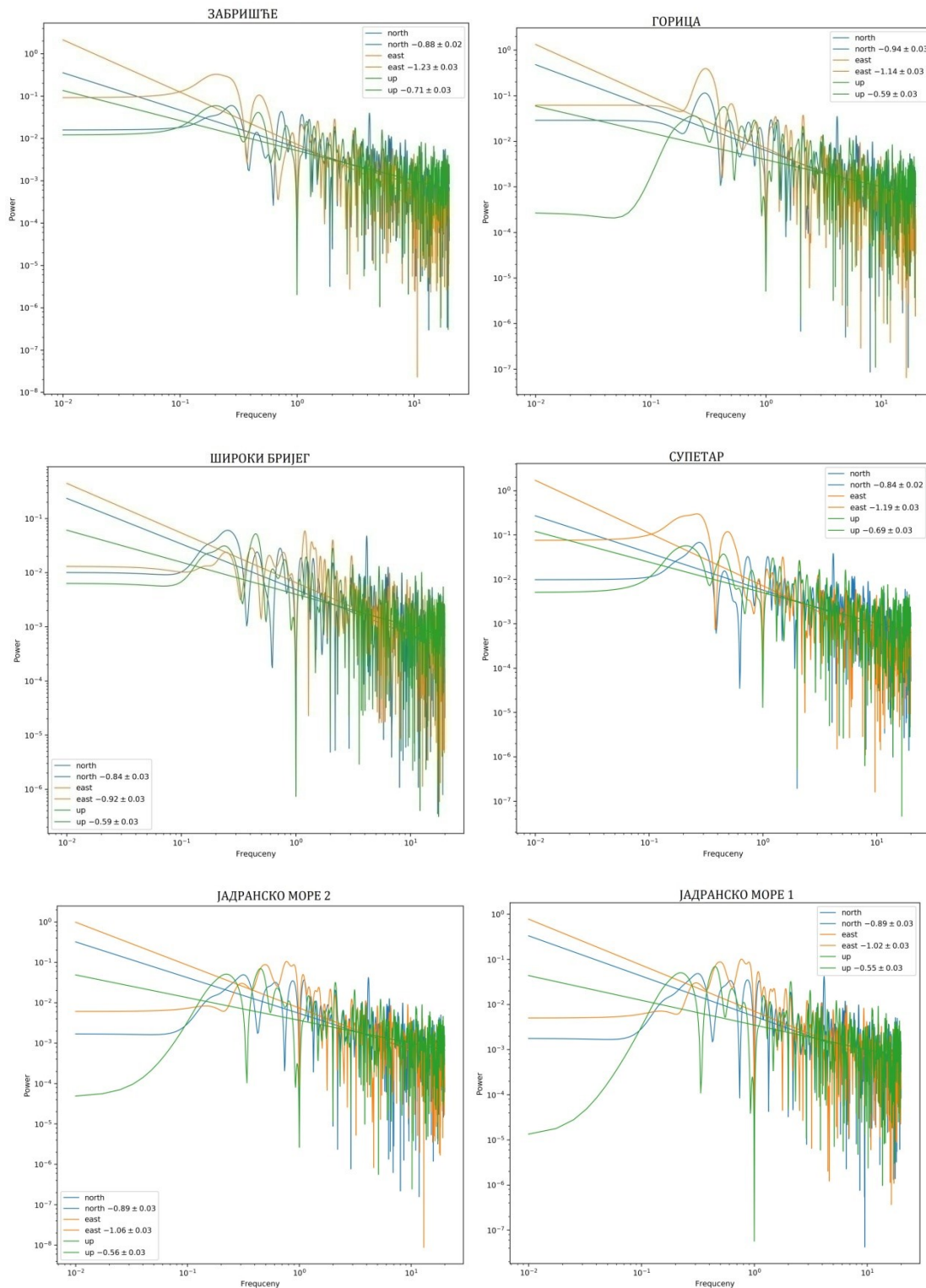
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



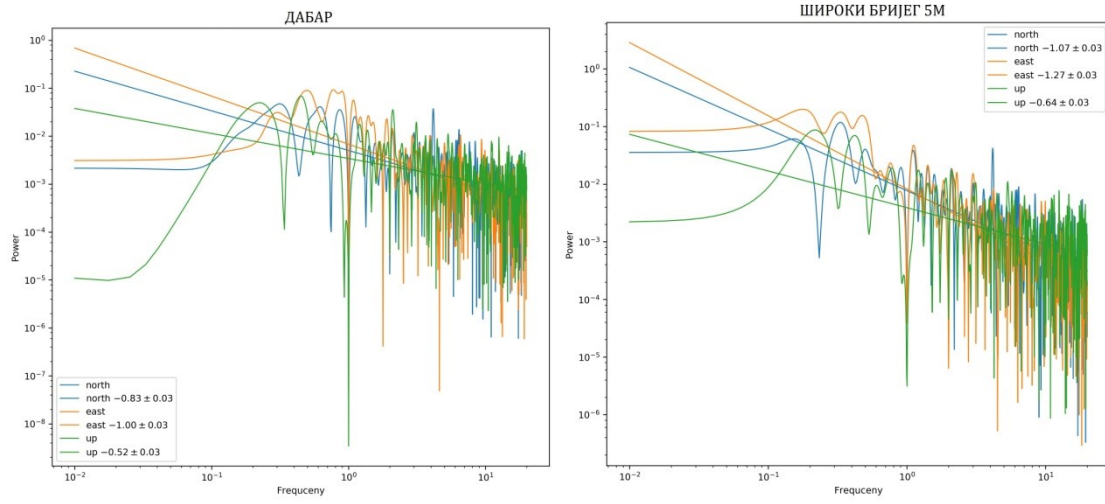
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



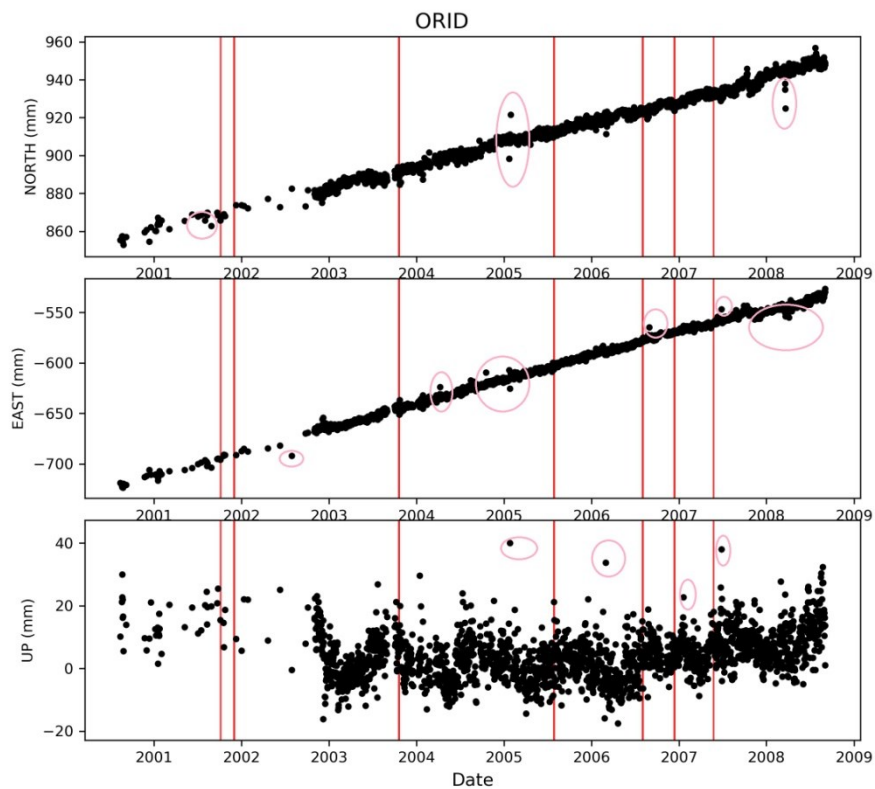
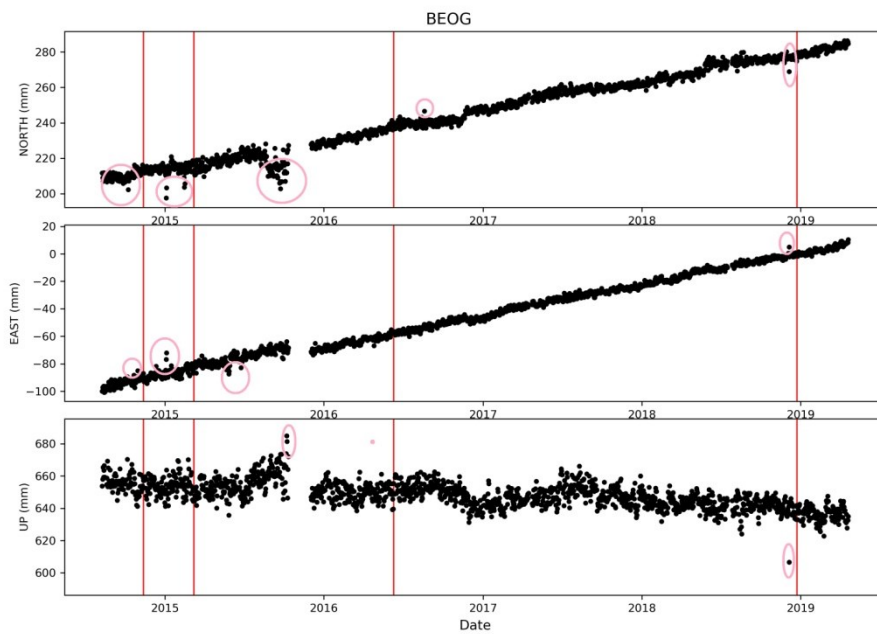
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



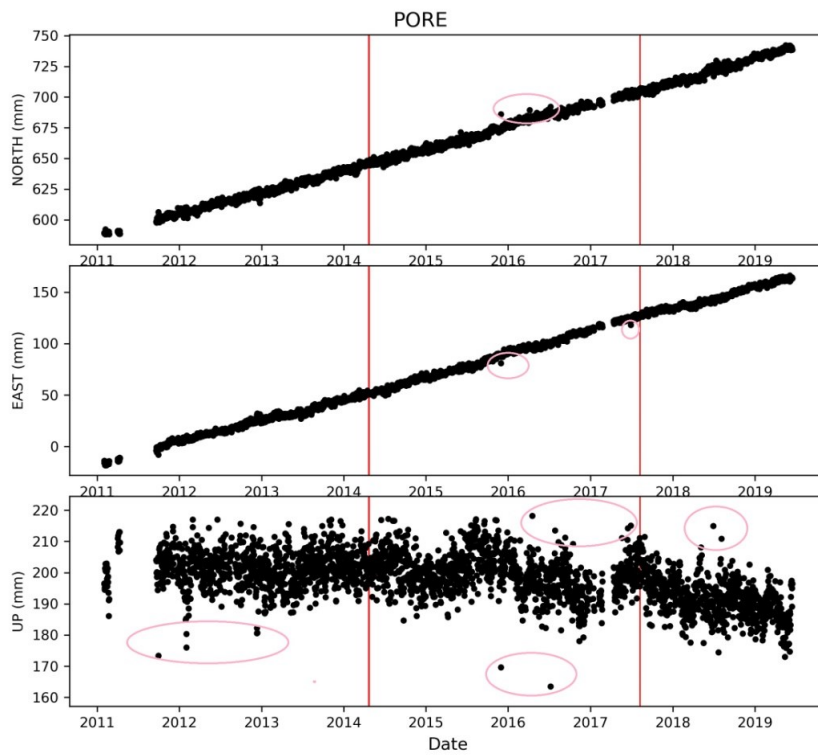
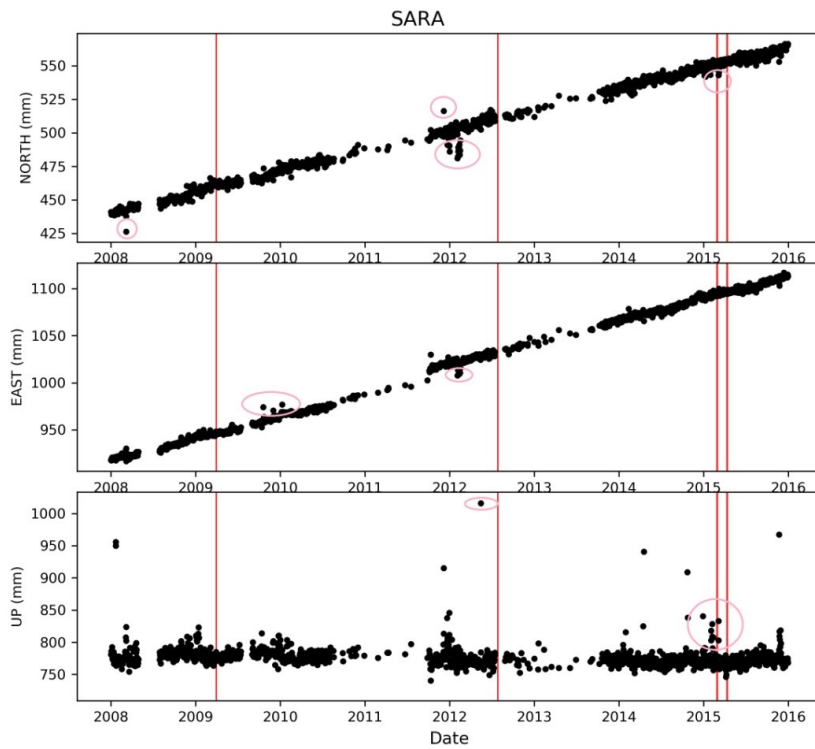
Спектрални индекси за сеизмичке догађаје



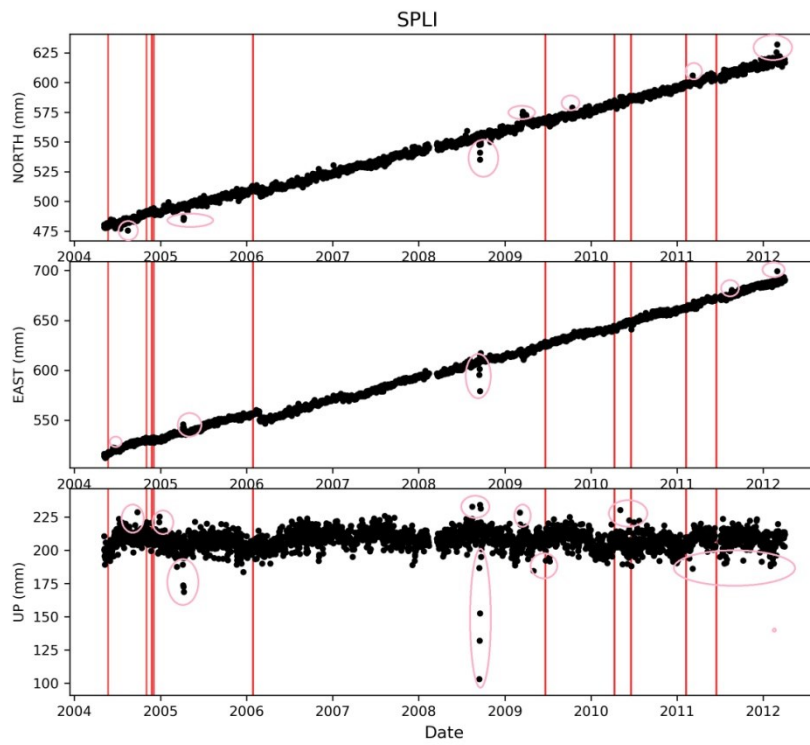
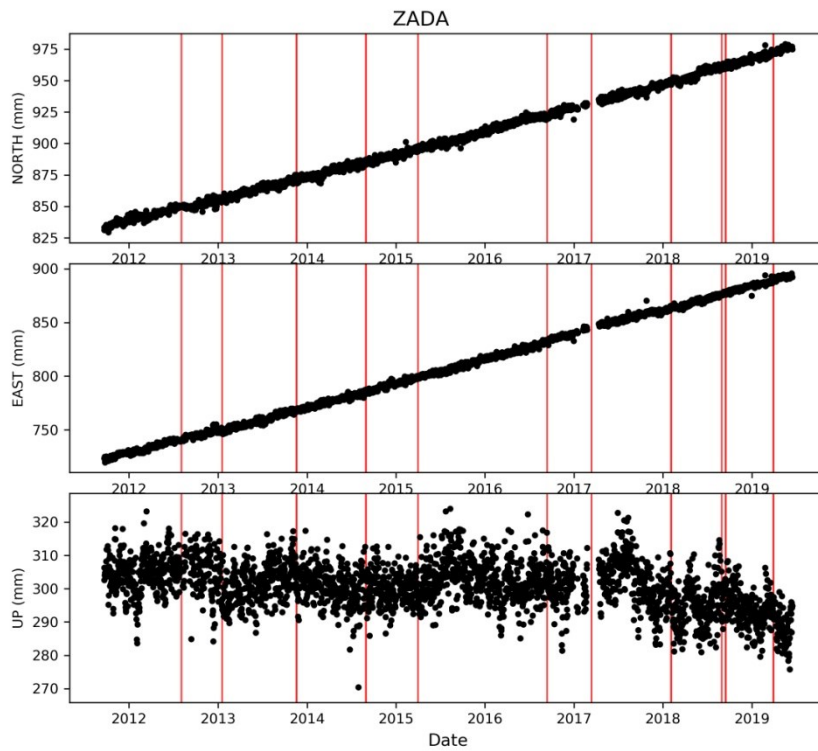
Колебања у интерсеизмичкој фази између земљотреса



Колебања у интерсеизмичкој фази између земљотреса



Колебања у интерсеизмичкој фази између земљотреса



ПРИЛОГ 10

Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит за „рој“ земљотреса

Датум и вријеме	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Косеизмичка брзина		
					N (Сјеверна компонента)	E (Источна компонента)	УР (Компонента висине)
2010-06-04 у 18:44:53	42.371	16.599	7	4.3	-0.38 +- 0.38 mm	-2.41 +- 0.53 mm	-14.12 +- 1.40 mm
2009-03-28 у 09:04:05	42.145	16.569	10	4.0	-4.77+- 0.37 mm	-8.14 +- 0.46 mm	-0.34+- 1.24 mm
2008-11-20 у 15:39:43	43.259	14.695	10	3.5	-5.68 +- 0.35 mm	-12.85 +- 0.44 mm	1.47 +- 1.21 mm
2008-07-08 у 21:35:38	43.222	15.520	10	3.0	-6.64 +- 0.39 mm	-16.98 +- 0.49 mm	9.23 +- 1.31 mm
2008-05-05 у 18:13:51	42.800	16.300	2	3.7	-6.20 +- 0.37 mm	-15.98 +- 0.49 mm	10.37 +- 1.25 mm
2008-04-14 у 14:13:38	43.493	16.408	10	3.0	-6.09+- 0.36 mm	-15.42 +- 0.48 mm	10.10 +- 1.21 mm
2008-03-24 у 17:04:26	43.159	15.352	10	3.0	-6.56+- 0.37 mm	-16.09 +- 0.49 mm	9.46+- 1.24 mm
2008-02-27 у 08:44:44	43.555	17.035	10	3.3	нема податка у временској серији		
2007-12-25 у 09:39:27	42.610	16.460	4	3.4	-9.68 +- 0.46 mm	-23.98 +- 0.60 mm	14.62 +- 1.58 mm
2007-12-20 у 17:57:05	43.590	15.670	29	3.3	-9.98 +- 0.47 mm	-24.79 +- 0.61 mm	15.24 +- 1.62 mm
2007-09-28 у 06:59:23	43.110	15.131	10	4.1	-15.11 +- 0.67 mm	-37.39 +- 0.83 mm	26.17 +- 2.29 mm
2007-05-15 у 15:35:40	42.582	16.694	10	3.1	-6.05 +- 0.50 mm	-19.70 +- 0.61 mm	17.67 +- 1.69 mm
2007-04-23 у 17:01:22	43.056	15.632	10	3.1	-1.23 +- 0.47 mm	-8.43 +- 0.46 mm	9.93 +- 1.69 mm
2006-10-04 у 17:34:20	42.074	15.746	37	4.9	-1.84 +- 0.34 mm	-5.69 +- 0.33 mm	9.62 +- 1.23 mm
2006-09-25 у 19:13:12	42.144	15.931	5	3.5	-2.18 +- 0.35 mm	-6.10 +- 0.33 mm	9.49 +- 1.26 mm
2006-09-03 у 03:45:30	43.590	16.894	12	3.1	-2.72 +- 0.34 mm	-6.67 +- 0.33 mm	6.69 +- 1.26 mm
2006-07-04 у 21:51:12	42.827	15.983	1	3.3	-3.00 +- 0.34 mm	-6.83 +- 0.34 mm	3.94 +- 1.26 mm
2006-05-31 у 12:51:26	42.911	16.037	10	3.5	-3.83+- 0.34 mm	-6.74 +- 0.33 mm	0.34 +- 1.25 mm
2006-05-31 у 12:48:35	42.899	16.269	10	3.2			
2006-03-25 у 15:38:41	43.233	16.600	10	3.4	-4.48 +- 0.35 mm	-7.25 +- 0.34 mm	-4.17 +- 1.30 mm
2006-02-08 у 11:42:43	42.703	16.919	9	3.4	-5.60 +- 0.42 mm	-6.46 +- 0.41 mm	-8.45+- 1.57 mm
2006-02-06 у 21:15:53	42.060	15.709	10	3.0	-5.60 +- 0.43 mm	-6.41 +- 0.42 mm	-8.68 +- 1.60 mm
2005-12-09 у 20:04:32	43.150	15.523	13	3.6	-0.78 +- 0.38 mm	2.19 +- 0.38 mm	-12.20+- 1.39 mm
2005-10-04 у 10:21:43	43.399	16.521	10	4.0	1.97 +- 0.40 mm	8.78 +- 0.40 mm	-13.91 +- 1.45 mm

ПРИЛОГ 10

Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит за „рој“ земљотреса

Датум и вријеме	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Косеизмичка брзина		
					N (Сјеверна компонента)	E (Источна компонента)	UP (Компонента висине)
2005-02-24 y 04:14:57	43.118	14.986	10	3.6	10.84 +- 0.55 mm	27.07 +- 0.61 mm	-19.23 +- 1.98 mm
2005-02-17 y 20:05:25	43.154	15.403	10	3.2	9.53+- 0.51 mm	24.61 +- 0.58 mm	-16.23 +- 1.81 mm
2005-02-16 y 02:36:38	43.234	15.164	10	3.3	9.63 +- 0.51 mm	24.86 +- 0.58 mm	-16.39 +- 1.83 mm
2005-02-07 y 22:43:15	43.170	15.166	10	3.5	9.81 +- 0.52 mm	25.82 +- 0.59 mm	-17.10 +- 1.87 mm
2005-02-03 y 05:33:09	43.452	15.855	10	3.5	9.29 +- 0.51 mm	25.31 +- 0.58 mm	-17.28 +- 1.83 mm
2005-02-02 y 02:09:16	43.156	15.428	10	4.2	6.38 +- 0.45 mm	17.02 +- 0.51 mm	-11.50 +- 1.46 mm
2005-01-22 y 03:34:18	43.146	15.287	10	3.0	9.58 +- 0.52 mm	26.19 +- 0.59 mm	-18.14 +- 1.85 mm
2005-01-13 y 07:15:38	43.145	15.298	10	3.8	10.59 +- 0.55 mm	28.51 +- 0.62 mm	-18.63 +- 1.95 mm
2005-01-09 y 03:49:12	43.075	15.357	10	3.1	10.59+- 0.55 mm	28.51 +- 0.62 mm	-18.63 +- 1.95 mm
2004-12-31 y 02:32:45	42.673	15.604	10	3.0	11.31 +- 0.56 mm	29.54+- 0.63 mm	-18.17 +- 2.00 mm
2004-12-23 y 00:49:14	43.145	15.371	10	3.4	11.99 +- 0.56 mm	30.13 +- 0.64 mm	-18.29 +- 2.03 mm
2004-12-20 y 16:32:22	43.110	15.205	10	3.6	12.22 +- 0.57 mm	30.38 +- 0.64 mm	-18.43 +- 2.04 mm
2004-12-17 y 01:42:00	43.067	15.186	10	4.3	12.47 +- 0.58 mm	31.01 +- 0.65 mm	-18.87 +- 2.07 mm
2004-12-17 y 00:17:17	43.176	14.978	10	3.4			
2004-12-15 y 21:43:11	43.180	15.219	10	3.0	12.65 +- 0.58 mm	31.47 +- 0.66 mm	-19.11 +- 2.09 mm
2004-12-15 y 02:10:14	43.073	15.205	10	3.1			
2004-12-12 y 19:10:45	43.156	15.134	10	3.0	12.90 +- 0.59 mm	32.09 +- 0.66 mm	-19.57 +- 2.13 mm
2004-12-12 y 02:37:22	43.145	15.420	10	3.1			
2004-12-11 y 20:11:21	43.169	15.402	10	3.2	13.00 +- 0.59 mm	32.31 +- 0.67 mm	-19.70 +- 2.14 mm
2004-12-11 y 13:23:12	43.139	15.465	10	3.1			
2004-12-10 y 21:38:17	43.188	15.424	10	3.3	13.09 +- 0.60 mm	32.53 +- 0.67 mm	-19.83 +- 2.15 mm
2004-12-10 y 19:34:44	43.176	15.613	10	3.2			
2004-12-08 y 05:40:31	43.153	15.485	10	3.0	13.28 +- 0.60 mm	32.98 +- 0.68 mm	-20.07+- 2.17 mm

ПРИЛОГ 10

Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит за „рој“ земљотреса

Датум и вријеме	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Косеизмичка брзина		
					N (Сјеверна компонента)	E (Источна компонента)	UP (Компонента висине)
2004-12-06 у 02:32:27	43.156	15.404	10	3.1	13.46 +- 0.61 mm	33.39 +- 0.68 mm	-20.37 +- 2.20 mm
2004-12-04 у 21:03:43	43.104	15.470	10	3.4	13.59 +- 0.61 mm	33.80 +- 0.69 mm	-20.59 +- 2.22 mm
2004-12-04 у 20:39:33	43.175	15.484	10	3.5			
2004-12-04 у 14:49:53	43.144	15.407	10	3.1			
2004-12-04 у 02:16:11	43.082	15.459	10	4.5	13.68 +- 0.62 mm	34.01 +- 0.69 mm	-20.72 +- 2.23 mm
2004-12-03 у 20:39:10	43.083	15.480	10	3.2			
2004-12-03 у 10:18:10	43.116	15.456	10	3.6			
2004-12-03 у 09:47:57	43.182	15.675	10	3.4			
2004-12-03 у 08:13:14	43.087	15.504	10	4.8			
2004-12-03 у 01:46:15	43.112	15.393	10	3.1	13.77 +- 0.62 mm	34.16 +- 0.69 mm	-20.80 +- 2.24 mm
2004-12-02 у 00:40:47	43.148	15.497	10	3.2			
2004-12-01 у 00:39:34	43.177	15.584	10	3.0	13.86 +- 0.62 mm	34.37 +- 0.70 mm	-20.93 +- 2.25 mm
2004-11-30 у 00:14:56	43.141	15.418	10	3.0	13.95 +- 0.63 mm	34.60 +- 0.70 mm	-21.06 +- 2.27 mm
2004-11-29 у 20:09:41	43.136	15.540	10	3.4	14.05 +- 0.63 mm	34.81 +- 0.70 mm	-21.17 +- 2.28 mm
2004-11-29 у 06:49:05	43.071	15.338	10	3.3			
2004-11-29 у 06:21:51	43.072	15.468	10	4.3			
2004-11-29 у 05:14:00	42.944	15.425	10	3.1			
2004-11-29 у 01:08:10	43.069	15.361	10	4.4			
2004-11-28 у 21:55:36	43.021	15.450	10	3.0	14.14 +- 0.63 mm	35.02 +- 0.71 mm	-21.28 +- 2.29 mm
2004-11-28 у 16:22:53	43.097	15.518	10	3.5			
2004-11-28 у 15:18:49	43.036	15.433	10	3.4			
2004-11-28 у 11:05:01	43.113	15.533	10	3.6			
2004-11-28 у 06:59:41	43.085	15.400	10	3.1			

ПРИЛОГ 10

Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит за „рој“ земљотреса

Датум и вријеме	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Косеизмичка брзина		
					N (Сјеверна компонента)	E (Источна компонента)	UP (Компонента висине)
2004-11-28 у 06:49:46	43.194	15.376	10	3.2	14.14 +- 0.63 mm	35.02 +- 0.71 mm	-21.28 +- 2.29 mm
2004-11-28 у 05:09:06	43.093	15.284	10	3.0			
2004-11-28 у 05:05:11	43.171	15.504	10	3.0			
2004-11-28 у 04:38:49	43.143	15.456	10	3.3			
2004-11-28 у 04:21:21	43.225	15.249	10	3.4			
2004-11-28 у 01:51:18	43.134	15.498	10	3.1			
2004-11-28 у 00:56:27	43.134	15.539	10	3.6			
2004-11-27 у 20:39:14	43.172	15.284	10	3.0	14.21 +- 0.63 mm	35.15 +- 0.71 mm	-21.35 +- 2.30 mm
2004-11-27 у 16:47:35	43.051	15.382	10	3.3			
2004-11-27 у 03:44:01	43.165	15.477	10	3.1			
2004-11-27 у 02:35:12	43.165	15.404	10	3.2			
2004-11-27 у 01:17:01	43.167	15.325	10	3.1			
2004-11-27 у 00:24:52	43.164	15.671	10	3.0			
2004-11-26 у 20:11:20	43.242	15.271	10	3.0	14.30 +- 0.64 mm	35.36 +- 0.71 mm	-21.47 +- 2.31 mm
2004-11-26 у 18:40:37	43.201	15.676	10	3.5			
2004-11-26 у 10:36:28	43.294	15.727	10	3.6			
2004-11-26 у 06:58:49	43.266	15.475	10	3.4			
2004-11-26 у 01:13:48	43.144	15.551	10	3.7			
2004-11-25 у 20:25:42	43.107	15.185	10	3.2	14.39 +- 0.64 mm	35.56 +- 0.71 mm	-21.62 +- 2.32 mm
2004-11-25 у 19:39:53	43.200	14.980	10	3.0			
2004-11-25 у 18:41:26	43.193	15.385	10	3.1			
2004-11-25 у 17:41:40	43.229	15.284	10	4.1			
2004-11-25 у 17:37:02	43.215	15.344	10	4.1			

Резултати косеизмичких брзина GNSS станице Сплит за „рој“ земљотреса

Датум и вријеме	Латитуда N (°)	Лонгитуда E (°)	Дубина (km)	Магнитуда (Richter)	Косеизмичка брзина		
					N (Сјеверна компонента)	E (Источна компонента)	УР (Компонента висине)
2004-11-25 у 11:48:09	43.303	15.207	10	3.2	14.39 +- 0.64 mm	35.56 +- 0.71 mm	-21.62 +- 2.32 mm
2004-11-25 у 10:11:45	43.185	15.561	10	3.8			
2004-11-25 у 09:48:19	43.110	15.218	10	3.3			
2004-11-25 у 08:23:41	43.236	15.324	10	3.2			
2004-11-25 у 08:14:35	43.285	15.445	10	3.7			
2004-11-25 у 07:38:50	43.461	14.834	10	3.2			
2004-11-25 у 07:33:21	43.517	16.116	10	3.2			
2004-11-25 у 07:26:13	43.072	15.741	10	4.4			
2004-11-25 у 07:25:00	43.216	15.307	10	3.7			
2004-11-25 у 06:59:44	43.142	15.433	10	3.1			
2004-11-25 у 06:55:15	43.271	15.496	10	3.2			
2004-11-25 у 06:43:17	43.172	15.494	10	3.7			
2004-11-25 у 06:30:12	43.297	15.173	10	3.2			
2004-11-25 у 06:21:19	43.167	15.364	22	5.3			
2004-10-23 у 21:05:11	43.299	15.611	10	3.1	16.98 +- 0.72 mm	41.70 +- 0.81 mm	-25.17 +- 2.66 mm
2004-09-14 у 14:37:49	42.150	15.918	19	3.3	12.18 +- 0.48 mm	20.11 +- 0.65 mm	-5.70 +- 1.76 mm
2004-08-01 у 15:06:00	43.170	14.773	10	3.6	13.65 +- 0.56 mm	25.34 +- 0.73 mm	-6.08 +- 2.02 mm

Биографија аутора

Сања (Слободан) Туцикешаић, дипл. инж. геод. рођена је 13.05.1981. године у Бањој Луци, Република Српска (Босна и Херцеговина). Основну и средњу школу завршила је у Бањој Луци. Након завршене средње Грађевинске школе - смјер Геодезија у Бањој Луци, 2000. године уписује Грађевински факултет, Универзитета у Београду, Одсјек за геодезију. Дипломирала је 2008. године са просјечном оцјеном 8,16. Дипломски рад под насловом „Одређивање гравиметријског геоида примјеном формуле Стокса” одбранила је у фебруару 2008. године са оцјеном 10 (десет), чиме је стекла звање дипломираног инжењера геодезије.

Докторске академске студије модула геодезија на Грађевинском факултету у Београду, уписала је 2009. године и положила све испите предвиђене наставним планом и програмом са просјечном оцјеном 9,75.

Од 2009. године, Сања Туцикешаић запослена је као асистент на Архитектонско-грађевинско-геодетском факултету Универзитета у Бањој Луци. Од фебруара 2015. године изабрана је у звање вишег асистента на Универзитету у Бањој Луци.

Сања Туцикешаић је аутор више научних и стручних радова публикованих у часописима од међународног и националног значаја од којих три у часописима који се налазе на SCI листи, као и у зборницима радова са скупова одржаних у земљи и иностранству.

Сања Туцикешаић (рођ. Вишњић) је удата и мајка је троје дјеце.

Изјава о ауторству

Име и презиме аутора Сања Туцикешић

Број индекса 902/08

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

„МОДЕЛОВАЊЕ ТЕКТОНСКИХ ПОМЈЕРАЊА И КВАНТИФИКАЦИЈЕ
ДЕФОРМАЦИЈА ЗЕМЉИНЕ КОРЕ КОРИШЋЕЊЕМ GNSS ТЕХНОЛОГИЈЕ“

- резултат сопственог истраживачког рада;
- да дисертација у целини ни у деловима није била предложена за стицање друге дипломе према студијским програмима других високошколских установа;
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршио/ла ауторска права и користио/ла интелектуалну својину других лица.

Потпис аутора

У Београду, 03.07.2020. године



Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора Сања Туцикешић

Број индекса 902/08

Студијски програм Геодезија и геоинформатика

Наслов рада „МОДЕЛОВАЊЕ ТЕКТОНСКИХ ПОМЈЕРАЊА И КВАНТИФИКАЦИЈЕ
ДЕФОРМАЦИЈА ЗЕМЉИНЕ КОРЕ КОРИШЋЕЊЕМ GNSS ТЕХНОЛОГИЈЕ“

Ментор Др Драган Благојевић, редовни проф., дипл. инж. геод.,

Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла ради похрањена у **Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду.**

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског назива доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

У Београду, 03.07.2020. године

Потпис аутора



Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

„МОДЕЛОВАЊЕ ТЕКТОНСКИХ ПОМЈЕРАЊА И КВАНТИФИКАЦИЈЕ
ДЕФОРМАЦИЈА ЗЕМЉИНЕ КОРЕ КОРИШЋЕЊЕМ GNSS ТЕХНОЛОГИЈЕ“

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предао/ла сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду и доступну у отвореном приступу могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучио/ла.

1. Ауторство (CC BY)
2. Ауторство – некомерцијално (CC BY-NC)
3. Ауторство – некомерцијално – без прерада (CC BY-NC-ND)
4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима (CC BY-NC-SA)
5. Ауторство – без прерада (CC BY-ND)
6. Ауторство – делити под истим условима (CC BY-SA)

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци.
Кратак опис лиценци је саставни део ове изјаве).

У Београду, 03.07.2020. године

Потпис аутора



1. **Ауторство.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.

2. **Ауторство – некомерцијално.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.

3. **Ауторство – некомерцијално – без прерада.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.

4. **Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.

5. **Ауторство – без прерада.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.

6. **Ауторство – делити под истим условима.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.