

**ЮГОЗАПАДЕН УНИВЕРСИТЕТ
„НЕОФИТ РИЛСКИ” – БЛАГОЕВГРАД**



ПРИРОДО-МАТЕМАТИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Катедра “География, екология
и опазване на околната среда (ГЕООС)”

**РОДОПСКА МОРФОТЕКТОНИКА И ВРЪЗКАТА Й
С РЕГИОНАЛНАТА СЕИЗМИЧНА ОПАСНОСТ**

Росен Георгиев Илиев

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

на дисертационен труд за присъждане на
образователна и научна степен "доктор"
в научно направление 4.4. „Науки за Земята”
докторска програма „Природна география”

Научен ръководител:
доц. д-р Красимир Стоянов

Благоевград, 2018

Дисертационният труд е обсъден на заседание на Разширен катедрен съвет на катедра „География, Екология и опазване на околната среда” на Природо-математически факултет при ЮЗУ „Неофит Рилски” – Благоевград, проведено на 30.04.2018г. и завършило с предложение за откриване на процедура по официална защита. Предложението е утвърдено с решение на Факултетния съвет на ПМФ на ЮЗУ „Неофит Рилски” – Благоевград.

Публичната защита на дисертационния труд ще се състои на 26 юни 2018г. от 10.30ч. в Учебен корпус №4, зала 4401 на открито заседание на научно жури в състав:

- 1) Проф. дгмн Божидар Маврудчиев
- 2) Проф. д-р Бойко Рангелов
- 3) Проф. д-р Марияна Николова
- 4) Доц. д-р Красимир Стоянов
- 5) Доц. д-р Емил Гачев

Материалите за защитата са на разположение на интересующите се в Учебен корпус №4, кабинет 4104

ХАРАКТЕРИСТИКА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

1. Състояние и актуалност на проблема

Актуалността на изследването се свежда до:

1/ Това е първото цялостно подробно средномащабно (М 1:250 000) морфоструктурно изследване на Родопския планински масив. То създава реални възможности за пълноценни регионални морфотектонски изследвания. Защото именно регионалната морфоструктура отразява ендегенния енергиен потенциал на проучваните земи.

2/ Предлаганата теза е първата цялостна мобилистична морфотектонска регионална интерпретация на изследваната територия. Това създава и условията за нов тип анализ и интерпретация на проявите на сеизмичната опасност в региона. Проведеното изследване недвусмислено показва сериозните различия между фиксисткия (геосинклинален) и мобилистичния (плейттектонски) геодинамични модели.

3/ В тезата е направен пионерен опит за прилагане принципите на геосинергетиката (теория на самоорганизиращите се нелинейни динамични системи). С това значително се обогатява методичния апарат на регионалните морфоструктурни изследвания, а така също се подпомага и интерпретацията на сеизмичните процеси в региона.

2. Обект и предмет на изследването

Обектът на дисертационния труд се явяват регионалните строежни особености на Родопската морфоструктурна област. Тази морфоединица е географски локализирана в границите на Република България (62% от общата площ) и Република Гърция (38% от общата площ). Районът на изследване е определен по морфотектонските и структурно-

тектонските признаци на релефа. Както ще се види от изложението и приложенията към текста, разглежданата територия се отличава с повсеместно проявени еднотипни морфоструктурни белези, които намират отчетлива изява в релефа.

Предметът на изследването включва както строежните особености, така и морфотектонската еволюция на Родопската морфоструктура през Кватернера. Проведени са и целенасочени корелативни изследвания относно предпоставките за възникването на регионални ендеогенни рискови процеси, изразяващи се в характера на разпространение на земетресенията и свързаната с тях сеизмична опасност.

3. Цел и задачи на изследването

Целта на настоящето изследване се явява морфотектонския анализ на регионалните условия за къснокватернерните сеизмични процеси на територията на Родопите. Визира се провеждането на опит за изграждането на обобщен модел на регионалната ендеогенеза.

За постигане нуждите на изследването са формулирани следните научни задачи:

- 1) доразработване на съществени страни от проблемите на регионалната кватернерна морфотектонска обстановка в земите на Родопския планински масив.
- 2) разработване на обобщаващ морфодинамичен модел за регионалната сеизмична опасност в Родопите на базата на тектониката на литосферните плочи и геосинергетиката.
- 3) усъвършенстване на съвременните тематични модели за основните морфоструктурни, морфотектонски и геодинамични особености на Родопските земи.

4. Принципна и методична основа на изследването

Цялостната морфотектонска постановка на изследването се базира на съвременния мобилистичен (плейттектонски) модел за строежа и развитието на земната кора. Той се доразработва и доусъвършенства през последното половин столетие за земите на Източното Средиземноморие. В този смисъл вече има редица установени и добре аргументирани принципни положения, които маркират основните регионални морфотектонски процеси през Късния Неоген и Кватернера. В това число се има предвид:

- затварянето на Тетиския океан в края на Късната Креда и началото на Палеогена.

- началото на континенталната колизия между прилежащите части на Неоевропа и Гондвана.

- отцепването на Арабската континентална плоча от Гондвана, придвижването ѝ в посока север-северозапад и ролята ѝ за „изолирането“ на Черноморския залив на Тетиския океан, като негова последна и сега съществуваща океанска останка.

- ролята за формирането на югоизточната част на Неоевропа на т.нар. „континентални терени“ от фрагменти на разрушаващата се периферия на Гондвана. Освен от многобройните глобални изследвания на най-различни чуждестранни и наши специалисти за тази част от северната крайнина на Средиземноморието има вече достатъчно регионални морфотектонски разработки на базата на мобилистичния модел (Гочев (1991); Дабовски (1991); Николов (1991); Хаин, Лимонов (2004); Цанков (2002); Boyanov et al. (1989); Brown, Robertson (2004); Burchfiel et al. (2000, 2006, 2008); Dewey et al. (1973); Dinter, Royden (1993); Howell (1989); Hsu et al. (1977);

Jacobshagen (1986); Karamata (2006); Kempler, Garfunkel (1994); Krohe, Mposkos (2003); Milev, Vassileva (2007); Nakov et al. (2001); Ollier, Pain (2000); Robertson, Dixon (1989); Robertson et al. (1991); Scheidegger (2004); Schermer (1993); Sengür, Yilmaz (1981); Sengür (1987); Tzankov (1993); Tzankov et al. (2000); Windley (1977); Woodside (1992); Yanev (1993); Yanev, Tzankov (1995) и др.). Тези и редица други новоустановени постановки са използвани в тезата чрез съответното цитиране.

Мобилистичният подход към изследването предполага яснота при използването на специалната геоморфоложка и морфотектонска терминология. За целта беше подготвен специализиран азбучен речников справочник.

Методичната база на изследването предполага в дисертацията да бъде внесена яснота по въпросите за:

- методиката на приложените регионални геоморфоложки, в частност морфоструктурни изследвания.
- основните принципи при анализа на регионалната сеизмична опасност.

Методиката на морфотектонските изследвания е разработена в монографията „Морфоструктурен анализ“ (Цанков, 2013). Тя дава необходимата база за подхода на изследователските дейности относно кватернерната морфотектоника. Публикацията „Morphostructure of the Rhodopean Mountain Massif“ (Tzankov, Iliev, 2015) предлага регионален анализ на изявата на различните морфоструктурни генерации през Кватернера и Късния Неоген и достатъчно подробна морфоструктурна карта. Тя е картографската основа на изследването. Освен това в монографията са приложени картни изображения за регионалното разпространение на отделните

морфоструктурни генерации. Те от своя страна се явяват важни времеви морфотектонски репери.

При анализа и интерпретацията на ендегенните процеси действащи в региона на Родопите е направен опит да бъде приложен геосинергетичния принцип (по *Панин*, 1995), познат още и като принцип на сложните системи. Той отразява някои от най-новите тенденции при разработването на морфотектонските изследвания. Теоретичните основи на въпросния подход са изложени най-напред в монографията на Hermann Haken - „Synergetic. Eine Einführung” (1977). Появата и развитието на синергетичната парадигма в теоретичния апарат на науките за Земята се свързва преди всичко с имената на Gregory (1912), Keilis-Borok (1990), Bak, Tang (1989), Ito, Matsuzaki (1990), Takayasu (1990), Садовски (1991), Писаренко (1991), Летников (1992), Kagan (1992), Sharov (1992), Panin et al. (1995), Turcotte (1996, 1997), Наймарк (1997), Goltz (1997), Вадковский, Захаров (2001), Горяинов (2001), Иванов и др. (2001), Иванюк (2001), Scheidegger (2004), Пригожин (2005), Стенгерс (2005), Mirlin (2011), Трубецков (2014) и др.

Съгласно геосинергетиката природните системи по същество са открити системи, които имат способността да обменят с околната си среда вещество и енергия. Това се явява необходимо условие за да може в системата да настъпят процесите на самоорганизация (*Haken* (1977), *Курдюмов* (1983), *Лоскутов* (1990), *Панин* (1995) и др.). Геосинергетичният принцип ни позволява да изследваме взаимовръзките и самоорганизацията на природните обекти в литосферата.

Геосинергетиката почива на идеята, че природните системи поддържат своето равновесие посредством формирането на нови еволюциониращи във

времето структури с пространствено-йерархична делимост (фракталност). В геологията и геофизиката е прието определението за „фрактал” като реален физичен обект, най-често свързван с фрагментация (Korvin, 1992). Благодарение на тази концепция могат да се описват формални модели на фрагментацията на земната кора, което е индикатор за нивото на раздробяване на повърхностния земекорен слой (Turcotte (1986, 1986a), Rangelov, Dimitrova (2002), Rangelov, Ivanov (2017)).

В геоморфологията фракталния анализ става основа за разнообразни сравнителни изследвания, например по отношение дължината на бреговите линии, степента на подобие на речната мрежа, напукаността на скалите, разчленението на релефа и т.н. (Burrough (1981), Hastings et al. (1993), Hirata et al. (1987), Mandelbrot (1967), Meybeck (1995), Paredes (1995), Turcotte (1997, 2007), Velde et. al. (1990); etc.). В методическия апарат на регионалните морфоструктурни изследвания, фракталният анализ може да се превърне в незаменим помощен инструмент за оценка и анализ степента на фрагментация на локалния релеф. Едно такова изследване следва да се базира на основния (доминиращия) морфоструктурен тип (морфоструктурна генерация). Резултатите от изследването се визуализират посредством конструирането на полулогаритмични графики. По абцисата се разполагат площите на изследваните морфоструктури (в км²) в логаритмичен мащаб, а по ординатата съответно броят (N) морфоструктури с определена площ. Методиката и начина на представяне на алгоритмите са подробно описани и успешно приложени в редица посветени на темата научни разработки (Rangelov (2010), Rangelov

et al. (2002, 2003, 2004, 2017)). Приложението на фракталния анализ за земите на Родопите придава допълнителна актуалност на тезата.

Паралелното прилагане на геосинергетичния и мобилистичния (плейттектонски) подход дава нови възможности за анализ и интерпретация на регионалните ендегенни процеси, търсещи своята изява в повърхностните части на земната кора. Констатациите от прилагането на този комбиниран подход са засегнати в заключението. Авторът застъпва становището, че регионалният морфотектонски анализ на проучваната област може да бъде и е основа за разнообразни сравнителни изследвания както по отношение на рисковите процеси с ендегенен генезис, така и по отношение на цялостната геодинамична обстановка в тази част на Източното Средиземноморие.

Що се касае до анализа на регионалната сеизмична опасност в Родопския планински масив, в българската научна литература има редица обобщителни и някои регионални изследвания: *Алексиев* (2002); *Бончев* (1961, 1971, 1982); *Бручев* и др. (1994); *Вапцаров*, *Дилинска* (1980); *Григорова* и др. (1980); *Гълъбов* (1940); *Еленков* (1981); *Илиев* (1967); *Кацков*, *Спиридонов* (1981); *Киров* (1935); *Макаров*, *Спиридонов* (1982); *Мишев*, *Вапцаров* (1982); *Петров* и др. (1980); *Рангелов* и др. (1985); *Рангелов* (1995); *Яранов* (1960); *Alexiev* (1999); *Boncev* (1982); *Botev et al.* (1996, 2013); *Christoskov et al.* (1979); *Dimitrova*, *Botev* (2004, 2006); *Glavcheva*, *Matova* (2014); *Gochev*, *Matova* (1977, 1989); *Milev*, *Vassileva* (2007); *Protopopova et al.* (2013, 2015); *Simeonova et al.* (1993, 2006, 2007); *Todorovska et al.* (1995); *Tsekov et al.* (2015); *van Eck*, *Stoyanov* (1996); etc. По-голямата част от тези изследвания почиват на

фикси́сткия неотектонски геодинамичен модел за източната част на Балканския полуостров. Това определя една от основните задачи на тезата, а именно разработването на мобилистична интерпретация на ендегенните рискови процеси в района на Родопския планински масив.

При анализа на сеизмичната опасност в Родопите е използван комбиниран сеизмичен каталог по данни от научни институции като Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) и United States Geological Survey (USGS). Каталогът е интерактивен и е съставен от 640 сеизмични събития (всички стойности), възникнали на територията на планинския масив за статистическия период 1965-2016г. Данните за историческите разрушителни земетресения на територията на България са взети от Национален институт по геофизика, геодезия и география (НИГГГ) към БАН.

Картографските методи и Географските информационни системи (*ГИС*) имат своята важна, макар и косвена роля при настоящото изследване. Те са съвременната основа за обработка и представяне на огромната и разнообразна сеизмична информация, необходима за проведените сравнителни регионални изследвания между ефектите на регионалната земетръсна опасност и морфоструктурната обстановка в проучваните земи. За визуализацията на географските данни в цифрова среда са използвани различни картографски програмни продукти със свободен код, а именно GoogleEarth, GoogleEarthPro, GeoMapApp, ArcGis, EasyMapMaker, GPS Visualizer, QuantumGis (QGis).

СЪДЪРЖАНИЕ НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

Дисертационният труд е с обем 155 страници и се състои от шест глави, заключение и изводи, списък на използваната литература, включващ 203 литературни (от които 108 на кирилица и 95 на латиница) и 4 интернет източника, речник на използваните в текста термини и приложения (5 картни, 10 диаграмни и 34 снимкови). Дисертацията е визуално онагледена с 3 таблици и 31 фигури.

Номерацията на фигурите и таблиците от дисертацията е запазена в настоящия Автореферат.

I. РЕГИОНАЛНО ГЕОМОРФОЛОЖКО ПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОХИДРОГРАФСКА ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Регионално геоморфоложко положение на Родопите

Родопският планински масив ($\varphi = 40.8^{\circ} - 42.0^{\circ} \text{ С}$; $\lambda = 23.8^{\circ} - 26.3^{\circ} \text{ И}$) заема междинна географска позиция в рамките на Балканския полуостров. Представлява обширна, вътрешно сложно устроена планинска система, съставена от множество ридове, котловини и дълбоки речни долини.

През различните исторически периоди земите на Родопите, наред с планините Рила, Пирин и Славянка, са разглеждани и изследвани в българската и чуждестранна научна литература като част от Рило-Родопския планински масив (Burhard (1929), Louis (1930), Яранов (1939, 1960), Гълъбов (1940, 1946, 1946а, 1966, 1982, 1982а), Гълъбов и др. (1956, 1972), Иванов (1959), Yaranoff (1963), Вапцаров и др. (1962, 1977, 1997), Канев (1967, 1977, 1983, 1989), Георгиев (1991), Стоилов (1995), Tzankov et al. (1998), Алексиев (2002), Николов и др. (2002, 2013), Цанков, Стоянов (2003), Цанков (2011), Алексиев (2012), etc.). На базата на комплексни регионални морфоструктурни изследвания (отразени на подробни морфоструктурни карти в мащаб 1:250 000) Tzankov et al. (2015, 2017) недвусмислено показват съществени геоморфоложки и в частност морфоструктурни различия между масива на Родопите и останалите планински морфоединици, механично причислявани до тогава към Рило-Родопския планински масив.

Някои от по-важните от тях са както следва:

1) налице са съществени различия в броя, характера на разпространение и типа на кватернерните морфоструктурни генерации.

2) ясни отлики във формата и посоката на простиране.

3) съществени (до към 700 м) различия в абсолютната надморска височина.

4) липса или респективно наличие на останки от ледникова дейност.

5) налице е отчетлива граница помежду им в лицето на Средноместенския комплексен морфоструктурен коридор.

На базата на това Родопите се отделят като самостоятелна морфоединица, а останалите планини се причисляват към Рило-Пиринската планинска верига, която също така включва и поредицата от по-малки планини в Северна Гърция, почти до егейското крайбрежие.

Използвайки като реален критерий пространственото разположение на Местенския комплексен морфоструктурен коридор, *Tzankov&Iliev* (2015) определят земите на планините Чалдаг и Боздаг в Северна Гърция като неразделна част от Родопския планински масив. Основен техен аргумент се явява обстоятелството, че земите на въпросните планински морфоединици са разположени в посока север/североизток от комплексния морфоструктурен коридор на р.Места, който се явява основната морфографска граница в региона. На практика, комплексният морфоструктурен коридор отделя Родопския планински масив от земите на Рило-Пиринската планинска верига. От друга страна, геоморфоложките и в частност морфоструктурни

особености на планинските масиви Чалдаг и Боздаг показват пълно сходство с останалите позитивни морфоединици в рамките на Родопите. Това ново виждане е застъпено в тезата с произлизащите от това констатации.

2. Морфографски особености на Родопите

Родопите се следят на протежение от 225 км в направление запад-северозапад – изток- югоизток, при максимална ширина около 130 км. Общата площ на Родопите възлиза на около 21 788 км². Българската им част има площ от 14 571.1 км² (гръцкият дял възлиза на около 7217 км²). Средната надморска височина е 960 м.

Родопската планинска система се състои от множество различно ориентирани планински ридове ограждащи редица негативни участъци на релефа. По вътрешния си строеж тази комплексна позитивна морфоструктура се разделя най-общо на Западни и Източни Родопи (Гълъбов, 1966). Границата помежду им се бележи от север към юг от речните долини на реките Каялийка, Боровица и Върбица.

3. Хидрографска характеристика на Родопите

На територията на Родопския планински масив като основен морфоскулптурен елемент се явяват речните долини. В горните си течения реките са широки, слабо всечени с алувиални легла, а в средните течения са дълбоки, със стръмни склонове, тесни скалисти легла, често с проломен профил. Тези земи се отводняват от водосборните басейни на Широколъшката река (29 км) и другите десни притоци на река Вьча (112 км) и Чепеларската река (86 км) към север и Малка Арда (40,8 км) и другите леви притоци на реките Върбица (98,1 км)

и Боровица (42,1 км) към изток. Десните притоци на Марица (321,6 км на българска територия) се врязват дълбоко в планината, което обуславя асиметричния ѝ облик – дълги дялове и ридове на север, и къси, с незначителни размери на юг. Речната мрежа е ориентирана към Горнотракийската низина, Долнотракийската низина и директно към Егейско море. Основните отводнителни речни артерии към Горнотракийската низина са реките Яденица (26 км), Чепинска (81,7 км) и Стара река (61 км), река Дъбраш и останалите по-маловодни леви притоци на река Места (230 км) и съответно Девинска река (57,1 км) и останалите по-маловодни леви притоци на река Вьча.

II. СВЕДЕНИЯ ЗА ГЕОЛОГО-ТЕКТОНСКИЯ СТРОЕЖ НА РОДОПИТЕ

Най-подробна съвременна геоложка характеристика за тези места е дадена на геоложките карти (г.к.) и обяснителните записки (о.з.) към тях в следните картните листове (к.л.) от Геоложката карта на България в мащаб 1:100000 (издание на Геологическия институт при БАН и Комитета по геология – София) от 1995 год.: к.л. Велинград (г.к – Димитрова, Кацков, 1990; о.з. – Димитрова, Кацков, 1990а), к.л. Пазарджик (г.к – Кожухаров, Маринова, Кацков, 1988; о.з.- Кожухаров, Маринова, Кацков, 1992), к.л. Пловдив (г.к – Кожухаров, Маринова, Кожухарова, 1990; о.з.- Кожухаров, Кожухарова, Маринова, 1992), к.л. Димитровград (г.к – Боянов, Горанов, Шиляфова, Русева, 1991; о.з.- Боянов, Шиляфова, Горанов, Русева, 1993), к.л. Разлог (г.к – Маринова, Загорчев, 1993; о.з. – Маринова, Загорчев, 1993а), к.л. Белица (г.к – Маринова, 1988; о.з.- Кацков, Маринова, 1992), к.л. Девин (г.к – Кожухаров, Димитрова, Кацков, 1989; о.з.- Кожухаров, Димитрова, Кацков, 1992), к.л. Чепеларе (г.к – Кожухаров, Кожухарова, Маринова, Кацков, 1991; о.з.- Кожухаров, Кожухарова, Маринова, Кацков, 1994), к.л. Искра (г.к – Боянов, Кожухаров, Горанов, Шиляфова, Русева, 1989; о.з.- Боянов, Кожухаров, Горанов, Шиляфова, Русева, 1995), к.л. Хасково (г.к – Боянов, Кожухаров, Янев, Горанов, Русева, Шиляфова, 1989; о.з.- Боянов, Кожухаров, Горанов, Кожухарова, Русева, Шиляфова, 1992), к.л. Свиленград (г.к – Кожухаров, Боянов, Шиляфов, Кожухарова, Горанов, Савов, 1993; о.з.- Кожухаров, Боянов, Кожухарова, Горанов, Савов, Шиляфов, 1995), к.л. Гоце Делчев (г.к – Кожухаров, Маринова, 1989; о.з.- Кожухаров, Маринова, 1994), к.л.

Доспат (г.к – Кожухаров, Димитрова, Кацков, 1988; о.з.- Кожухаров, Димитрова, Димитрова, Кацков, 1993), к.л. Смолян (г.к – Кожухаров, Кожухарова, Маринова, Кацков, 1989; о.з.- Кожухаров, Маринова, Кацков, Кожухарова, 1992), к.л. Кърджали (г.к – Боянов, Кожухаров, Горанов, Янев, Шиляфова, Русева, 1995; о.з.- Кожухаров, Горанов, Боянов, Кожухарова, Шиляфова, Русева, 1995), к.л. Крумовград и Сапе (г.к – Кожухаров, Боянов, Горанов, Кожухарова, Савов, 1992; о.з.- Горанов, Кожухаров, Боянов, Кожухарова, 1995), к.л. Ивайловград и Суфлион (г.к – Кожухаров, Боянов, Горанов, Кожухарова, 1991; о.з.- Кожухаров, Боянов, Горанов, Кожухарова, 1995), к.л. Комотини (г.к – Кожухаров, Шиляфова, Русева, Боянов, Горанов, 1989; о.з.- Кожухаров, 1993).

От посочените трудове се вижда, че изследвания район представлява пъстра геолого-тектонска мозайка. Тя се състои от:

Докамбрийски метаморфни комплекси:

- неразчленени биотитови и двуслюдени гнайси, гнайсошисти, амфиболити, редки прослойки от калкошисти и мрамори;

- порфиروبластови гнайси и гранитогнайси, лептинити, амфиболити, гнайсошисти и мигматизирани гнайси на Стражецката група (Докамбрий А);

- амфиболити, мусковитови до двуслюдени гнайсошисти и шисти, графитоносни кварцити, лептиниги, амфиболити, метаконгломерати на Ботурченската група (Докамбрий В);

- гранитизирани биотитови и двуслюдени гнайси, мигматити, гранитогнайси, гнайси, амфиболити, силиманит-гранатови шисти на Арденската група (Докамбрий С);

- разнообразни гнайси, гнайсошисти, шисти, гранат – дистенови шисти, кварцити, лептинити, мрамори, амфиболити, плагижоклазови ивичести мигматити и гнайси на Рупчоската група (Докамбрий D);

- гнайсошисти, шисти, лептинити, двуслюдени и биотитови гнайси на Ситовската група (Докамбрий E);

- мрамори, доломитни мрамори, шисти на Асеновградската група (Докамбрий F);

- докамбрийски метаморфозирани гранитоиди;

- докамбрийски метаморфозирани базични и ултрабазични скали;

Горноеоценски континентално-теригенни, отчасти туфозни и туфитни скални комплекси:

- брекчоконгломерати, конгломерати, гравелити, пясъчници и варовици на Брекчоконгломератната задруга;

- конгломерати, пясъчници, алевролити, мергели, въглищни шисти и въглища (теригенно-въгленосни седименти);

- варовици и мергели на Мергелно-варовиковата задруга;

- туфи, туфити, пясъчници, варовици и олистостромни образувания на Вулканогенно-седиментогенната задруга;

Горноеоценски седименто-вулканогенни скали:

- латити, андезити, шошонити, абсарокити на Задругата на среднокиселите вулканити;

- континентално-моласови, на места морски и морски и въгленосни седименти на брекчоконгломератово-пясъниковата, въгленосно-битумолитната, варовиково-мергелно пясъниковата (флишоподобната) и пъстроцветно-моласовата слабо въгленосна задруга;

Горноеоценско-олигоценски теригенни и седиментно-вулканогенни скални комплекси:

- мергели на Мугриската свита;

- континентални, вулканогенно-седиментогенни наслаги (брекчи, конгломерати, пясъчници, туфи, туфити);

Олигоценски континентални теригенни седиментни, вулканогенно-седиментни и вулканско-пирокластични скални комплекси:

- пясъчници на Джебелската свита;

- континентално моласови въгленосни наслаги на конгломератно-пясъчниковата, въгленосно-битуминозната, аргилитно-битуминозната, пъстроцветно-моласовата, въгленосната, аргилитната и митуминозната задруга;

- туфи, туфити и туфозни пясъчници на Комплекса на предимно среднокиселите пирокластити;

- олигоценски латити, андезити и шошонити на Комплекса на среднокиселите вулканити;

- олигоценски туфи, туфити, туфозни пясъчници, рифови варовици на Комплекса на киселите и отчасти среднокиселите пирокластити;

Олигоценски вулканити:

- риолити, трахиандезити, деленити;

- игнимбрити

Кватернерни континентални наслаги:

- алувиални (чакъли и пясъци от заливните и надзаливните тераси), пролувиални (наносни конуси), алувиално-пролувиални и делувиално-пролувиални (валуни, чакъли, пясъци) и еолични образувания.

По отношение на тектонския строеж на Родопите съществуват редица различни, най-често противоречиви становища. Важна роля в това отношение изиграва

ожесточения спор между геосинклиналните (фиксистките) и бързо налагащите се през последните десетилетия плейттектонски (мобилистични) представи. Датиращото още от Ami Voie схващане за съществуването на огромния, почти непрестанно издигащ се и непрекъснато разрушаван от атмосферните агенти Родопски остров до неотдавна беше застъпвано под формата на различни модификации. Този геотектонски модел беше развенчан през втората половина на миналия век от сеизмичните и сондажни данни за безспорното наличие на фанерозойски навлачен строеж в тези земи. Понастоящем се натрупват аргументи в полза на представата, че съвременната Родопска област е част (фрагмент) от периферията на древната Гондванска суша (макроконтинент) (Dewey et al., 1973; Windley, 1977; Jacobshagen, 1986; Olier&Pain, 2000; etc.). Нейните стари геоложки структури са силно повлияни и до голяма степен преобразувани през неотектонския (Неоген-Кватернер) етап на развитие на релефа. Това е станало посредством значими позитивни движения на земната повърхност, придружени от интрузивен дълбочинен коров магматизъм. Съвременният земен релеф се е формирал в условията на ясно очертаната блокова (мозаечна) структура на горните части от земната кора.

III. ПРОИЗХОД И МОРФОТЕКТОНСКА ЕВОЛЮЦИЯ НА РОДОПИТЕ

1. Мобилистични представи за геотектонската обстановка на Балканите

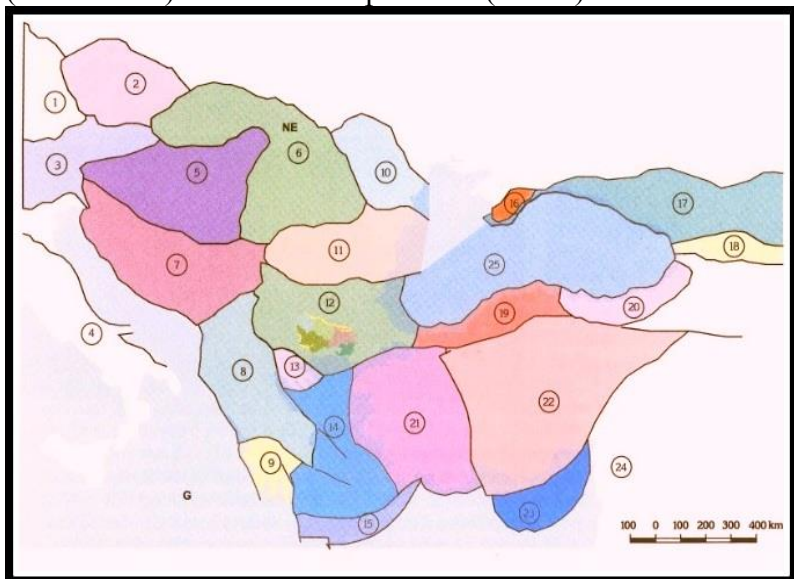
От плейттектонска гледна точка територията на България трябва да се разглежда като част от активната континентална крайнина на Евразия. Земите на Балканския полуостров се характеризират с активна геодинамика. Геодинамичният модел, построен на основата на тази синтеза, представя алпийския ороген на Балканския полуостров като късноалпийска колизионна постройка от типа на Хималаите (Dewey et al., 1986).

Понастоящем геодинамичната обстановка на Балканите се дирижира от сблъсъка между три големи тектонски плочи- Евразийската (Неоевропа), Африканската (Гондвана) и Арабската, които от своя страна се разделят на множество по-малки плочи. Налице е субдукция на Адриатическата (Апулийска) микроплоча под Динаридите, субдукцията на океанската йонийска и левантийска литосфера под Хеленидската система и колизията между Евразия и Арабия, със свързаното западно движение на Анадолската микроплоча по Северноанадолския трансформен разлом. Именно тези активни тектонски процеси са определили високата сеизмичност в източната част на Средиземно море.

2. Догорноолигоценска геотектонска еволюция на Източните Балкани

Съвременната мозаечна геотектонска схема на Балканите включва Баварската, Бохемската, Моравската (Унгарската и Среднодунавската), Карпатската, Алпийската, Динарската, Пиндската, Елинската, Мизийската, Българската, Халкидическата, Егейската,

Понтийската (Западнопонтийската и Източнопонтийската), Западноанадолската, Източноанадолската, Критската и Кипърската континентални микроплочи и Черноморската (Понтийска) океанска микроплоча (Фиг.7).



Фиг.7 Модел на мозаечния тектонски строеж на югоизточната част от Неоевропа, 1-23- континентални микроплочи: 1. Баварска, 2. Бохемска, 3. Алпийска, 4. Апенинска, 5. Моравска, 6. Карпатска, 7. Динарска, 8. Пиндска, 9. Еладска, 10. Скитска, 11. Мизийска, 12. Българска, 13. Халкидическа, 14. Егейска, 15. Критска, 16. Кримска, 17. Кавказка, 18. Грузинска, 19. Западнопонтийска, 20. Източнопонтийска, 21. Западноанадолска, 22. Източноанадолска, 23. Кипърска, 24. Арабска; 25. Черноморска (Понтийска) океанска микроплоча. G- гондванска континентална макроплоча, NE-неоевропейска континентална макроплоча. (по Tzankov, Iliev, 2015)

Централната морфотектонска позиция в източната част на Балканския полуостров принадлежи на Българската континентална микроплоча. Масива на Родопите изгражда нейния южен ръб. Геодинамичните процеси тук са контролирани от морфотектонския модел в региона, а именно от междуконтиненталната колизия на Гондвана с Неоевропа. Това се определя и от сблъсъка на Българската континентална микроплоча с Мизийската континентална микроплоча. Продукт от този процес се явява дългата почти 500 км Старопланинска верига по северната граница на Българската микроплоча. Нейните централни части включват повечето фрагменти от първичния следранноплейстоценски ортоплен - Задбалканската и Горнотракийската морфоструктурни зони. Във връзка с междуконтиненталната колизия, Халкидическата микроплоча е била частично подмъкната под Българската микроплоча. Това обяснява високопланинския релеф по южната граница на Българската микроплоча в сравнение с низинния релеф по северната граница на Халкидическата микроплоча.

Северната граница на източната част на Балканския полуостров съвпада с Долнодунавската разломна система. Тя отделя Южномизийската морфоструктурна зона от останалата част на Мизийската континентална микроплоча към север. Западната граница на източната част на Балканския полуостров е маркирана от геодинамично пасивната днес тектонска сутура между Карпатската, Динарската и Пиндската континентални микроплочи от запад и Мизийската, Българската и Халкидическата континентални микроплочи от изток. Южната граница на източната част от полуострова съвпада със Северноанадолския

трансформен разлом между Босфора и залива Тесалоники. Източната граница на Балканския полуостров има характер на пасивен континентален ръб между Мизийската и Българската континентални микроплочи на запад и Понтийската (Черноморската) океанска микроплоча на изток.

3. Характер на кватернерната морфодинамична обстановка на територията на Родопите

Съвременната морфотектонска схема на Родопите е резултат от морфотектонски процеси асоциирани с трансконтиненталната колизия между масивите на Неоевропа и Гондвана. Предизвиканите от нея корови деформации започват след ранния Плейстоцен. По това време господстваща роля в геоморфоложкия облик на територията, заета днес от масива на Родопите, играят изразителни саваноподобни равнини със следранноплейстоценска възраст - т.нар. „ортоплени”. През късния Миоцен, под действието на т.н. “сплетени реки” са се образували мощни алувиални и алувиално-пролувиални наслаги с многобройни вкаменелости от бозайници в тях. Особеностите на тези континентални утайки показват, че в края на късния Миоцен се е оформил късномиоценският ортоплен. Краят на ранния Плейстоцен е времето на формирането на най-младия – ранноплейстоценски ортоплен. От този момент (преди около 990 000 години) започва активно разломяване на земната повърхност. Възникналите блокови структури са били подложени на различни по амплитуда вертикални движения. Така се създават условията за

формирането на съвременния планински релеф в земите на Югозападна България.

3.1. Особенности на регионалната и локалните разломни мрежи

Въздействието на ендегенните процеси при формирането на съвременния релеф на региона се изразява в особеностите на съставената от нормални (стръмно затъващи) и листрични (полегато затъващи под променлив наклон) разломи (Цанков и др., 2005). Първите представляват разломни структури с ъгли на наклон спрямо хоризонта от над 60° , със запазващ се почти постоянен наклон на земната повърхнина (Tzankov et al., 1998). Листричните разседи са сравнително полегато затъващи (с ъгли по правило под 50° спрямо хоризонта) разломни структури с изменящ се (намаляващ в дълбочина) наклон на разломната повърхнина (Tzankov et al., 1998). Листричните разломи се отличават с дълговечна тектонска активност и възможност за многократно подновяване на движенията по една и съща повърхност. Те осъществяват обстановка на непрекъсната регионална екстензия в повърхностните части на земната кора (Цанков, 2013).

Всеки един земекорен блок е бил вътрешно разчленен от разседи и листрични разломи, които обособяват многочислени листрични призми. Последните са били подложени на най-бързо и най-чувствително издигане около центровете на максимално издигане. Така са се образували върховете на отделните куполни морфоструктури. Те, заедно с планинските дъгови морфоструктури и оградените от тях котловинни морфоструктури са моделирали особеностите на съвременния релеф в областта.

4.2. Морфоструктурни генерации

В рамките на Родопската морфоструктурна област се установяват реликти от следните досега установени, последователно възникнали морфоструктурни генерации:

1/Реликти от най-късно оформената по тези места вероятно следсредномиоценска алувиална равнина - ортоплен. Той е намерил орографски израз в обширната саваноподобна заравненост която е станала поприще на късномиоценските сплетени реки (Цанков и др., 2005). Съвременни останки от нея са блоково денивелираните дъна на котловинните морфоструктури в областта. Разрушаването и денивелирането на въпросния ортоплен започва през ранния или късния Плейстоцен във връзка с кватернерните планинообразователни процеси по тези места.

2/Траси (следи) от къснохолоценски концентрични кръгови морфоструктури. Това са останките от ранната генерация кръгови морфоструктури, които са възникнали върху разрушени или разрушаващи се части от следсредномиоценския ортоплен. Техните траси са рядко запазени, най-често разпокъсани и в различна степен вторично деформирани.

3/Изявите на по-младата вероятно средно- до къснохолоценска морфоструктурна генерация. Тези повсеместно разпространени куполни, концентрични или блокови морфоструктури определят характера на съвременния релеф. Отличават се с различни размери, посока и други морфометрични характеристики.

4/Съвременни дъгови планински морфоструктури. Разпространени са най-вече по периферията на Родопите, маркирайки най-високите планински хребети. Това са най-крупните морфоединици в областта. Те

дават облика на значителни по размери части от планинския масив. Техният генезис очевидно е свързан с процесите на дълбоката корова трансконтинентална колизия между Гондвана и Неоевропа.

5/ Центрове на максимално съвременно издигане. Те оформят синморфогенни възвишения в котловинните дъна. Тези зародиши на бъдещи позитивни земеформи (най-вече куполни морфоструктури) свидетелстват за продължаващото доразрушаване на останките от следсредномиоценския ортоплен.

IV. МОРФОСТРУКТУРНО РАЙОНИРАНЕ НА РОДОПИТЕ

1. Регионални морфоструктурни единици

В пространствено отношение земите на Родопския планински масив съвпадат с Родопската морфоструктурна област. Комплексните локални орохидрографски особености дават основание за неговото разделяне на 5 морфоструктурни района: Западен (Девински), Югозападен (Ксантийски), Централен (Смолянски), Източен (Крумовградски) и Югоизточен (Сапейски) (Tzankov, Piev, 2015)

Западният (Девински) морфоструктурен регион заема северозападната част на планинския масив. Релефът в по-голямата си част е средно до високо планински, като на север преминава в нископланински до котловинен (в района на Велинград). В пространствено направление север-юг особено изразени са различни дъгови планински хребети: Алабак (Боженец) (вр. Милеви скали- 1593 м), Снежанка (вр. Калчиш- 1475 м), Нова махала и Равногор, Сюткя (вр. Голяма Сюткя- 2186 м), Баташки снежник (2082 м), Сърница, Дъбраш (вр. Беслет- 1938 м), Медени поляни; Чепински и Доспатски морфоструктурни коридори, както и Беглийската и Девинската котловинни морфоструктури. Комплексният мозаечен релеф е доминиран от късноплейстоценско-раннохолоценските останки от концентрични морфоструктури (49% от общия брой), следвани от плейстоценско-холоценските куполни морфоструктури (40% от общия брой). Третият тип (най-млади) морфоструктури- дъговите планински, представляват и най-слабо разпространения тип морфоструктури на територията на Девинския регион (11% от общия брой). Дъговите морфоструктури в

Девинския район имат най-голям относителен дял в сравнение с останалите морфоструктурни региони.

Югозападният (Ксантийски) морфоструктурен регион има посока на простиране запад-северозапад/изток-югоизток. На северозапад посредством хребета Дъбраш граничи с Девинския морфоструктурен регион, а на североизток и изток р. Арда го отделя от Смолянския и Крумовградския морфоструктурни региони. На юг (вече на гръцка територия) на места почти достига егейското крайбрежие. Преобладаващия тип релеф е хълмистия (до към 1000 м), само на север и югозапад е ниско до среднопланински. Регионът включва високопланинските масиви на върховете Каинчал (1815 м), Средни връх (1950 м), Циганско градище (1827 м), както и Руенския (1400 м) и Момчилския (1070 м) дъгови планински хребети. Доминират концентричните (62%), следвани от куполните (31%) и дъговите морфоструктури (7%).

Централният (Смолянски) морфоструктурен регион в пространствено отношение е ограничен от р. Въча на запад и долините на реките Боровица и Върбица на изток и югоизток. Релефът е предимно средно до високопланински (с най-високите върхове за целия масив) и нископланински до хълмист по западните, източните и северните ръбове на региона. Преобладават концентричните (57%) и куполните (38%) морфоструктурни генерации. В посока север-юг Смолянския морфоструктурен регион включва различни доста добре изразени дъгови планински морфоструктури (само 5% от общия брой), а именно: Чернатица (вр. Голям Персенк- 2092 м), Радуюва планина (вр. Тузлата- 1891 м), Лакавица, Черни рид (1545 м), Югово, Добростан (вр. Сини връх- 1527 м), Мурсалица (вр.

Голям Перелик- 2191 м), Преспа (2000 м), Жълти дял (вр. Алада- 1241 м), като последния е ограничен от Горноарденския комплексен морфоструктурен коридор на северозапад и Върбишкия комплексен морфоструктурен коридор на североизток.

Източният (Крумовградски) морфоструктурен регион заема източната част на Родопите. Характеризира се с хълмист-нископланински релеф и в посока север-юг включва следните дъгови планински морфоструктури (4% от общия брой): Чуката, Гората (794 м), Стърмни рид (960 м), Свети Илия (960 м), Иран тепе (817 м), Сърта. Източните части на региона (вече на гръцка територия) се отличават с равнинно-хълмист рисунък на релефа. Водещо място сред морфоструктурните генерации заемат концентричните морфоструктури (60%), следвани от куполните морфоструктури (36%). В голямата си част морфоструктурните типове в региона са силно еродирали, което явно показва лидиращата роля тук на екзогенните земни сили в регионалната релефогенеза.

Югоизточният (Сапейски) морфоструктурен регион заема югоизточната част на Родопската морфоструктурна област (изцяло на гръцка територия), южно от реките Кесебир и Бяла и източно от реките Боровица и Сушица. Преобладава хълмистия, за най-южните части и равнинния профил на релефа. На територията на Сапейския регион над 78% от морфоструктурните типове заемат концентричните морфоструктури. На второ място по количество са куполните морфоструктури (18%), следвани от дъговите планински морфоструктури (4%). Северните части на региона са заети от добре изразените дъгови планински хребети на Гюмюрджински снежник (вр. Орлица- 1484

м) и Мъгленик (1266 м). На юг от тях следват морфоструктурите на Шила (1065 м), Пеперуда (вр. Калобен- 874 м), Овчарица (вр. Чобан- 628 м) и Перота (678 м).

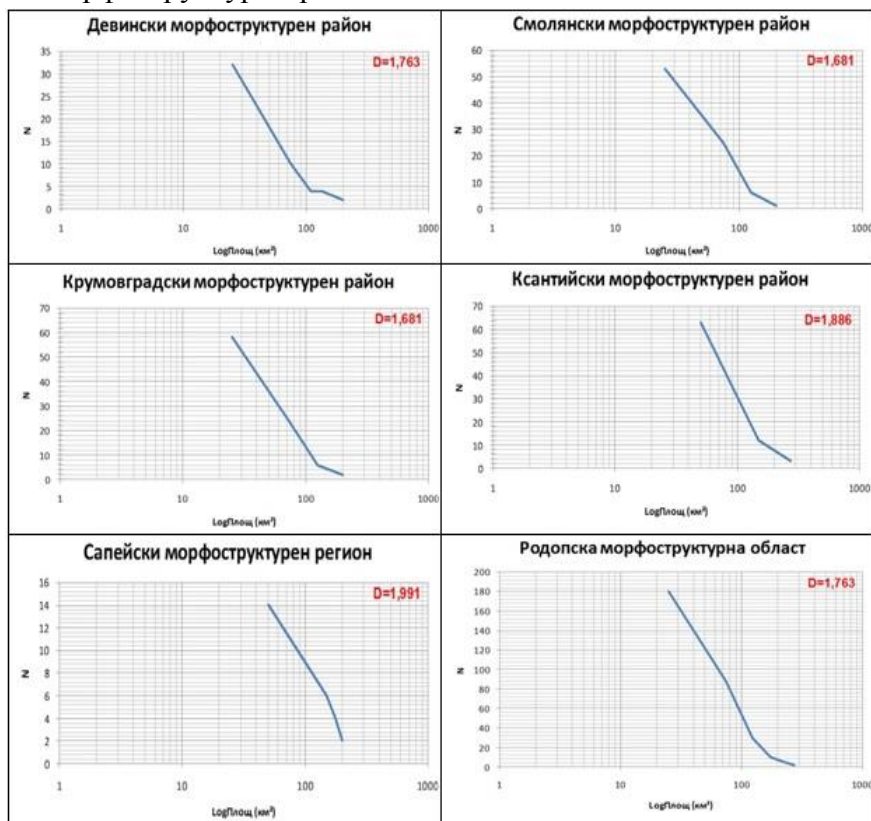
2. Фрактален анализ на релефа в Родопската морфоструктурна област

Фракталният анализ на релефа в Родопската морфоструктурна област следва да се извърши на базата на доминиращия морфоструктурен тип (генерация). В случая на Родопите такива се явяват куполните морфоструктури, които определят основния облик на локалния релеф. Като основа за сравнение е наложително анализа на степента на фрагментация на релефа в рамките на Родопския планински масив да се извърши по морфоструктурни региони.

Резултатите от фракталния анализ на куполните морфоструктури в Родопската морфоструктурна област са отразени в графичен вид в таблица 1.

Поместените резултати потвърждават самоподобния (фрактален) характер на релефа в отделните морфоструктурни региони и като цяло за Родопската морфоструктурна област. Това недвусмислено отразява самоорганизиращата природа на дълбочинните процеси, които създават и моделират релефа на повърхността. От енергийна гледна точка това се явява най-изгодната форма на структуриране. Системата се стреми към редуциране на дисипацията, като натрупаната във времето енергия може да се освобождава не на едно или две места (центъра), а на множество такива. Основният смисъл на това е намаляване и респективно регулиране количеството на отделяната енергия.

Таблица 1 Фрактален анализ на куполните морфоструктури в Родопската морфоструктурна област по морфоструктурни райони



Наред с куполните морфоструктури фрактална геометрия показват и най-младите позитивни морфоструктурни генерации в Родопската морфоструктурна област- дъговите планински морфоструктури (Фиг.12). Те имат фрагментарно разпространение и са разположени предимно по периферията на планинския масив.



Фиг.12 Фрактален анализ на дъговите планински морфоструктури в Родопската морфоструктурна област

Резултатите от Фиг.12 показват, че дъговите планински морфоструктури се характеризират с по-висока степен на фрагментация в сравнение с куполните морфоструктури, т.е. разликата между най-високите и най-ниските стойности (площи) е по-отчетлива.

Изведените резултати недвусмислено потвърждават високата степен на хомогенност на тектонския блок на Родопския планински масив от една страна. От друга – фрагментарната природа на всички морфоструктурни елементи е ясно изразена и взаимно свързана.

V. ЕНДОГЕННИ РИСКОВИ ПРОЦЕСИ В РОДОПИТЕ

1. Сеизмичната опасност в Родопите

1.1 Анализ на сеизмичната опасност в България и околните територии

В сеизмично отношение България е част от Егейската сеизмична зона на Алпо-Хималайския сеизмичен пояс, по който възникват 5-6% от световните земетресения (Короновский, 2003). Егейският регион е една от най-активните в геодинамично отношение части на Средиземноморието. Сеизмичността му се явява специфичен израз на процесите, които протичат в земната кора и горната мантия на Източното Средиземноморие.

Територията на България е разположена в източната част на Балканския полуостров и в светлината на плейттектонския модел представлява сегмент от южния ръб на Евразийската континентална макроплоча. Българските земи са подложени на непрекъснати колизионни процеси от юг, вследствие на трансконтиненталния сблъсък между Евразийската и Африканската континентални макроплочи, като в района на Източното Средиземноморие ситуацията се усложнява от движението на Арабската микроплоча на северозапад. Това от своя страна оказва натиск върху Анадолската микроплоча, ставайки причина за движенията по Северноанадолския трансформен разлом и от там за повишената сеизмичност в региона. Именно тези тектонски събития определят геодинамичната обстановка в източните части на Средиземно море.

Основната сеизмична активност на Балканите се реализира по Хеленската дъга, Анадолската разседна система, Струмско-Родопското направление,

Адриатическата ивица, завоя на Карпатската дъга (огнище Вранча) и др. (Христосков, Солаков, 2009)

В България са познати над 250 сеизмични огнища, като болшинството от тях са локализирани в южната част на страната. Територията на страната може да бъде поделена на следните сеизмични райони:

Североизточен – включва Горнооряховската сеизмична зона (очаквана магнитуда до 7,5 по Рихтер, интензивност от 9-та и по-висока степен по скалата на Медведев-Шпонхоер-Карник), Шабленска зона (максимална магнитуда до 8, интензивност поне от 9-та степен по Черноморското крайбрежие), Дуловската зона (максимална магнитуда 7,5, като поради относително голямата дълбочина на огнището максималното въздействие е с интензивност над 8-ма степен);

Средногорски – състои се от Софийската зона (максимално очаквана магнитуда 6,5 – 7, интензивност от около 9-та степен), Маришка зона (максимална магнитуда 7,5, интензивност до 10-та степен), Тунджанска зона (магнитуда до 6, интензивност в епицентъра до 9-та степен) и Подбалканска зона (магнитуда до 7,5 и епицентрална интензивност между 8-ма и 9-та степен);

Рило-Родопски – включва Струмската зона (максимална очаквана магнитуда 8, интензивност над 9-та степен в епицентралната област), Местенска и Родопска зони (във всяка от тях максимална магнитуда 6, съответно епицентрална интензивност от около 8-ма степен по МКШ-64).

Сеизмичността на териториите на съседните страни като Гърция, Турция, страните от бивша Югославия и Румъния (особено силно е сеизмичното въздействие на междиннофокусните земетресения в

областта Вранча) оказва съществено влияние върху оценката на сеизмичната опасност за територията на България. Северната част на страната е разположена върху стабилната Мизийска микроплоча, но поради близостта си до сеизмичното огнище във Вранча е застрашена от умерени до силни сеизмични въздействия. Въпреки това, Северна България се характеризира с най-ниските стойности на сеизмичната опасност в България.

При анализа на силните земетръсни явления е видно, че по настоящем най-силно активната в сеизмично отношение област в България се намира на територията на Струмския комплексен морфоструктурен коридор в Югозападна България. Високата концентрация на земетръсни епицентрове тук се асоциира с Крупнишкото сеизмично огнище и активността на Крупнишкия разлом. Именно в този район, освен едно от най-мощните корови сеизмични явления за цяла Европа, се генерира и около 30% от съвременната слаба сеизмичност в страната. В тази част на страната се намира и Горноместенската разломна зона в района на Ковачевица, както и по-слабо активните Беласишки и Струмешнишки разломни структури.

Като цяло 98% от територията на България ще бъде подложена на сеизмично въздействие с интензивност от 7-ма и по-висока степен, от които с интензивност от 7-ма степен – 51%, с 8-ма степен – 28%, с 9-та и по-висока степен – 19%. В тези райони попадат населени места с население около 6 340 000 души, представляващо 80% от населението на страната и могат да бъдат разрушени частично или напълно 26% от сградния фонд. В райони с интензивност от 8-ма и 9-та степени по скалата на МШК-64 попадат около 5 900 000

души, което е 74% от населението на страната. (Национален план за защита при бедствия, 2010)

1.2 Обща характеристика на сеизмичната опасност в Родопите

По отношение на своята сеизмичност Родопите са част от Родопската зона на Рило-Родопския сеизмичен район (в рамките на България). Родопската сеизмична зона е разположена между Струмската сеизмична зона от запад и Средногорския сеизмичен район от север (в Южна България) и Ксантийската сеизмична зона от юг (в Североизточна Гърция).

Сеизмичната опасност за земите на Родопите има средни стойности, като земетресенията имат очакван интензитет до VII-VIII степен по МКШ-64. През последните десетилетия в този регион са регистрирани множество слаби, но чести земетресения. Около 66% от епицентрите на земетресенията са разположени на територията на България, а останалите около 34% - в Гърция.

За периода 1965-2016 г. в изследвания регион делът на микроземетресенията ($M \leq 3$) възлиза на 73,5%. Земетресенията с $M \geq 4$ са едва 1,5% от общия брой, като най-силното сеизмично събитие е с магнитуда 5,4 по скалата на Рихтер. Средната магнитуда за изследвания период е 2,5 по скалата на Рихтер.

В обхвата на Родопите преобладават плитките земетръсни огнища. За статистическия период 1965-2016 г. 94,5% от сеизмичните огнища имат дълбочина до 20 км (много плиткни земетресения). Средната фокална дълбочина възлиза на 8,2 км. За въпросния времеви интервал няма сеизмично събитие по-дълбоко от 47 км.

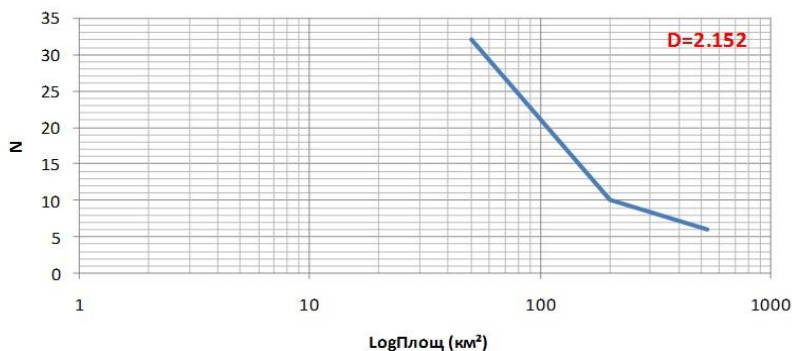
Това ясно подчертава коровия характер на сеизмичните процеси в региона на Родопите.

Родопската сеизмична зона има сложен сеизмотектонски строеж, обусловен от наличието на множество активни разломи, които служат за граници на подвижните земекорни блокове. Активни в сеизмично отношение са разломните структури по западния ръб на планината (в района на с. Ковачевица, Чепинското корито, средното поречие на р. Места), в района на разломната зона Доспат-Девин и на изток покрай реките Арда и Върбица. Последната бележи меридионално ориентирания морфоложки контакт между западните и източните части на планината. Редица по-малки листрични сеизмично активни разломи бележат границите между издигнатите куполни морфоструктури.

1.2.1 Фрактална геометрия на сеизмичните кълстери в Родопите

Сеизмичните карти ясно показват, че епицентрите на земетресенията в Родопите за периода 1965-2016 г. са отчетливо групирани в своеобразни сеизмични кълстери (струпвания). Съгласно възприетата в тезата методика за изчисляване и визуализация на т.нар. „площни фрактали” е извършена проверка за фрактална геометрия на сеизмичните кълстери в Родопите. Резултатите от изследването са отразени от Фигура 24.

Сеизмични кълъстери в Родопите



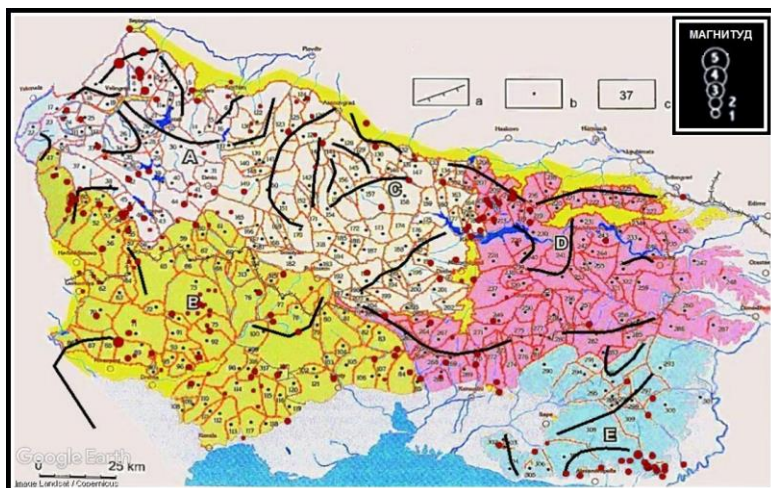
Фиг.24 Фрактален анализ на площите на сеизмичните струпвания (кълъстери) в Родопите

Както показват поместените резултати на Фигура 24 пространственото групиране на сеизмичните събития на територията на Родопите има по същество фрактален характер ($D=2.152$). Това показва, че центровете на отделяне на сеизмичната енергия в Родопите имат строга математическа обусловеност и се характеризират с йерархично-самоподобна фрагментарност. Очевидно сеизмичната енергия се освобождава по множество центрове с различна мащабна инвариантност. От синергетична гледна точка това благоприятства отделянето на енергията на малки порции (доминират нискомагнитудните земетресения) на множество места (предимно по ръбовете на планината).

Получените резултати, наред с резултатите за фракталната геометрия на земекорната фрагментация, недвусмислено потвърждават самоорганизиращата природа на тектонските процеси действащи в региона на Родопския планински масив.

1.3 Сеизмичната опасност в Родопската морфоструктурна област

Разпространението на сеизмичните явления в Родопите показва хорологична детерминираност по отношение на локалната морфоструктура. Тя се изразява в пространственото разпределение на сеизмичните явления около ръбовете на отделните морфоструктурни генерации. За периода 1965-2016 г. земетръсните прояви на територията на планинския масив са концентрирани предимно по краищата на куполните морфоструктури (2/3 от случаите) и в по-малка степен по тези на дъговите планински морфоструктури (Фиг.25). В рамките на самите куполни морфоструктури земетресенията са локализирани най-вече по морфоструктурните ръбове (71% от случаите), на границата с опасващите ги листрични или стръмно затъващи разломни структури. Останалите земетръсни епицентри (29%) са привързани към най-високо издигнатите и същевременно най-активни в геодинамично отношение части на куполните морфоструктури- центрове на максимално съвременно издигане и спускащите се радиално от тях поредици от листрични призми (листрични каскади).



Фиг.25 Карта на пространственото разпределение на земетресенията в Родопите спрямо куполните (с кафяв контур) и дъговите планински (плътните черни линии) морфоструктури за периода 1965-2016 г.; а- разломи, б- центрове на максимално съвременно издигане (Сеизмични данни: USGS Seismic hazard program, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>).

Най-активни в сеизмично отношение са куполните морфоструктури с площи между 30 и 70 км². За периода 1965-2016 г. по-силните земетресения в Родопите ($M \geq 4$) са възникнали по ръбовете на куполни морфоструктури с размери между 12 и 415 км² (средно 118 км²). В процентно разпределение близо 63% от най-опасните в сеизмично отношение куполни морфоструктури имат площ до 100 км², други 25% са с площ между 100 и 200 км², а в останалите 12% с площ повече от 200 км². И тук е налице отчетлива фрактална размерност. Очевидно по-високата степен на

фрагментация на релефа е гаранция за по-бързото и по-лесно освобождаване на сеизмичната енергия.

По-силните земетръсни събития на територията Родопската морфоструктурна област са директно свързани с активността на дъговите планински морфоструктури. Нещо повече, няма силно земетресение за последното половин столетие, чиито епицентър да е отдалечен на повече от няколко километра от дъгова планинска морфоструктура. Може да се обясни с това, че дъговите планински морфоструктури са най-младите, най-крупните и същевременно най-активните морфоединици в региона. Те са центрове на позитивни тектонски движения. Това активира разположените в съседство по-малки куполни морфоструктури и опасващите ги разломи, превръщайки ги в сеизмогенни такива.

Съвременната сеизмична активност в Родопите е свързана с морфоструктурите по западния и югозападния ръб на планинския масив (поречието на р. Места), а така също и по поречията на реките Арда и Върбица на изток.

1.4 Корелативен анализ на сеизмичната опасност в Родопите и съседните позитивни морфоструктурни единици

Родопите са обградени от запад и от североизток от позитивни планински морфоединици. От запад и северозапад е разположена средно до високопланинската Рило-Пиринска морфоструктурна зона, а на североизток е хълмисто до нископланинската Сакаро-Странджанска морфоструктурна зона. Тези две гранични морфоструктурни зони се отличават една от друга по рисунъка на регионалните тектонски напрежения и

същевременно по характера на сеизмичната си активност.

По отношение на честота и интензитет, сеизмичността на Рило-Пиринската планинска редица е много сходна с тази в западните части на Родопите. За периода 1970-2010 г. доминират земетресенията с магнитуда до 3 по Рихтер, с горна граница до 5,4 по Рихтер. Абсолютно идентичен сеизмичен профил се наблюдава и на територията на Западните Родопи.

На изток обаче ситуацията рязко се изменя. Източните Родопи се отличават с хълмист до нископланински релеф, много подобен на морфоединиците изграждащи Сакаро-Странджанската морфоструктурна зона. Освен при профила на релефа се наблюдава относително сходство и по отношение на сеизмичността. Земетресенията в Източните Родопи са много по-редки и с по-ниска енергия (с изключение на района около гр. Кърджали и Арденския комплексен морфоструктурен коридор) от тези по западната и югозападната периферия на планинския масив. За периода 1970-2010 г. тук също преобладават слабите земетресения, с горна граница до 4,6 по Рихтер. Това наподобява сеизмичната картина в Сакаро-Странджанската морфоструктурна зона, но при разпределението на земетресенията при по-ниските енергийни класове се забелязват съществени отлики. При Сакаро-Странджанската морфоструктурна зона превес имат земетресенията с енергиен клас 2,0-2,9, докато при Източните Родопи доминират сеизмичните явления между 3,0 и 3,9 по скалата на Рихтер.

ОБОБЩЕНИЯ И ИЗВОДИ

Научните резултати от проведеното изследване могат да се резюмират както следва:

1) Земите на Родопския планински масив са част от гондванските континентални фрагменти, които по време на затварянето на Тетиския океан се придвижват в северно направление и достигат южния ръб на Палеоевропа. Там те се сутурират и формират съвременния югоизточен и южен ръб на Европейския континент- Неоευропа.

2) Съвременната морфотектонска схема на Родопите е резултат от геодинамичните процеси свързани с трансконтиненталната колизия между Неоευропа и Гондвана. Предизвиканите от нея корови деформации започват след ранния Плейстоцен (преди около 800-900 хил. г.). По това време господстваща роля в геоморфоложкия облик на територията, заета днес от масива на Родопите, играят изразителни саваноподобни равнини със след ранноплейстоценска възраст - т.нар. „ортоплени”.

3) Морфоструктурният облик на Родопския планински масив е дирижиран от три позитивни морфоструктурни генерации: концентрични морфоструктури (60% от общия брой), куполни морфоструктури (35%) и дъгови планински морфоструктури (5%). Съвременният облик на Родопския релеф обаче се определя преди всичко от куполните и дъговите планински морфоструктури, като от концентричните морфоструктури са останали единствено следи (траси).

4) Комплексните локални орохидрографски особености на Родопската морфоструктурна област дават основание за поделянето ѝ на 5 морфоструктурни

района: Западен (Девински), Югозападен (Ксантийски), Централен (Смолянски), Източен (Крумовградски) и Югоизточен (Сапейски).

5) Релефът в Родопската морфоструктурна област има фрактална геометрия, което е атестат за самоорганизиращата природа на ендегенните процеси, които го създават и моделират. Това е най-подходящата форма на структуриране с оглед максимално бързата и безпрепятствена реорганизация и преразпределение на натрупаната потенциална енергия.

6) Сеизмичните събития на територията на Родопите са концентрирани най-вече по периферията. Тук са реализирани и най-силните земетресения в исторически план. Това е така, защото натрупаната сеизмична енергия се освобождава най-лесно на границата между две среди с различна плътност (в случая твърдо вещество/въздух). Поради това периферията е по-подходяща от вътрешните части на огромен планински масив като Родопите. Така освобождаването на сеизмичната енергия става по-скоро по хоризонтала, отколкото по вертикала.

7) Близо 95% от земетресенията в Родопите имат хипоцентрална дълбочина до 20 км (много плитки до плитки земетресения). Няма сеизмично явление по-дълбоко от 47 км. Това е доказателство за изцяло приповърхностния характер на сеизмичните процеси в Родопския регион и е в ярък противовес с възприеманата дълги години у нас интерпретация на сеизмичната опасност с т.нар. „дългоживущи дълбочинни разломи”.

8) Сеизмичните клъстери (струпвания) в Родопите имат подчертана фрактална геометрия ($D=2,152$). Това ясно и недвусмислено потвърждава самоорганизиращия

характер на пространственото разпределение на земетресенията в Родопите.

9) Земетресенията имат строго пространствено разпределение по отношение на локалния релеф. Близко 71% от сеизмичните явления възникват по ръбовете на куполните морфоструктури, други 29% покрай центровете на максимално съвременно издигане и спускащите се радиално от тях листрични призми.

10) Налице е пряка връзка на силните земетресения в Родопите ($M \geq 4$) и развитието на най-младите, най-крупните и същевременно най-активните в геодинамично отношение регионални позитивни морфоединици- дъговите планински морфоструктури. На базата на тази констатация става възможно обособяването на зони с повишена сеизмична опасност.

В заключение възприетото в дисертационния труд виждане за генезиса, пространственото разпределение и ролята на сеизмичните явления на територията на Родопите очертава необходимостта от преразглеждане на досегашните представи относно сеизмичната опасност в земите на планинския масив. В тази връзка важна роля в това би могъл да има предложеният по настоящем модел за неоген-кватернерната морфотектонска еволюция на Родопите и съпътстващата я сеизмична опасност.

ПРИНОСИ НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

Резултатите от проведените в съответствие с целта и задачите на дисертационния труд теоретични изследвания и теренни проучвания са обобщени в следните основни научни приноси:

1. При интерпретацията на ендегенните геодинамични процеси в Родопския регион за първи път е приложен геосинергетичния принципен подход (теорията на нелинейните самоорганизиращи се системи). Получени са следните нови резултати:
 - проверени и доказани са фракталните свойства на релефа в Родопската морфоструктурна област ($D=1,763$ за куполните морфоструктури и респективно $D=2,025$ за дъговите морфоструктури). По този начин се потвърждава самоорганизиращата природа на тектонските процеси създаващи и оформящи топографията в региона.
 - предложена е по-точна геодинамична интерпретация на пространственото разпространение на земетресенията.
 - установена е пряка връзка между регионалната земекорна фрагментация и характера на сеизмичната активност.
2. Изследванията представят една съвременна морфотектонска регионална интерпретация на основните корови процеси на територията на Родопския планински масив на базата на плейттектонската парадигма.

3. Изяснена е ролята на кватернерните позитивни морфоструктурни генерации за възникването и развитието на сеизмичната опасност в Родопите.
4. Изработени са редица морфотектонски, морфоструктурни и сеизмични карти (самостоятелно или в съавторство). Събран е значителен снимков материал от теренни проучвания, с което се илюстрира и подпомага интерпретацията на геодинамичната същност на ендегенните процеси.

СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИТЕ СВЪРЗАНИ С
ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД:

- 1) Tzankov, Tz. and **Iliev, R.**, 2015. Morphostructure of the Rhodopean mountain massif. Sofia: "Grafika 19" Press, 48 p.; ISBN 978-954-9764-37-6.
- 2) **Iliev, R.**, Stoyanov, K., 2016. Importance of Quaternary morphotectonics of the Rhodopean Mountain Massif regarding of the regional endogenous risk processes. Proceedings of the PhD Student Scientific Session of the FMNS, June 15, 2016, Blagoevgrad, Bulgaria, 51-58
- 3) Tzankov, Tz., Stoyanov, Kr., Stankova, Sv., **Iliev, R.**, Mitkov, I., Aleksieva, T., 2016. Morphotectonics Causes for the Seismic Hazard in South-West Bulgaria. Сборник доклади Научна конференция „Географски аспекти на планирането и използването на територията в условията на глобални промени”, 23–25 септември, 2016, Вършец, България, 62-64.
- 4) **Iliev, R.**, 2017. Morphotectonic prerequisites for earthquake hazard in the Rhodopes. Scientific works collection of the XXVI International Conference for Young Scientists'2017, June 22-23, 2017, Blagoevgrad, Bulgaria, 333-340
- 5) **Iliev, R.**, 2017. Morphostructural preconditions for the seismic setting in the Rhodope Mountain. Proceedings of the Thirteenth Scientific Conference with International Participation „Space, Ecology, Safety”, SES'17, 2-4 November, 2017, Sofia, Bulgaria, 171-175
- 6) Tzankov, Tz., Stoyanov, Kr., Sv. Stankova, Sv., **Iliev, R.**, Mitkov, I., Aleksieva, T., 2017. Comparative analysis between the Rhodopean Mountain massif and the Rila-Pirin mountains range (South Bulgaria, North-East Greece). Problems of Geography, Vol.3, Sofia, Bulgaria, 12-17

- 7) **Iliev, R.**, Stankova, Sv., Tzankov, Tz., 2018. Fractal geometry of topography in the Rhodope Mountain. SocioBrains, Issue 42, February 2018, 162-167; ISSN 2367-5721
- 8) Tzankov, Tz., **Iliev, R.**, Stankova, Sv., Mitkov, I., 2018. Fractal Geometry of Seismic Clusters in the Rhodope Mountain (South Bulgaria-Northeast Greece). Universal Journal of Geoscience, 6(1), 8-12; DOI: 10.13189/ujg.2018.060102

ДЕКЛАРАЦИЯ ЗА ОРИГИНАЛНОСТ

Декларирам, че представеният дисертационен труд съдържа оригинални резултати, получени при проведени от мен теоретични и теренни изследвания (под ръководството на научния ръководител).

Настоящият дисертационен труд не е използван за придобиване на научна степен в друго висше училище, университет или научен институт.

Подпис:

/Росен Георгиев Илиев/

БЛАГОДАРНОСТИ

На първо място изказвам сърдечни благодарности и дълбока признателност към проф. д.г.м.н. Цанко Василев Цанков за критичните бележки, съвети и препоръки при разработването на дисертационния труд. В хода на дългогодишната ни съвместна работа именно той „запали” първоначалната искра на научните ми интереси в областта на ендегенната геодинамика и нейните проявления на земната повърхност, чиято кулминация се явява настоящия докторски тезис. Именно поради това считам проф. Цанков за свой учител.

Благодаря за критичните бележки и ценните напътствия в хода на изследването от страна на научния ми ръководител доц. д-р Красимир Стоянов. Някои от неговите препоръки в голяма степен предопределиха посоката на развитие на дисертационния труд.

Изказвам и специални благодарности на доц. д-р Светла Станкова от Шуменски университет „Епископ Константин Преславски”, катедра по „География, регионално развитие и туризъм” за съвместната работа и логистичната подкрепа във връзка с апробацията на резултатите от дисертационния труд.

Благодаря и на ръководството на Катедра „География, екология и опазване на околната среда” (ГЕООС), Югозападен университет „Неофит Рилски”-гр. Благоевград за предоставената възможност относно реализирането на дисертационния труд.

Благодаря на всички приятели, колеги и роднини, които по дългия път дотук безрезервно ме подкрепяха и вярваха в мен.

[illegible]

53

	
Фото 19 Листричен разлом над с. Подкова, погледнат откъм с. Чорбаджийско (Кирковско). Координати: N 41.39.83; E 25.39.86	Фото 25 Част от риолитов покров „Невестата”, разположен над гр. Смолян. Координати: N 41.57.52; E 24.71.27
	
Фото 28 Листрична разломна повърхнина на входа на гр. Девин (при гробищния парк). Координати: N 41.44.04; E 24.25.12	Фото 33 Поглед към планината Боздаг от север (край с. Сатовча). Координати: N 41.61.66; E 23.98.33