# УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ РУДАРСКО-ГЕОЛОШКИ ФАКУЛТЕТ

Никола Б. Станковић

# НУМЕРИЧКЕ СИМУЛАЦИЈЕ ПРОЦЕСА ЗАТВАРАЊА ВАРДАРСКОГ ДЕЛА НЕОТЕТИСА

Докторска дисертација

Београд, 2024

# UNIVERSITY OF BELGRADE FACULTY OF MINING AND GEOLOGY

Nikola B. Stanković

# NUMERICAL SIMULATIONS OF THE PROCESS OF CLOSURE OF THE VARDAR BRANCH OF NEOTETHYS

Doctoral Dissertation

Belgrade, 2024

### Ментори:

др. Весна Цветков, редовни професор, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: геофизика

др. Владица Цветковић, редовни професор, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет, редовни члан САНУ; ужа научна област: петрологија

## Комисија за оцену и одбрану тезе:

др. Драгана Ђурић, ванредни професор, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: геофизика

др. Дејан Прелевић, редовни професор, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: геохемија

др. Драган Станков, ванредни професор, Универзитет у Београду, Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: примењена математика

др. Александра Коларски, научни сарадник, Универзитет у Београду, Институт за Физику; ужа научна област: геофизика

### ЗАХВАЛНИЦА

Ова теза је резултат вишегодишњег рада који би био неупоредиво тежи, а теза вероватно и неизводљива без помоћи многих којима овде желим да се захвалим.

Пре свега, желим да се из свег срца захвалим својим менотирма Весни и Владици који су од почетка имали вере у моју могућност да ову проблематику савладам и да ову тезу успешно завршим. Захваљујем им се на њиховим саветима и питањима, на похвалама и критикама. Њихово разумевање за моја настојања да се бавим нумеричком геодинамиком као и њихова безусловна подршка и стрпљење су били пресудни за успех ове тезе.

Посебну захвалност дугујем Тарасу Герји који ме је увео у свет нумеричке геодинамике. Кроз Тарасова предавања су моји геодинамички снови почели да постају јава. Захваљујем му се на нумеричком коду који је коришћен у овој тези као и на многим саветима који су ме усмеравали током мог рада на овој тези.

Захваљујем се Институту за геофизику, Универзитета ЕТХ у Цириху на њиховом гостопримству и на одобреном приступу и коришћењу њиховог кластера Ојлер. Без Ојлера, моделовање у овом раду би било неупоредиво спорије.

Захваљујем се свим члановима комисије који су прегледали ову тезу, на основу чијих препорука и корекција је овај текст значајно побољшан. Хвала им на стрпљењу и борби са мојим правописним грешкама.

На крају, желим да се из свег срца захвалим мојим драгим родитељима Веци и Божи, чију безрезервну подршку и пажњу сам имао на сваком кораку овог пута. Хвала вам на љубави и вери у мене. Захваљујем се свим пријатељима и колегама који су били уз мене током ових година. Посебно се морам захвалити мојим мачкама Јогурту и Ктулуу, без којих бих ову тезу много раније завршио, али са неупоредиво мањим ужитком.

Никола Станковић

# НУМЕРИЧКЕ СИМУЛАЦИЈЕ ПРОЦЕСА ЗАТВАРАЊА ВАРДАРСКОГ ДЕЛА НЕОТЕТИСА

# Сажетак

Мезозојску геодинамику Балканског полуострва карактеришу процеси затварања океана Неотетиса који су грубо довели до данашњег распореда геотектонских јединица. Тачна динамика ових процеса, редослед геодинамичких догађаја, као и објашњење настанка и смештања офиолитских појасева и магматских стена у овом периоду међу геолозима доводи до различитих тумачења и контроверзи. Ова теза доприноси решавању геодинамичких проблема који су везани за последње фазе развоја мезозојског океана Неотетиса. У те сврхе примењена је релативно нова методологија нумеричког геодинамичког моделовања. У тези су формирани 2Д термомеханички модели. Они обухватају: а) затварање Неотетиса и б) динамику већ субдуковане плоче. Коришћен је геодинамички код I2VIS који примењује методу конзервативних коначних разлика и поступак маркера у ћелији. Спроведена је ограничена параметарска студија где су истражени утицаји различитих параметара на еволуцију затварања Неотетиса. Утврђени су утицаји укупне почетне ширине океана, асиметрије океанског домена, старости океанске литосфере, брзина кретања плоча, као и вредности фактора слабљења услед присуства флуида и растопа. Резултати моделовања указују да је за објашњење различитих офиолитских појасева на Балканском полуострву довољно постојање једног океанског домена који се затвара путем једне интраокеанске субдукције оријентисане ка североистоку. Такође, у овим нумеричким симулацијама океан се затвара након 25 милиона година, што одговара концепцији затварања Неотетиса крајем јуре - почетком креде. На питање магматизма горње креде (Сава-Вардар зона и Тимочки магматски комплекс) је у контексту резултата овог моделовања пружен физички оправдан сценарио који се односи на накнадно кидање већ субдуковане плоче и уздизање њеног плићег дела, што може довести до постколизионог магматизма близу контакта Европе и Адрије. Ово моделовање указује да механизам откидања плоче може изазвати накнадни субдукциони магматизам у одсуству отвореног океана на површини.

Кључне речи: геодинамика, нумеричко моделовање, Неотетис, офиолити

Научна област: геонауке

Ужа научна област: геофизика

УДК број: 550.3:681.5.015(1-282.249.2)(043.3)

## NUMERICAL SIMULATIONS OF THE PROCESS OF CLOSURE OF THE VARDAR BRANCH OF NEOTETHYS

## Abstract

Mesozoic geodynamics of the Balkan peninsula is characterized by processes of oceanic closure of Neotethys that roughly lead to the present configuration of geotectonic units. Precise dynamics of these processes, the sequence of geodynamic events, as well as the explanation of origin and emplacement of the ophiolite belts and magmatic rocks in this period leads to different interpretations and controversies among geologists. This thesis is contributing to the solution of geodynamic problems related to terminal phases of the life of Mesozoic ocean called Neotethys. To this end, a relatively novel methodology of numerical geodynamic modelling is applied. In the thesis 2D thermomechanical models are created. These include: a) closure of Neotethys and b) dynamics of already subducted plate. A geodynamic code I2VIS, utilizing the conservative finite differences method with marker-in-cell approach, is used. A limited parameter study was conducted, wherein the influences of different parameters on the evolution of Neotethys closure were investigated. The influences of the following parameters are determined: initial ocean width, asymmetry of the oceanic domain, ages of oceanic lithosphere, plate velocities as well as the values of weakening factors due to presence of fluids and melts. Results of the modelling suggest that a single oceanic domain, closed via a single north-eastward intra-oceanic subduction in sufficient in order to account for different ophiolite belts in the Balkans. Furthermore, in these numerical simulations the ocean is fully closed after 25 million years, which is in agreement with the concept of the Neotethyian closure in the Latest Jurassic - Earliest Cretaceaus. With regards to the question of Upper Cretaceaus magmatism (Sava-Vardar zone and Timok Magmatic Complex), the modelling in this thesis has given a physically sound scenario which relates to the detachment of the already subducted plate, and the rise of its shallower parts, which can lead to the post-collisional magmatism in the vicinity of Europe-Adria contact. This modelling suggests that the mechanism of plate detachment can induce subsequent subduction-related magmatism in the absence of an open ocean at the surface.

Keywords: geodynamics, numerical modelling, Neotethys, ophiolites

Scientific field: geosciences

Scientific subfield: geophysics

**UDC number:** 550.3:681.5.015(1-282.249.2)(043.3)

# Садржај

1	Уво	Увод					
<b>2</b>	Дефиниција геодинамичког проблема						
	2.1	Геоди	намичка поставка Балканског полуострва	3			
	2.2	Радна хипотеза и задаци нумеричког моделовања					
3	Методологија нумеричког геодинамичког моделовања						
	3.1	1 Принципи нумеричке геодинамике					
	3.2	Структура геодинамичког кода					
	3.3	3.3 Нумеричко решавање геодинамичких једначина					
		3.3.1	Метода коначних разлика	16			
		3.3.2	Дискретизација једначине континуитета	20			
		3.3.3	Дискретизација Стоксове једначине	21			
		3.3.4	Решавање једначине температуре	25			
		3.3.5	Проблем адвекције и метода маркера у ћелији	29			
4	Mo,	Моделовање вардарског дела Неотетиса 3					
	4.1	1 Приступ моделовању					
		4.1.1	Интраокеанска субдукција	37			
		4.1.2	Обдукција офиолита	38			
		4.1.3	Изалучна екстензија	39			
		4.1.4	Постколизиони магматизам	41			
	4.2	Почетна поставка модела					
	4.3	Физичка својства стенских материјала 43					
5	Резултати нумеричких симулација затварања Неотетиса						
	5.1	Референтни модел					
		5.1.1	Заустављање конвергенције	55			
	5.2	Парам	летарска студија	56			
		5.2.1	Утицај брзина плоча	57			
		5.2.2	Утицај почетне ширине океана	59			
		5.2.3	Утицај старости океанске литосфере	62			
		5.2.4	Утицај присуства флуида и растопа	63			
6	Проблем горњокредног магматизма						
	6.1	Симу.	пирање откидања субдуковане литосфере	65			
	6.2	Наста	вак еволуције референтног модела	69			
7	Дио	скусија 7					

### 72

7.1	7.1 Затварање Неотетиса				
	7.1.1	Екстензија по маргини Европе	72		
	7.1.2	Обдукција и састав офиолита	74		
	7.1.3	Временски редослед геодинамичких догађаја	77		
7.2	Порев	сло горњокредног магматизма	79		
8 Закључак					
Литература					
Додаци					
А	Табел	а јединица	94		

## 1 Увод

Нумеричко геодинамичко моделовање представља начин проучавања геодинамичких процеса који управљају термомеханичким развојем планете. Ова дисциплина је у току претходне две деценије доживела значајан развој (Gerya, 2011, 2022). Квантитативно проучавање геодинамичких процеса има знатно дужу историју, тако да нумеричко моделовање процеса који управљају тектоником плоча није много млађе од саме теорије тектонике плоча (Turcotte & Schubert, 2002). Важни радови везани за конвекцију омотача и топлотног развоја литосфере објављени су још седамдесетих и осамдесетих година прошлог века (нпр. Turcotte & Oxburgh, 1967, 1972; Jarvis & Peltier, 1982; Jarvis, 1984; Gurnis & Davies, 1986; Gurnis, 1988). Међутим, иако су дали непроценљив допринос разумевању динамике унутрашњости планете, ово моделовање је било мале резолуције и прецизности, и није на довољно реалистичан начин третирало реологију стенског материјала да би било адекватно за симулирање конкретних геодинамичких процеса неког геолошког простора. Напредак у развоју и примени различитих нумеричких метода, као и у развоју рачунарске технике и капацитета, дозволио је развој значајно напреднијих поступака нумеричког геодинамичког моделовања. Ове методе се увелико користе за решавање и анализу различитих геодинамичких проблема, како у циљу проучавања саме физике геодинамичких процеса и утицаја различитих параметара на њих (нпр. Gorczyk et al., 2007; Gerya et al., 2008; Duretz et al., 2011; Ueda et al., 2012), тако и у циљу бољег разумевања развоја специфичних геолошких терена и тестирања различитих хипотеза о њиховом геодинамичком развоју разматрањем физичких механизама који њима управљају (нпр. Haessig et al., 2016; Yang et al., 2022). Физички закони који описују термомеханички развој стена на планети Земљи нису искључиво везани за трећу планету од Сунца, па се нумеричко геодинамичко моделовање користи и при симулирању дуготрајних процеса и на другим терестричким планетама и њиховим сателитима (нпр. Tackley & Stevenson, 1993; Schubert et al., 2001; Turcotte & Schubert, 2002; Armann & Tackley, 2012; Lichtenberg et al., 2019; Stern & Gerya, 2024). Код нас, први покушаји нумеричког моделовања геодинамичких процеса су објављени у Andrić et al. (2018). У овој тези је примењено нумеричко моделовање примењено на нека од контроверзних питања геодинамичког развоја Балканског полуострва. Основни циљ тезе јесте да се применом нумеричког геодинамичког моделовања пружи допринос текућој дебати међу геолозима који проучавају проблем постанка балканских офиолита и процесе затварања Неотетиса. Ова теза такође има за циљ и да српској геолошкој заједници представи методологију нумеричког геодинамичког моделовања и да подстакне друге истраживаче и студенте да прихвате ову методологију као нови алат који им може послужити у научном раду.

Једно од основних и најпрепознатљивијих карактеристика Балкана јесте коридор који чине офиолити Западне и Источне вардарске зоне и уска Сава-Вардар зона (нпр. Schmid et al., 2008; Cvetković et al., 2016). Овај коридор се у виду широког појаса на Балканском полуострву протеже централном осом грубо по правцу север-југ, раздваја главне тектонске јединице и означава линију затварања Неотетиса. Разумевање процеса затварања овог океана захтева разматрање следећих проблема:

- број океанских домена који је постојао током јуре;
- механизми обдукције офиолита;
- време коначног затварања Неотетиса;
- извор и природа горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса.

У оквиру ове тезе, методологијом нумеричког геодинамичког моделовања терминалних фаза развоја мезозојског Неотетиса, разматрају се горе наведени геодинамички проблеми. Широко прихваћена хипотеза о једном јурском океану је тестирана у нумеричким моделима који су развијени у оквиру овог рада, при чему је моделовање фокусирано на смештање различитих офиолитских појасева и изазивање екстензије у горњој плочи (маргина Европе). Развијени су нумерички модели интраокеанске субдукције Неотетиса као и модели постколизионе, подповршинске динамике субдуковане плоче у контексту разматрања горњокредног магматизма. Резултати приказани у овој тези у великој мери прате резултате моделовања затварања Неотетиса објављене у Stanković et al. (2023).

Овде треба појаснити главну номенклатуру која се користи у овој тези. Како у ширем смислу Вардарска зона представља граничну зону између два континента, при чему Сава-Вардар зона означава тачну линију по којој је затворен последњи мезозојски океан, она раздваја геотектонске јединице које су повезане са развојем различитих континената. Ова два континента су делови Гондване и Лауразије. У овој тези су прихваћени следећи називи: све тектонске јединице Западно од ове зоне се називају Адријом (фронталним делом Гондване/Африке), док се све јединице источно од исте зоне називају Европом (чеоним делом Лауразије).

Такође, треба напоменути да се у овој тези користе следеће мерне јединице. За време се користи јединица "милион година" са ознаком 1 Ма =  $10^6$  год.  $\approx 3.1536 \times 10^{13}$  s. Ова јединица се користи и за означавање количине протеклог времена и за старости јединица, с тим што је увек јасно назначено када је у питању старост. За брзину се користи јединица "центиметар годишње" односно, 1 ст/а  $\approx 3.16887 \times 10^{-10}$  m/s. Све остале стандардне јединице које се користе у овој тези дате су у табели јединица у Додатку А. На местима у тези где се користе друге јединице, оне су јасно назначене.

Следећа поглавља су организована тако да су прво у Поглављу 2 детаљније приказани сами геодинамички проблеми који се моделују. Ово поглавље приказује постојеће геолошке хипотезе које покушавају да објасне проблем затварања вардарског дела Неотетиса. Представљене су контроверзе у вези са бројем океанских домена и тачним временом затварања Неотетиса. Ово поглавље детаљније приказује геодинамичке претпоставке које ова теза тестира. У Поглављу 3, представљена је методологија нумеричког геодинамичког моделовања. Изложене су основне једначине које описују термомеханички систем који представља Земљину унутрашњост. Потом је представљена метода конзервативних коначних разлика која је коришћена за нумеричко решавање ових једначина, као и поступак маркера у ћелији. Поглавље 4 детаљно разрађује приступ моделовању затварања Неотетиса који је прихваћен у овом раду. Описани су резултати претходних покушаја моделовања који су корисни за моделовање овог процеса и о потенцијалним потешкоћама које утичу на моделовање. На крају су детаљно представљене хипотезе које су тестиране, и које укључују интраокеанску субдукцију, и откидање субдуковане плоче. Приказана је почетна поставка модела као и сви параметри, почетни и гранични услови модела, реолошка својства стена које фигуришу у моделима развијеним у овој тези. Потом су у поглављима 5 и 6 редом представљени резултати моделовања интраокеанске субдукције и постколизионог магматизма. У овим поглављима су детаљно представљени резултати нумеричког моделовања. Приказани су развој интраокеанске субдукције, изазивање изалучне екстензије, обдукција офиолита, као и моделовање откидања субдуковане плоче. Такође, приказани су и резултати анализе утицаја различитих параметара на ток нумеричких симулација као и примећени проблеми при моделовању. Рад се завршава дискусијом резултата у Поглављу 7 и закључком у Поглављу 8.

# 2 Дефиниција геодинамичког проблема

Геодинамички проблем који се у овој тези решава јесте затварање Неотетиса путем једне интраокеанске субдукције као и обдукција офиолита која је последица тог затварања. У овом поглављу следи преглед геодинамичке поставке Балканског полуострва и појашњење хипотезе која је прихваћена у овој тези.

#### 2.1 Геодинамичка поставка Балканског полуострва

На геолошкој карти Балканског полуострва уочава се по грубом правцу север-југ маркантна тектонска зона. Ова зона која се назива Сава-Вардар зона представља шав некадашњег океана Неотетиса и маркира линију његовог затварања. Сава-Вардар зона је део ширег коридора који је састављен од офиолитских појасева Источне и Западне вардарске зоне. Геотектонске јединице везане за централну осу Балканског полуострва представљају само један сегмент ширег Алпско-Хималајског орогеног система (Sengör & Yilmaz, 1981; Dercourt et al., 1986; Schmid et al., 2008; Zhu et al., 2022). Вардарску зону у целини први је издвојио Kossmat (1924), а различити аутори су касније ову зону делили на подзоне, нпр. интерна, централна и екстерна подзона, или западна, централна и источна вардарска подзона (нпр. Toljić et al., 2019). Сава-Вардар зона одваја две велике тектонске групе блокова. Источно и североисточно од Сава-Вардар зоне се налазе геотектонске јединице које су повезане са развојем Европе, док су геотектонске јединице западно и југозападно од ове сутурне зоне делови Адрије (Cvetković et al., 2016). Овај коридор се на Балкану простире од северних делова Грчке преко територије Северне Македоније, по правцу север-југ већином територије Србије, где код Београда скреће ка западу и наставља кроз територије Босне и Херцеговине и Хрватске (Schmid et al., 2008). Ова зона је деформисана каснијим миоценским отварањем панонског басена (Horváth et al., 2006; Ustaszewski et al., 2008), па се значајни њени делови налазе у Румунији и Мађарској. Офиолити Источне и Западне вардарске зоне представљају два различита офиолитска појаса који чине остатке океана Неотетиса. Груба геотектонска карта Балкана је приказана на слици 1 (прилагођена на основу Schmid et al. (2008)).

У геотектонске јединице Адрије се убрајају Интерни и Екстерни Динариди, Будва-Цукали јединица, Дрина-Ивањица и Копаоник. Јединице Европе укључују мегајединицу Дакија (Српско-македонска маса и Карпато-Балканиди), Родопе и Мезијску платформу. У геодинамичком смислу офиолити Западне и Источне вардарске зоне представљају остатке вардарског огранка Неотетиса - океана који је постојао током мезозоика на простору од данашње југоисточне Азије, Хималаја, преко Блиског Истока до Алпа. Овај океан је наследио развој старијег океана Палеотетиса (Seton et al., 2012; Zhu et al., 2022).

Офиолити Западне вардарске зоне се могу поделити на два паралелна подпојаса који су различите удаљености од контакта динаридско-хеленидског појаса и панонско-карпатског сектора, прецизније од Сава-Вардар зоне као главног шава (Jones & Robertson, 1991; Beccaluva et al., 1994; Bazylev et al., 2009). Ова два подпојаса Западне вардарске зоне су у плану раздвојени метаморфним комплексима мегајединице Дрина-Ивањица-Кораб-Пелагонија која обухвата делове палеозојске подлоге Адрије (Schmid et al., 2008). Време обдукције ових офиолита се грубо може ограничити старошћу оверстеп секвенце<sup>1</sup> коју представљају конгломерати титонске и беријаске старости, такође позната и као Погари формација (Aubouin & Dercourt, 1970; Pamić et al., 2000). Старост океанског дна офиолита Западне вардарске зоне приближно је одређена присуством базалта који се налазе

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Оверстеп секвенца (енг. overstep sequence) је седиментна секвенца која дискордантно прекрива офиолите и тиме указује на минималну старост обдукције.



Слика 1: Поједностављена геотектонска карта главних јединица на Балкану са легендом. Прилагођено на основу Schmid et al. (2008)

у директном контакту са рожнацима горњотријаске (горњи карник - средњи норик) до горњојурске старости (горњи кимериџ) (Obradović & Goričan, 1988; Goričan et al., 1999). У оквиру спољног (екстерног) подпојаса Западне вардарске зоне убрајају се следеће важне појаве: Криваја-Коњух масив у Босни и Херцеговини, Златибор у југозападној Србији, Мирдита-Тропоја, Кукес и Булћиза масиви у Албанији, као и Пинд (Пиндос) и Црвена Гора (Вуринос) масиви у Грчкој. С друге стране, појаве унутрашењег (интерног) подпојаса у Србији су планине Маљен, Столови и Копаоник. Ова подзона се значајно сужава према југу.

Офиолити Источне вардарске зоне представљају уску зону која се простире у правцу север-југ и иде кроз Србију, Северну Македонију и Грчку, док се у северним деловима на територији Румуније знатно проширује. У најважније појаве Источне вардарске зоне се убрајају офиолити Јужних Апусена и трансилванијски офиолити у Румунији (Nicolae & Saccani, 2003; Ionescu et al., 2009; Gallhofer et al., 2017), појаве код Крагујевца (Ждраљица) и код Куршумлије у Србији (Resimić-Šarić et al., 2005; Воžović et al., 2013), офиолити Ђевђелије-Демир Капије који су откривени у најјужнијим деловима Северне Македоније и најсевернијим деловима Грчке (Saccani et al., 2008; Воžović et al., 2013; Kukoč et al., 2015), као и циркумродопски офиолити који се налазе у близини Солунског залива. Иако геотектонски припадају најзападнијој маргини европске плоче, структурна позиција различитих делова офиолита Источне вардарске зоне је променљива идући од севера ка југу. Ови офиолити у Србији и Северној Македонији често формирају субвертикалне контакте и означени су изразито деформисаним зонама које понегде садрже блокове серпентинита (Boev et al., 2013). Иако се ово интерпретира као навлачење према истоку - североистоку (Schmid et al., 2008), геофизички подаци указују да бар део офиолита Источне вардарске зоне пада према истоку испод Српско-македонске масе (Petrović et al., 2015). Максимална старост смештања офиолита Источне вардарске зоне од око 150 Ма (кимериџ) је утврђена на основу радиометријских старости доступних за ове офиолите (Gallhofer et al., 2017) што је у складу са чињеницом да су офиолити Источне вардарске зоне покривени кречњацима титонске старости као и кластичним кредним седиментима (нпр. код Демир Капије; Hristov et al. (1965)). Нема радиометријских података који би указали на старости стена Источне вардарске зоне које би биле веће од средње јуре што је у складу са геолошким подацима (Zachariadis, 2007; Božović et al., 2013; Bonev et al., 2015).

Офиолити Источне вардарске зоне се углавном састоје од интрузивних и вулканских чланова, са врло ретким појавама серпентинизованих перидотита. Многи аутори сматрају да стене Источне вардарске зоне показују субдукциони афинитет (острвског лука или изалучног басена) (нпр. Zachariadis, 2007; Saccani et al., 2008; Božović et al., 2013; Gallhofer et al., 2017; Boev et al., 2018). Адакитски афинитет ових стена на који су указали Šarić et al. (2009), Božović et al. (2013) и Boev et al. (2018) указује на то да су велики делови офиолита Источне вардарске зоне формирани у горњој плочи интраокеанске субдукционе зоне.

Контроверзе које оптерећују питање непосредног затварања Неотетиса се грубо могу поделити на: a) број океанских домена који је постојао у јури и чијим затварањем је дошло до стварања балканских офиолита, б) начин затварања тих/тог океана и механизми обдукције балканских офиолита, и в) време коначног затварања океана.

Број океанских домена од којих су настали балкански офиолити дуго је био тачка спорења истраживача (Bernoulli & Laubscher, 1972; Channell & Kozur, 1997; Golonka, 2004; Bortolotti & Principi, 2005; Schmid et al., 2008; Robertson et al., 2009). Идеја о више океанских домена подразумева да географски одвојене јединице офиолита или офиолитског меланжа представљају остатке различитих океана. Неки од назива су Неотетис, Мезозојски Тетис, Вардарски океан, Аксиос, Динаридски океан, Малиак-Мелиата, Мирдита, Пиндос. Треба напоменути да су различити аутори користили различите комбинације ових наводних океана при успостављању својих геодинамичких хипотеза. Према овим тзв. вишеокеанским моделима, палеозојске јединице које се налазе између офиолитских појасева представљају остатке некадашњих микроконтиненталних блокова.

Једно могуће објашњење мезозојске геодинамике подразумева постојање само два одвојена океана: динаридског и вардарског океана, чиме се објашњава тренутни распоред палеозојских тектонских јединица, офиолита и офиолитског меланжа. Скица примера затварања два океана дата је на слици 2 и прати модел предложен у Robertson et al. (2009).

С друге стране идеју о једном океану првобитно су предложили Bernoulli & Laubscher (1972), да би је знатно касније оживели Schmid et al. (2008). Према овој концепцији, у току мезозоика је постојао један океан и сви балкански офиолити представљају производе затварања једног океана. Иако је хипотеза о једном океану данас углавном прихваћена (нпр. Schmid et al., 2020; Van Hinsbergen et al., 2020), тумачење механизма обдукције два различита офиолитска појаса приликом затварања једног океана је и даље проблематично. Такође, потребно је објаснити зашто су јединице Западне и Источне вардарске зоне драстично структурно различите. Офиолити Западне вардарске зоне су део Динаридско-

Хеленидског орогеног система док су офиолити Источне вардарске зоне садржани у уском појасу који структурно припада Панонско-Карпатском делу Алпско-Медитеранског појаса. Узимајући у обзир ове разлике, многи аутори подразумевају више активних субдукционих система како би објаснили различит карактер два офиолитска појаса (нпр. Maffione & van Hinsbergen, 2018).

Један од начина на који би један субдукциони систем довео до стварања два различита офиолитска појаса јесте тај у којем офиолити Источне вардарске зоне настају у изалучном басену, близу маргине Европе (Воžović et al., 2013; Boev et al., 2018), док су офиолити Западне вардарске зоне остатак литосфере Неотетиса. Офиолити Источне вардарске зоне и офиолити Западне вардарске зоне указују на различито порекло, а сличне старости њиховог формирања. Док офиолите Западне вардарске зоне карактерише прелаз од афинитета супрасубдукционе зоне (енг. supra-subduction zone, SSZ) ка афинитету средњег океанског гребена (енг. mid-ocean ridge, MOR) (Maksimović & Majer, 1981; Faul et al., 2014), офиолити Источне вардарске зоне су искључиво SSZ карактера (Zachariadis, 2007; Gallhofer et al., 2017) због чега се може закључити да су ова два офиолитска појаса вероватно настала у различитим геодинамичким условима.

Што се тиче времена коначног затварања Неотетиса, офиолити вардарске зоне су највероватније обдуковани крајем јуре (Dimo-Lahitte et al., 2001; Bazylev et al., 2009; Gallhofer et al., 2017; Márton et al., 2017). Навлачење офиолита се обично доводи у везу са процесима затварања океана (Kearey et al., 2009). Стога је широко прихваћено да се већина офиолита на Балкану обдуковала у горњој јури - доњој креди (Robertson et al., 2009), што је у складу са идејом да је у то време затворен и последњи океански домен Неотетиса. На овај начин затварање Неотетиса је текло паралелно са обдукцијом јурксих офиолита што имплицира да океана није било током креде, односно да је у то време сва океанска литосфера већ била субдукована или обдукована.



Слика 2: Скица геодинамичког сценарија објашњења настанка балканских офиолита преко затварања динаридског и вардарског океана (Robertson et al., 2009). Скица је прерађена и није у размери Међутим, проналаском базалтних јастучастих лава и дијабазних дајкова на планини Козари који су интерпретирани као посебна и несумњиво млађа офиолитска формација (Karamata et al., 2005; Cvetković et al., 2014) оживљена је идеја о томе да је океан био отворен током креде. Будући да се горњокредни магматски продукти пружају дуж читаве Сава-Вардар зоне, као и да неке појаве такође показују сличности са офиолитима (нпр. Клепа), ове наводне офиолите су неки аутори протумачили као остатке млађег океанског домена који су назвали Сава- или Сава-Вардар океаном који је према овим истраживачима постојао током целе креде (Schmid et al., 2008; Ustaszewski et al., 2009; Toljić et al., 2018; Van Hinsbergen et al., 2020). Ово имплицира да се Сава-Вардар океан затворио крајем креде, а да истоимена шавна зона представља траг тог затварања. У складу са овом хипотезом, постојање субдукције Сава-Вардар океана у горњој креди се такође доводи у везу са настанком познатог горњокредног магматског и металогенетског појаса Апусени -Банат - Тимок - Средњогорје (Gallhofer et al., 2015).

Међутим, скорија истраживања су довела у питање геодинамички афинитет магматских јединица Сава-Вардар зоне (Cvetković et al., 2014; Prelević et al., 2017; Sokol et al., 2020). Доступни геохемијски и изотопски подаци из горњокредних лава (Клепа, Козара, Славонија) говоре да ове вулканске стене немају састав који је типичан за офиолитске секвенце (Prelević et al., 2017), већ да су оне највероватније настале кристализацијом интраконтиненталних магми из различитих извора у омотачу (Sokol et al., 2020).

Заговорници постојања кредног океана, Сава-Вардар зону објашњавају или као остатке акреционе призме најмлађег Неотетиса који је и даље отворен (Ustaszewski et al., 2009; Gallhofer et al., 2015) или као део испредлучног басена током и даље отвореног Неотетиса (Toljić et al., 2018; Márton et al., 2022). С друге стране, аутори који прихватају доказе о природи магматских јединица у Сава-Вардар зони као производима интраконтиненталног вулканизма (Köpping et al., 2019; Sokol et al., 2020) тумаче Сава-Вардар зону као континенталну зону транскурентног раседања по тектонској граници између Адрије и Европе које су се већ судариле (Csontos et al., 2004), а не као офиолите настале од горњокредног океана.

Идеја о постојању океана током креде наилази на проблем при објашњавању обдукције офиолита Западне вардарске зоне која се догодила у јури. С друге стране, идеја о затвореном океану крајем јуре - почетком креде, наилази на проблем објашњења широко распрострањеног магматизма Тимочког магматског комплекса (TMK) горњокредне старости (Banješević, 2010) за који се сматра да има несумњиво субдукционо порекло, и представља део ширег металогенетског појаса Апусени - Банат - Тимок - Средњогорје (von Quadt et al., 2005).

### 2.2 Радна хипотеза и задаци нумеричког моделовања

Ова теза има задатак да примени методологију нумеричког геодинамичког моделовања на недовољно објашњене аспекте процеса затварања Неотетиса. Циљ је да нумерички модели дају нови увид у проблеме у вези са питањем терминалних фаза развоја овог мезозојског океана.

При нумеричком моделовању у овом раду, тестира се стандардна идеја о постојању једног јурског океана - Неотетиса. Такође, моделовање треба да допринесе одговору на питање структурних и генетских разлика између офиолита Источне и Западне вардарске зоне. Моделовање дакле има задатак да провери да ли је једна интраокеанска субдукција Неотетиса могла бити довољна како би се објаснила два одвојена, по саставу различита, структурно супротна офиолитска појаса различитог порекла, а сличног времена настанка. У складу са разматрањима датим у Воžović et al. (2013) и Boev et al. (2018), претпоставља се да једна интраокеанска субдукција може изазвати изалучну екстензију на европској маргини што би довело до стварања будуће Источне вардарске зоне (Слика 36).

Ова претпоставка такође подразумева да офиолити Западне вардарске зоне потичу од остатака литосфере самог Неотетиса навучених (обдукованих) преко Адрије. За разлику од других реконструкција које претпостављају један океан, али које користе више субдукционих система (нпр. Maffione & van Hinsbergen, 2018) (Слика За), у овој тези се претпоставља да је једна интраокеанска субдукција довољна да објасни стварање и смештање оба офиолитска појаса.

Са становишта времена затварања океана, ова теза прихвата идеју да је последњи океан затворен крајем јуре/почетком креде. До овакве претпоставке се долази на основу тога што су докази за смештање офиолита у јури убедљиви, док је постојање океана након смештања јурских офиолита крајње упитно. Поред тога, докази о интраконтиненталном карактеру магматизма Сава-Вардар зоне указују на то да у време горње креде више није било отворених океанских домена. На основу горе побројаног, логично је претпоставити да је последњи океан чији су реликти данас присутни на Балкану затворен крајем јуре.

Ипак, иако су аргументи за јурско затварање океана убедљиви, моделовање треба да пружи одговор на питање горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса. Модели у другом делу овог рада ће нумерички истражити сценарио који може довести до екстензије по сутурној зони након затварања океана. Треба напоменути да је механизам постколизионе транстензије који се предлаже у Köpping et al. (2019) и Sokol et al. (2020) као могући механизам стварања магматских секвенци Сава-Вардар зоне, суштински тродимензионална појава која се не може моделовати дводимензионалним геодинамичким моделовањем, те она остаје ван оквира ове тезе.



Слика 3: Скица могућих геодинамичких сценарија затварања једног јурског Неотетиса. Са леве стране (а) приказано је затварање океана преко два субукциона система према Maffione & van Hinsbergen (2018). Са десне стране (б) скица приказује могућу еволуцију затварања Неотетиса путем једног интраокеанског субдукционог система. Овај модел је прихваћен у овом раду, а заснива се на идеји приказаној у Boev et al. (2018). Према овој идеји, једна североисточно оријентисана интраокеанска субдукција изазива стварање и обдукцију офиолита Источне вардарске зоне на маргини Европе и обдукцију офиолита Западне вардарске зоне на маргину Адрије. Скица није у размери

Најзначајнији контра-аргумент оваквој поставци јесте постојање распрострањеног горњокредног магматизма Апусени - Банат - Тимок - Средњогорје појаса, који се често тумачи као син-субдукциони. Моделовање у овом раду ће пружити алтернативно решење за овај проблем у виду накнадне динамике већ субдуковане литосфере Неотетиса (и дела Адрије). Овај развој у одсуству отвореног океана на површини карактерише откидање субдуковане плоче и враћање у плићи субдукциони пложај њеног преосталог плићег дела. Нумеричким моделовањем ће се истражити могућност процеса откидања субдуковане плоче као одговорног механизма за изазивање постоколизионог магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса.

# 3 Методологија нумеричког геодинамичког моделовања

Термин "геодинамика" се у овој тези односи на интердисциплинарну научну област која се бави проучавањем механичних и термодинамичких процеса који доводе до кретања и деформација у унутрашњости Земље као и других терестричких планетарних тела. Геодинамика проучава механику кретања и деформације стенског материјала у Земљином омотачу и кори, разматра силе које доводе до тих кретања и проучава поље температуре и пренос топлоте у Земљиној унутрашњости.

На овај начин схваћена, може се рећи да геодинамика постоји од како постоји и геологија. Квантитативна анализа неких питања којима се бави геодинамика јесте спровођена у ранијим периодима. Два маркантна примера јесу прорачуни Лорда Келвина средином деветнаестог века о топлотној старости Земље (Thomson, 1862) на основу познатог топлотног флукса на Земљиној површи, као и прорачуни и оспоравања различитих аутора двадесетих и тридесетих година прошлог века (нпр. Jeffreys, 1924) о физички утемељеним механизмима у унутрашњости који би дозволили конвекцију испод континената које је предложио Холмс (Holmes, 1931) како би објаснио кретања континената о којима је хипотетисао Вегенер (Wegener, 1912). Са развојем тектонике плоча средином прошлог века (Morgan, 1968) као основног теоријског оквира који описује кретања литосферских плоча и доводи у везу главне фазе развоја тих плоча, долази и до додатног развоја геодинамике. Јавила се потреба за квантитативним проучавањем кретања у Земљином омотачу и деформацијама у кори.

Овај део тезе има за циљ да представи методологију нумеричког геодинмичког моделовања која је искоришћена у овој тези при успостављању модела затварања Неотетиса. У оквиру ове тезе, за нумеричко геодинамичко моделовање коришћена је метода конзервативних коначних разлика, при чему је проблем адвекције решен применом поступка маркера у ћелији. Овакав нумерички приступ је имплементиран у коду I2VIS (Gerya & Yuen, 2003, 2007) који је коришћен за рачунање свих симулација у овој тези. Све симулације су засноване на моделовању временских процеса у две просторне димензије. С обзиром на просторну резолуцију од 1 до 10 km и укупни почетни број маркера од око 12 милиона, експерименти нису били веома меморијски захтевни (до 3 GB RAM меморије), док коначни резултат једне симулације заузима од 20 до 100 GB простора на хард-диску, односно секундарној меморији рачунара. Рачунање експеримената је изведено на рачунару "Ојлер" универзитета ETX (нем. Eidgenössische Technische Hochschule - ETH) у Цириху. Овај кластер се састоји од великог броја повезаних рачунарских јединица, при чему се свака састоји од два процесора фреквенције од 2.7 до 3.7 GHz и доступном RAM меморијом од 64 GB. Просечно време рачунања једне симулације у овој тези је око 48 сати, при коришћењу једног процесорског језгра.

У тексту који следи прво су у Поглављу 3.1 приказани основни принципи нумеричке геодинамике. Ту су приказане једначине континуитета, кретања и температуре. Опсежнији третман и детаљно извођење и анализа основних једначина геодинамике као и пратећих тензорских величина стреса, деформације и брзине деформације су дати у важним уџбеницима (нпр. Schubert et al. (2001); Turcotte & Schubert (2002); Zoback (2010); Gerya (2019)). У Поглављу 3.2 је приказана структура нумеричког геодинамичког кода који је коришћен за развој нумеричких симулација у оквиру ове тезе. Код I2VIS се заснива на дискретизацији једначина (континуитета, кретања и температуре) методом конзервативних коначних разлика, као и на методи маркера у ћелији која обезбеђује боље решавање проблема адвекције. У Поглављу 3.3 је детаљно описан поступак примене нумеричке методе коначних разлика на решавање горе побројаних парцијалних диференцијалних једначина који је примењен у овој тези. Прво је представљена метода коначних разлика, а потом је она примењена при дискретизацији три основне једначине геодинамике. Описан је проблем адвекције који отежава нумеричко решавање транспорта материјала у веома деформабилним срединама и приказано је решење овог проблема методом маркера у ћелији.

#### 3.1 Принципи нумеричке геодинамике

Како би се термомеханички систем који чини Земљина унутрашњост квантитативно представио потребно је тај систем описати одговарајућим једначинама. Основни геодинамички систем једначина се састоји од следеће три парцијалне диференцијалне једначине: а) **једначина континуитета**, б) **једначина кретања** и в) **једначина температуре**. Решавањем овог система парцијалних диференцијалних једначина се може описати термомеханичко стање неке непрекидне средине, у виду поља брзине, притиска и температуре.

Основни услов који геодинамички прорачуни морају задовољити јесте да буду у складу са основним принципом о одржању масе. Очување масе се постиже применом **једначине** континуита. У Ојлеровом облику, једначина се може изразити као:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0, \qquad (3.1.1)$$

где је  $\rho$  густина масе,  $v_i$  представља компоненте вектора брзине  $\vec{v}$  по правцима  $i \in \{x, y, z\}$ , а t је време. Једначина континуитета обезбеђује да је сав флукс масе који улази у одређену запремину једнак флуксу масе који излази ван те запремине и повећању/смањењу густине унутар те запремине.

Деформација континуума је последица дејства унутрашњих и спољашњих сила. **Једначина кретања** у механици контиуума се може посматрати као аналог Другог Њутновог закона кретања. Ова једначина представља формализацију принципа очувања количине кретања. На основу разматрања свих компоненти стреса  $\sigma_{i,j}$  које делују на стране елементарне запремине, може се доћи до једначине која представља баланс свих сила које делују на неку непрекидну средину (Навије-Стоксова једначина) у три ортогонална правца у простору:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_i} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{D v_i}{D t}, \qquad (3.1.2)$$

где су  $\sigma'_{ij}$  компоненте тензора девијаторског стреса, P притисак,  $\rho$  густина, v брзина,  $g_i$  компоненте вектора гравитационог убрзања, а  $x_j$  три координатна правца. Навије-Стоксова једначина кретања представља баланс свих сила које делују на део непрекидне средине.

Када се разматрају веома спора кретања у Земљиној унутрашњости у великој већини случајева се инерцијални члан, односно убрзање  $\frac{Dv_i}{Dt}$  може занемарити тако да се долази до **Стоксове једначине** спорог тока:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_i} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0.$$
(3.1.3)

Стоксова једначина се може изразити преко брзине v уместо стреса коришћењем конститутивног односа општег облика  $\sigma = 2\eta \dot{\epsilon}$ , где је  $\dot{\epsilon}$  тензор брзине деформације<sup>2</sup> и претпо-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Компоненте тензора брзине деформације се изражавају преко градијената компоненти вектора брзине  $v_i$  као:  $\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right)$ , где су  $x_i$  координатни правци. Тензор брзине деформације се може извести из тензора деформације  $\varepsilon$  израженог преко просторних извода компоненти вектора положаја  $\vec{r}$ .

стављањем константне вискозности  $\eta,$  тако да:

$$\eta \frac{\partial^2 v_i}{\partial^2 x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0.$$
(3.1.4)

Једначина кретања, заједно са једначином континуитета представља **Стоксов систем** који се на основу познатих вредности густине, вискозности и гравитационог убрзања решава за непознате  $v_i$  и P.

За сваки чврсти материјал који трпи деформације се може дефинисати **реолошки за**кон или закон тока који повезује стрес и деформацију. Иако су стене у Земљиној кори и омотачу чврсте (што је познато на основу брзина простирања сеизмичких секундарних S таласа (Dziewonski & Anderson, 1981)), током дугих временских интервала оне се понашају као веома вискозни флуид (вискозности од  $10^{18}$  до  $10^{26}$  Pa · s). Овакво понашање чврстих стена се може објаснити механизмима дифузијског пузања (енг. diffusion creep) и дислокацијског пузања (енг. dislocation creep) (Haskell, 1935; Ranalli, 1995; Karato, 2008; Gerya, 2019). Дифузијско пузање је резултат дифузије атома у кристалним зрнима. Равномерно, запреминско дифузијско пузање се још назива и Набаро-Херингово пузање, док дифузијско пузање по преферентним путевима (нпр. површинама зрна) носи назив Коблово пузање. Дислокацијско пузање се односи на деформацију чврсте стене услед механичког оптерећења које доводи до кретања неправилности у кристалној структури (дислокација).

Геодинамички систем треба да задовољи и принцип одржања топлоте. Ово се постиже **једначином температуре**. Она доводи у везу све начине преноса топлоте у датој средини са свим изворима и одливима топлоте који се налазе у тој средини. На основу разматрања преноса топлоте кроз стране елементарне запремине може се доћи до једначине одржања топлоте (једначине температуре) у Лагранжевом облику:

$$\rho C_P \frac{DT}{Dt} = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - \frac{\partial q_z}{\partial z} + H, \qquad (3.1.5)$$

где је  $\rho$  густина масе,  $C_P$  топлотна капацитивност при константном притиску, T температура,  $q_i$  компонента топлотног флукса по правцу  $i \in \{x, y, z\}$ , док H означава све топлотне изворе и одливе који се налазе у оквиру дате запремине. Једначина температуре обухвата кондукцију (парцијални изводи топлотног флукса по правцима), запреминске изворе/одливе топлоте H, и временску зависност температуре  $\frac{DT}{Dt}$  (где материјални/субстантивни/Лагранжев извод  $\frac{D}{Dt}$  обухвата и промену температуре у времену на непокретној Ојлеровој тачки  $\frac{\partial T}{\partial t}$  и адвекцију температуре  $\vec{v} \cdot \nabla T$ )<sup>3</sup>.

Топлотни извори и одводи који се налазе у оквиру посматране запремине се могу приказати у целини преко члана H. Постоји неколико главних извора/одвода топлоте који се јављају у стенама, а то су: а) адијабатско загревање или хлађење  $(H_a)$ , б) латентно загревање или хлађење  $(H_L)$ , в) вискозно загревање  $(H_s)$  и г) радиоактивно загревање  $(H_r)$ .

Адијабатско загревање или хлађење представља генерисање или потрошњу топлоте услед промена у притиску и оно се може изразити као:

$$H_a = T\alpha \frac{DP}{Dt},\tag{3.1.6}$$

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Адвекција представља промену вредности неке физичке величине у времену услед кретања флуида (одн. деформације непрекидне средине) брзином  $\vec{v}$ . Нпр. температура топле воде у некој тачки у простору неке посуде се може променити постепеним хлађењем  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)$  као и додавањем млаза хладне воде - адвекцијом  $\vec{v} \cdot \nabla T$ .

где је  $\alpha$  коефицијент топлотног ширења, а  $\frac{DP}{Dt}$  субстантивни извод притиска по времену. Како је коефицијент топлотног ширења  $\alpha$  позитиван за стенске материјале, адијабатско загревање/хлађење зависи од промене притиска.

Латентно загревање или хлађење представља процес ослобађања или потрошње топлотне енергије приликом фазних промена у стенама. Типичан пример латентног хлађења јесте стапање, а латентног загревања је кристализација.

Вискозно загревање представља дисипацију механичке енергије током неповратних, нееластичних деформација. Вискозно загревање се рачуна преко девијаторских стресова и брзина деформације тако да:

$$H_s = \sigma'_{ij} \dot{\varepsilon}'_{ij}. \tag{3.1.7}$$

Овај израз је увек позитиван или једнак нули зато што при неповратним деформацијама исте компоненте тензора девијаторског стреса и тензора девијаторское брзине деформације имају исти знак, те је њихов производ увек позитиван (Gerya, 2019).

Радиоактивни распад као извор топлоте је значајнији у плићим деловима Земљине унутрашњости и он зависи од састава стена. Типичне вредности су  $2 \times 10^{-6}$  W/m<sup>3</sup> за континенталну кору (гранит),  $2 \times 10^{-7}$  W/m<sup>3</sup> за океанску кору (базалт), и  $2 \times 10^{-8}$  W/m<sup>3</sup> за омотач (перидотит) (Turcotte & Schubert, 2002; Karato, 2008; Gerya, 2019). Концентрације уранијума (U), торијума (Th) и калијума (K), су око  $10^2$  пута мање у омотачу него у кори (Karato, 2008).

Аналитичка решења горе приказаних једначина се не могу увек наћи. Проблеми у налажењу аналитичких решења су и практични и фундаментални. С једне стране, реалистични геодинамички системи који се моделују су довољно комплексни да је тражење аналитичког решења, без грубих апроксимација, врло непрактично, док с друге стране опште аналитичко решење Навије-Стоксове једначине још увек није пронађено и представља једно од отворених математичких питања (Jaffe, 2006).

Нека аналитичка решења за поједностављене случајеве постоје и користе се за грубе процене или за проверу других поступака. Међутим, иако су аналитичка решења од велике важности, квантитативна геодинамика се задњих деценија развија као грана која доминантно користи нумеричке методе. Нумеричке методе решавања парцијалних диференцијалних једначина подразумевају дискретизацију датих једначина. Различите нумеричке методе решавања парцијалних диференцијалних једначина постоје, као што су метода коначних елемената, метода коначних разлика, метода коначних запремина и спектралне методе. Све ове методе се користе у нумеричкој геодинамици (Ismail-Zadeh & Tackley, 2010).

### 3.2 Структура геодинамичког кода

Под геодинамичким кодом се подразумева рачунарски програм који применом одређених нумеричких метода решава геодинамичке једначине (једначина континуитета, Стоксова једначина у x правцу, Стоксова једначина у y правцу и једначина температуре). Геодинамички код може имати додатне задатке, попут вођења рачуна о стапању и кристализацији стена, хидратацији стена, сеидментацији и ерозији, рачунања једначине стања и сл. Међутим основа сваког геодинамичког кода јесте рачунање поља брзине и притиска на основу Стоксовог система, рачунање температуре на основу једначине температуре и корачање у времену. Овде ће бити приказана груба структура кода који је примењен у овој тези, а који примењује методу конзервативних коначних разлика при дискретизацији геодинамичких једначина и решава проблем адвекције методом маркера у ћелији. Овај поступак је данас у широкој употреби (Gerya, 2011, 2022), а заснован на методама које су дуго познате, али које су у контексту геодинамике значајно популаризоване радовима Gerya & Yuen (2003, 2007). Детаљно образлагање ове методе је дато у Gerya (2019). Поједностављена шема алгоритма геодинамичког кода је приказана на слици 4. Овај алгоритам примењује методу конзервативних коначних разлика на измештеној нумеричкој мрежи (Слика 5) са решавањем адвекције поступком маркера у ћелији.

Приликом моделовања неког геодинамичког процеса прво је потребно дефинисати геометријски домен модела, нумеричку мрежу (са константним или променљивим одстојањима) и почетне позиције маркера. Потребно је да маркера има више него што је чворова нумеричке мреже тако да се у једној ћелији нумеричке мреже налази бар пет маркера. Почетним позицијама маркера се додаје мала насумична пертурбација која је таква да их не може изместити више од  $\Delta x/2$ ,  $\Delta y/2$ . На основу довољно густе нумеричке мреже и довољно великог броја маркера (што зависи од потребне резолуције модела), решавају се једначине применом методе коначних разлика.

Такође, потребно је дефинисати физичка својства стена/материјала које ће фигурисати у моделу. Ова својства су густина, вискозност, топлотни капацитет, топлотна проводљивост, радиогена топлота, коефицијент топлотног ширења, стишљивост као и реолошки параметри за закон тока (активациона енергија, активациона запремина, преекспоненцијални фактор, експонент стреса, угао унутрашњег трења). Фиксирана Ојлерова нумеричка мрежа се успоставља тако да су различити параметри измештени на различитим чворовима нумеричке мреже као на слици 5.

Пре решавања једначина потребно је прво успоставити почетне услове и граничне услове. Почетни услови се огледају у просторном распореду различитих већ дефинисаних материјала као и у почетном пољу температуре T(x, y). Просторни распоред неког материјала



Слика 4: Поједностављена шема алгоритма геодинамичког кода примењеног у овој тези, а који примењује методу конзервативних коначних разлика и поступак маркера у ћелији



Слика 5: Део измештене нумеричке мреже за дискретизацију геодинамичких једначина методом конзервативних коначних разлика. Различите величине су дефинисане на различитим чворовима (види легенду)

се назива и композиционо поље. Композиционо поље је дефисано геометријски и свим маркерима који падају под домен композиционог поља неког материјала се приписују сва физичка својства која дефинишу тај материјал. Почетни услов за температуру најчешће представља вертикални профил температуре кроз онај део литосфере и дубљег омотача који се моделује. У ове сврхе се користе вредности геотермалног градијента у литосфери и адијабатског градијента у дубљем омотачу.

Гранични услови дефинишу понашање брзине  $\vec{v}$  и температуре T на границама модела. Гранични услови за брзину (нпр. услов слободног проклизавања) су потребни за решавање Стоксовог система (једначина континуитета + две Стоксове једначине), док су гранични услови за температуру потребни за решавање једначине температуре. Модел се може оптеретити додатним условима који утичу на ток нумеричке симулације као што су нпр. услови при рачунању ерозије и седиментације. У овој тези је примењен једноставан модел ерозије и седиментације (види Поглавље 4.3).

Након успостављања почетног модела и граничних услова, врши се интерполација физичких параметара са маркера на чворове нумеричке мреже. За овај поступак користи се билинеарна интерполација. Потом се на фиксираној Ојлеровој мрежи решавају једначина континуитета и Стоксове једначине у x и y правцу. Једначине се решавају решавањем система линеарних једначина директном методом. Резултат јесу просторне расподеле компоненти брзине  $v_x(x, y)v_y(x, y)$  и притиска P(x, y). При рачунању виско-пластичне реологије, потребно је ажурирати вредности виско-пластичне вискозности на чворовима нумеричке мреже.

На основу поља брзине и одстојања међу чворовима нумеричке мреже, одређује се ду-

жина временског корака за померање маркера  $\Delta t_m$ , тако да то померање не буде веће од половине растојања између суседних чворова нумеричке мреже. Потом се рачунају промене у стресу на чворовима за  $\Delta t$ . Врши се интерполација  $\Delta \sigma$  са чворова на маркере. Потом се дефинише корак у времену  $\Delta t$  за решавање једначине температуре. Следи решавање једначине температуре у Лагранжевом облику на фиксној Ојлеровој мрежи. Промене у температури  $\Delta T$  се интерполирају са мреже на маркере.

Након решавања једначине температуре преостаје да се маркери који сада носе информацију о промени у температури и стресу, изместе у складу са пољем брзине. Овде се примењује адвекциона шема Рунге-Кута четвртог реда и интерполација у складу са принципом континуитета. Када су маркери на својим новим позицијама, протекло је време  $\Delta t$  и поступак се понавља, почевши са интерполацијом физичких својстава са новопозиционираних маркера на чворове нумеричке мреже. Корачање у времену се понавља до испуњења неког предефинисаног критеријума односно постизања циља.

Како би се овакав алгоритам могао применити, потребно је дискретизовати једначину континуитета, Стоксову једначину спорог тока и једначину температуре методом конзервативних коначних разлика. Такође, потребно је објаснити поступак маркера у ћелији који се састоји у наизменичној интерполацији физичких својстава са маркера на чворове нумеричке мреже и обрнуто, и померању материјалних маркера у складу са пољем брзине. Ова питања су обрађена у следећем поглављу.

#### 3.3 Нумеричко решавање геодинамичких једначина

За решавање једначина континуитета, кретања и температуре, у овој тези коришћена је метода конзервативних коначних разлика, док је проблем адвекције решен методом маркера у ћелији (Gerya & Yuen, 2003). Следи приказ примене методе конзервативних коначних разлика при дискретизацији три основне једначине геодинамике и методе маркера у ћелији.

#### 3.3.1 Метода коначних разлика

Коначне разлике су линеарни математички изрази који представљају изводе (било ког реда) преко разлика у вердностима функције на различитим тачкама. Представљањем парцијалних диференцијалних једначина (које су валидне за бесконачни број тачака у домену дефинисаности неке непрекидне средине) обичним једначинама, долази се до коначног броја обичних једначина које апроксимирају стварне једначине, а које се могу решити нумерички.

Најједноставнији пример коначних разлика јесте представљање првог извода функције једне променљиве f(x) по променљивој x на сегменту  $[x_1, x_2]$ :

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \frac{\Delta f}{\Delta x} = \frac{f(x_2) - f(x_1)}{x_2 - x_1},\tag{3.3.1}$$

при чему је разлика  $\Delta x$  довољно мала, тако да са довољно великом прецизношћу апроксимира извод на датом сегменту. "Довољно велика прецизност" је произвољни термин и зависи од проблема и потреба нумеричког решавања. Што је растојање између две суседне тачке у којима се узима вредност функције мања, то је прецизност већа.

Однос  $\frac{\Delta f(x)}{\Delta x}$  представља тангенс угла нагиба секанте (сечице) која пресеца криву функције f(x) на  $f(x_1)$  и  $f(x_2)$ . У граничном случају када  $\Delta x \to 0$  ова права постаје тангента,

а коначна разлика постаје прави извод:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \lim_{\Delta x \to 0} \left( \frac{\Delta f}{\Delta x} \right). \tag{3.3.2}$$

Слично, за представљање другог извода (Слика 6) потребно је користити вредности вредности функције дефинисане на тачкама  $x_1, x_2, x_3$ . Виши изводи захтевају познавање вредности функције на већем броју тачака како би били представљени преко коначних разлика. Други извод се може представити преко коначних разлика као:

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = \frac{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_B - \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_A}{x_B - x_A},\tag{3.3.3}$$

где су први изводи  $\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)$  одређени на тачкама A и B (Слика 6) и аналогно једначини (3.3.2), износе:

$$\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_A = \frac{f(x_2) - f(x_1)}{x_2 - x_1}, \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)_B = \frac{f(x_3) - f(x_2)}{x_3 - x_2}.$$
(3.3.4)

Да би се нека диференцијална једначина решила методом коначних разлика потребно је дефинисати нумеричку мрежу (грид) која се састоји од групе тачака у простору које су поређане регуларно или нерегуларно и на којима су дефинисане променљиве. На основу коначног броја вредности променљивих могу се конструисати изводи који фигуришу у једначинама које се решавају. Резултат дискретизације парцијалних диференцијалних једначина методом коначних разлика јесте свођење непрекидне средине (континуума) на коначни број тачака и свођење парцијалних диференцијалних једначина на коначан број обичних линеарних једначина. Овај систем обичних линеарних једначина се решава различитим директним и итеративним методама како би се добиле непознате вредности физичких параметара на тачкама нумеричке мреже. Тачке (чворови) нумеричке мреже могу бити Ојлерове или Лагранжеве. Слично као и материјалне тачке, Ојлерове тачке нумеричке мреже су фиксиране у простору, док се Лагранжеве тачке померају у складу са пољем брзине. Ојлерова мрежа је једноставнија, али уводи проблем дифузије при решавању временски променљивих парцијалних диференцијалних једначина које имају адвективне чланове. Лагранжева мрежа се деформише у складу са пољем брзине и самим тим решава проблем адвекције, али уводи проблем када је мрежа довољно деформисана што се решава поправљањем мреже (енг. re-gridding). Обе врсте нумеричких мрежа се користе при нумеричком геодинамичком моделовању (Ismail-Zadeh & Tackley, 2010; Gerya, 2019).



Слика 6: Приказ дискретизације првог (а) и другог (б) извода функције једне променљиве f(x) коначним разликама

Процес примене методе коначних разлика на једначине геодинамике се може поделити на следеће фазе:

- одређивање нумеричке мреже;
- дефинисање физичких својстава на чворовима дефинисане нумеричке мреже;
- претварање парцијалних диференцијалних једначина у линеарне једначине примењивањем коначних разлика на нумеричкој мрежи;
- одређивање граничних услова и њихово формулисање у виду линеарних једначина;
- решавање система линеарних једначина и налажење вредности физичких параметара дефинисаних на чворовима нумеричке мреже.

У овој тези се разматра дводимензионално геодинамичко моделовање, па су нумеричке мреже састављене од низа тачака које су распоређене у равни (Слика 7 б). Нумеричке мреже могу бити регуларне и нерегуларне. Регуларне мреже имају правилан размак  $\Delta x, \Delta y$  између суседних чворова нумеричке мреже, док нерегуларне мреже имају променљив размак. Нпр. на слици 7 мрежа 3 је нерегуларна при чему је вертикални размак већи од два хоризонтална размака, који су такође променљиви.

Дефинисање вредности физичких величина (температуре, притиска, вискозности, компоненти вектора брзине итд.) на нумеричкој мрежи се може постићи прихватањем различитих распореда. Распоред променљивих на дводимензионалној нумеричкој мрежи може бити: неизмештен, полуизмештен и измештен. Уколико су све физичке величине дефинисане на истим основним чворовима нумеричке мреже, та мрежа је неизмештена (Слика 8a). Ако су неке физичке величине дефинисане на додатној мрежи чворова који се налазе у центрима нумеричких ћелија, та мрежа је полуизмештена (Слика 86). Полуизмештена мрежа се састоји из основних чворова и додатних чворова у центрима ћелија. Уколико се неке променљиве дефинишу и на зидовима нумеричких ћелија (на половини размака између два суседна основна чвора) та мрежа је измештена (Слика 8в). Дефинисање различитих физичких величина на различитим тачкама у простору које наизглед компликује решавање једначина, заправо олакшава решавање једначина и помаже при одржавању неких физичких величина (конзервативне разлике) (Gerya, 2019).

Пошто се променљиве и једначине примењују на великом броју чворова нумеричке мреже потребно је водити евиденцију о њиховом положају. Индекси променљивих које су дефинисане на нумеричкој мрежи се могу представити геометријски и глобално. У 2Д случају, положај сваке тачке на нумеричкој мрежи се може представити преко два индекса



Слика 7: Пример једноставних нумеричких мрежа у а) једној димензији, б) две димензије, в) три димензије



Слика 8: Пример различитих распореда чворова на нумеричкој мрежи: а) неизмештен, б) полуизмештен, в) измештен

j и i који одговарају редном броју чвора у смеру позитивног прираштаја просторних координата x и y, респективно (Слика 9). С друге стране за решавање система једначина потребно је знати глобални индекс сваког чвора. Конвенција која је прихваћена у овој тези је да глобални индекси расту прво по колонама па по редовима (Слика 9) тако да за глобални индекс l важи:

$$l = (j-1)N + i, (3.3.5)$$

где је N број елемената у колони.

Након што се дефинишу физички параметри на нумеричкој мрежи, и представе изводи у диференцијалним једначинама преко коначних разлика користећи вредности на чворовима те нумеричке мреже, долази се до система линеарних једначина дефинисаних на чворовима нумеричке мреже. Потребно је дефинисати граничне услове за чворове који се налазе на граници домена који је покривен нумеричком мрежом. Све линеарне једначине које се добију на овај начин ће бити облика:

$$\sum_{i=1}^{n} L_i S_i = R, (3.3.6)$$



Слика 9: Приказ глобалних и геометријских индекса на једноставној дводимензионалној нумеричкој мрежи

где су L коефицијенти, S непознате, R константе. За велики број чворова неке нумеричке мреже, потребно је дефинисати велики број линеарних једначина чије решавање даје вредности непознатих на тим чворовима. У општем случају систем линеарних једначина има облик:

$$L_{1,1}S_1 + L_{1,2}S_2 + \dots + L_{1,n-1}S_{n-1} + L_{1,n}S_n = R_1$$

$$L_{2,1}S_1 + L_{2,2}S_2 + \dots + L_{2,n-1}S_{n-1} + L_{2,n}S_n = R_2$$

$$\vdots$$

$$L_{n-1,1}S_1 + L_{n-1,2}S_2 + \dots + L_{n-1,n-1}S_{n-1,n-1} + L_{n-1,n}S_n = R_{n-1}$$

$$L_{n,1}S_1 + L_{n,2}S_2 + \dots + L_{n,n-1}S_{n-1} + L_{n,n}S_n = R_n,$$
(3.3.7)

где је n број променљивих и број једначина, S представља вектор непознатих величине  $n \times 1$ , R је вектор константи са десних страна једначина величине  $1 \times n$ , док је L матрица коефицијаната који стоје уз непознате величине  $n \times n$ . Линеарни систем се најчешће може директно решити ако је број једначина једнак броју променљивих (потребно је и да је детерминанта система једнака нули). Приликом дискретизације геодинамичких једначина на методом коначних разлика, у добијеној матрици коефицијената L већина елемената једнака нули. Ово је последица тога што на једначине везане за сваки чвор утичу суседни елементи из матрице, док остали елементи немају утицај. Матрица којој је већина елемената једнака нули назива се ретком матрицом. Постоје посебне методе решавања ретких матрица које су у употреби. Третман ових метода је ван опсега ове тезе.

#### 3.3.2 Дискретизација једначине континуитета

Једначина континуитета у две димензије за нестишљиви флуид се може написати у следећем облику:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} = 0. \tag{3.3.8}$$

Ова једначина се може дискретизовати на различите начине. У једначини континуитета фигурише извод  $v_x$  компоненте брзине по x правцу и извод  $v_y$  компоненте брзине по yправцу. Како би оба извода била дефинисана на истом месту, корисно је формулисати ову једначину на тај начин да она важи у центрима ћелија нумеричке мреже. У том случају, једноставније је дискретизацију извршити на измештеној нумеричкој мрежи тако што ће  $v_x$  бити дефинисани на половини растојања  $\Delta y$ , а  $v_y$  ће бити дефинисани на половини растојања  $\Delta x$  (Слика 10).

На измештеној мрежи дискретизована једначина континуитета ће бити облика:

$$\frac{v_{x2} - v_{x1}}{\Delta x} + \frac{v_{y2} - v_{y1}}{\Delta y} = 0.$$
(3.3.9)

У овом случају, постоје четири променљиве  $v_{x2}$ ,  $v_{x1}$ ,  $v_{y2}$ ,  $v_{y1}$  са четири коефицијента  $1/\Delta x$ ,  $-1/\Delta x$ ,  $1/\Delta y$ ,  $-1/\Delta y$  респективно. Ово је једноставнији и интуитивнији начин. Једначину је свакако могуће дискретизовати и на неизмештеној мрежи. Међутим, у том случају је потребно узети у обзир осам променљивих са осам коефицијената. Такође, у овом случају изводи су дефинисани на различитим местима (на зидовима нумеричке ћелије, Слика 10),

те је потребно наћи средње вредности за оба извода које би одговарале центру ћелије:

$$\frac{1}{2}\left(\frac{v_{x3} - v_{x1}}{\Delta x} + \frac{v_{x4} - v_{x2}}{\Delta x}\right) + \frac{1}{2}\left(\frac{v_{y2} - v_{y1}}{\Delta y} + \frac{v_{y2} - v_{y1}}{\Delta y}\right) = 0, \quad (3.3.10)$$

што такође благо компликује тражење коефицијаната.

#### 3.3.3 Дискретизација Стоксове једначине

Стоксова једначина спорог тога јесте облик Навије-Стоксове једначине где је занемарено убрзање флуида. Ову једначину за дводимензионални случај је могуће написати у следећем облику:

$$(x): \frac{\partial \sigma'_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma'_{xy}}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial x} = -\rho g_x, \qquad (3.3.11)$$

$$(y): \frac{\partial \sigma'_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma'_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial P}{\partial y} = -\rho g_y, \qquad (3.3.12)$$

где је стрес  $\sigma'_{ij}$ :

$$\sigma'_{ij} = 2\eta \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right).$$
(3.3.13)

Јасно је на основу једначина (3.3.11) - (3.3.13) да се Стоксова једначина изражава преко  $v_x, v_y, P, \eta, \rho, g$ . Међутим, проблем може настати приликом одређивања места на којима су дефинисане вискозности  $\eta$ . У зависности од распореда вискозности које фигуришу у дискретизованим једначинама, могу се формирати неконзервативне или конзервативне формулације Стоксове једначине. Конзервативна формулација дефинише позиције променљиве вискозности тако да не долази до наглих скокова у девијаторском стресу  $\sigma'$ , односно важи одржање стреса. Конзервативној формулацији дискретизоване Стоксове једначине треба тежити зато што неконзервативне коначне разлике доводе до губитка стреса или његовог вештачког стварања, што је последица наглих скокова у вискозности (Gerya, 2019). Проблем неконзервативне формулације Стоксове једначине методом коначних разлика се решава избегавањем формулисања стреса преко вискозности на нормалним



Слика 10: Шема дискретизације за једначину континуитета: а) неизмештена мрежа, б) измештена мрежа. Жуте звездице означавају места на којима су формулисани изводи. Црвени кругови и плави квадрати означавају места на којима су дефинисане вредности компоненти вектора брзине

чворовима нумеричке мреже. Сваку компоненту стреса која се јавља у Стоксовој једначини треба представити преко вредности вискозности за тачке у којима су те компоненте стреса дефинисане. Уколико те вредности нису познате, треба их израчунати налажењем неке средње вредности.

Дводимензионална Стоксова једначина дискретизована конзервативним коначним разликама у x правцу, а на основу шеме дискретизације дате на слици 11, има следећи облик:

$$2\frac{\sigma'_{xxB} - \sigma'_{xxA}}{\Delta x_1 + \Delta x_2} + \frac{\sigma'_{xy2} - \sigma'_{xy1}}{\Delta y_2} - 2\frac{P_B - P_A}{\Delta x_1 + \Delta x_2} = -g_x \frac{\rho_1 + \rho_2}{2}, \qquad (3.3.14)$$

где су компоненте стреса:

$$\sigma_{xy1}' = 2\eta_1 \left( \frac{v_{x3} - v_{x2}}{\Delta y_1 + \Delta y_2} + \frac{v_{y3} - v_{y1}}{\Delta x_1 + \Delta x_2} \right)$$
  

$$\sigma_{xy2}' = 2\eta_2 \left( \frac{v_{x4} - v_{x3}}{\Delta y_2 + \Delta y_3} + \frac{v_{y4} - v_{y2}}{\Delta x_1 + \Delta x_2} \right)$$
  

$$\sigma_{xxA}' = 2\eta_A \frac{v_{x3} - v_{x1}}{\Delta x_1}$$
  

$$\sigma_{xxB}' = 2\eta_B \frac{v_{x5} - v_{x3}}{\Delta x_2}.$$
  
(3.3.15)

Слично, за Стоксову једначину у у правцу се на основу дискретизације (Слика 12) може



Слика 11: Део измештене нумеричке мреже за дискретизацију Стоксове једначине у *x* правцу. Различите величине су дефинисане на различитим чворовима (види легенду). Црвена звездица означава место за које се дефинише једначина

извести следећа једначина:

$$2\frac{\sigma_{yyB}' - \sigma_{yyA}'}{\Delta y_1 + \Delta y_2} + \frac{\sigma_{yx2}' - \sigma_{yx1}'}{\Delta x_2} - 2\frac{P_B - P_A}{\Delta y_1 + \Delta y_2} = -g_y \frac{\rho_1 + \rho_2}{2}, \qquad (3.3.16)$$

$$\sigma'_{yx1} = 2\eta_1 \left( \frac{v_{y3} - v_{y1}}{\Delta x_1 + \Delta x_2} + \frac{v_{x2} - v_{x1}}{\Delta y_1 + \Delta y_2} \right) \sigma'_{yx2} = 2\eta_2 \left( \frac{v_{y4} - v_{y2}}{\Delta x_2 + \Delta x_3} + \frac{v_{x4} - v_{x3}}{\Delta y_1 + \Delta y_2} \right) \sigma'_{yyA} = 2\eta_A \frac{v_{y3} - v_{y2}}{\Delta y_1} \sigma'_{yyB} = 2\eta_B \frac{v_{y4} - v_{y3}}{\Delta y_2}.$$
(3.3.17)

При формулисању конзервативних коначних разлика за x и y Стоксову једначину са променљивом вискозношћу потребно је знати вредности вискозности на свакој тачки у којој се формулишу компоненте стреса. У оним тачкама у којима вискозност није првобитно дефинисана, вредност се налази рачунањем аритметичке или хармонијске средине на основу четири суседне вредности вискозности  $\eta$ :

$$\eta_C = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \eta_i \quad \text{или} \quad \eta_C = \frac{4}{\sum_{i=1}^4 \frac{1}{\eta_i}}.$$
(3.3.18)



Слика 12: Део измештене нумеричке мреже за дискретизацију Стоксове једначине у y правцу. Различите величине су дефинисане на различитим чворовима (види легенду). Црвена звездица означава место за које се дефинише једначина

Потребно је формулисати једначине и за оне чворове нумеричке мреже који се налазе на самој ивици домена у којем се решава Стоксова једначина. За те чворове се дефинишу гранични услови. За једначину континуитета и за Стоксову једначину дефинишу се гранични услови за брзину. Постоје различити гранични услови за брзину који се користе у нумеричкој геодинамици. Најчешћи гранични услови за брзину који се могу приписати различитим границама домена рачунања су:

- услов слободног проклизавања (енг. free slip);
- услов без проклизавања (енг. no slip);
- слободна граница.

При имплементацији услова слободног проклизавања (Слика 13) захтева се: а) да је компонента брзине која је управна на границу једнака нули на оним чворовима нумеричке мреже који се налазе на тој граници, и б) да је извод осталих компоненти брзине по правцу који је управан на границу једнак нули на тој граници. Нпр. за границу која је управна на правац x важи:

$$v_x = 0, \frac{\partial v_y}{\partial x} = 0. \tag{3.3.19}$$

За услов без проклизавања (Слика 13) потребно је да су све компоненте брзине једнаке нули на датој граници, односно:

$$v_x = 0, v_y = 0. (3.3.20)$$

Слободна граница представља гранични услов који дозвољава слободно кретање материје кроз дату границу. Потреба за оваквим граничним условом се јавља при моделовању површи Земље. На површи, кретања доводе до промена у рељефу, односно до орогенеза, отварања басена, и сл. Нумерички, програмирање слободне границе може бити веома компликовано зато што такву границу мора пратити деформабилна нумеричка мрежа која ће пратити кретања по њој. Овај проблем се може заобићи имитирањем слободне



Слика 13: Пример дела измештене нумеричке мреже за дефинисање граничних услова за брзину. Компоненте брзине у x правцу су у овој мрежи дефинисане и на маркерима који се налазе ван домена модела па се нулта вредност за границу (free slip и no slip услови) рачуна за половину растојања између две последње тачке (жути троуглови)

границе. Имитација се огледа у приписивању посебног слоја мање густине и вискозности уз праву границу. Гранични слој релативно мале густине и вискозности имитира атмосферу и деформише се у складу са остатком модела. Овај поступак се назива и поступак "лепљивог вазуха" (енг. sticky air) (Schmeling et al., 2008; Crameri et al., 2012; Gerya, 2019). Гранични слој мале вискозности има значајно мању вискозност од остатка модела ( $10^{16} - 10^{18}$  Pa·s), али је то драстично већа вредност од стварне вискозности ваздуха ( $1.81 \times 10^{-5}$  Pa·s) (Kestin & Leidenfrost, 1959), што утиче на назив модела. Оваква вискозност ваздуха је довољно мала да дозвољава слободну деформацију Земљине површи, али је довољно велика да потенцијално превелики контрасти у вискозности не доведу до нумеричких нестабилности.

Деловима модела се могу приписати вредности брзине. Уколико се такав услов постави на граници модела за компоненту брзине управну на ту границу, доћи ће до прилива/одлива масе у/ван модела. У том случају, због одржања масе, потребно је поставити симетричне граничне услове на другим границама. Приписивање брзине се може користити и за одређени интерни део домена модела. Овакав интерни гранични услов се често користи за моделовање брзина конвергенције тектонских плоча.

#### 3.3.4 Решавање једначине температуре

Једначина температуре доводи у везу све начине преноса топлоте и изворе/одводе топлоте по некој запремини. У Лагранжевом облику једначина температуре у две димензије се може изразити као:

$$\rho C_P \left(\frac{DT}{Dt}\right) = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + H, \qquad (3.3.21)$$

где су топлотни флуксеви  $q_i$ :

$$q_i = -k \frac{\partial T}{\partial x_i}.$$
(3.3.22)

Пошто једначина температуре садржи чланове који представљају временску зависност DT/Dt дискретизација ове једначине поред просторне подразумева и временску дискретизацију. У том смислу, решавање ове једначине по  $T^{t_0}$  подразумева налажење расподеле температуре у следећем временском кораку  $T^{t_0+\Delta t}$ . Ово се може постићи формулисањем једначине у експлицитном или имплицитном облику. У експлицитном облику ново T се дефинише у тачки на којој се формулише једначина, а на основу осталих вредности T на околним чворовима нумеричке мреже (Слика 14). С друге стране, имплицитна формулација једначине температуре је таква да се траже вредности  $T^{t_0+\Delta t}$  на околним чворовима (и на самом чвору за који се дефинише једначина) на основу вредности температуре  $T^{t_0}$  у чвору за који се дефинише једначина (Слика 14).

Обе формулације имају предности и мане. Предност експлицитне формулације се огледа у томе што се вредност температуре у следећем временском кораку може израчунати директно на основу већ познатих вредности температуре за тренутни корак у времену. Међутим, експлицитна формулација има ригорозно ограничење дужине једног корака у времену  $\Delta t$ , који мора задовољити услов:

$$\Delta t \le \frac{\min\left(\Delta x^2, \Delta y^2\right)}{2\kappa},\tag{3.3.23}$$

где је  $\kappa = k/\rho C_P$  топлотна дифузност. Ово значи да корак у времену у најбољем случају мора бити мањи од квадрата најмањег растојања између два суседна чвора нумеричке мреже. У супротном, долази до нумеричких осцилација. Временски корак који је на овај начин ограничен може бити значајан проблем код модела са променљивом резолуцијом где



Слика 14: Дискретизација при а) експлицитној и б) имплицитној формулацији једначине температуре. Приказан је део нумеричке мреже око чвора за који се дефинише једначина температуре. Црвеном бојом су обележене температуре у тренутном временском кораку док су плавом бојом обележене температуре у следећем временском кораку

је у неким деловима модела потребно имати високу резолуцију (мала одстојања  $\Delta x, \Delta y$ ).

С друге стране, имплицитни облик једначине температуре нема ограничење које оптерећује могућу дужину временског корака, међутим превелики кораци у времену не морају нужно да буду прецизни. Прецизност представљања извода температуре по времену методом коначних разлика опада са порастом  $\Delta t$ . Такође, зато што имплицитна формулација једначине температуре тражи више непознатих вредности температуре у следећем кораку на основу једне вредности треутне температуре, ова формулулација захтева глобално решавање система једначина дефинисаних на свим чворовима нумеричке мреже.

Без обзира на облик формулације једначине температуре, у случају променљиве топлотне проводљивости k, примена коначних разлика може довести до проблема при одржању топлотног флукса. У циљу одржања флукса, формулишу се конзервативне коначне разлике (Gerya, 2019) које обезбеђују да нема наглих скокова у топлотном флуксу q услед променљиве топлотне проводљивости k = k(x, y). Овај проблем је сличан проблему одржања девијаторског стреса при решавању Стоксове једначине при променљивој вискозности  $\eta = \eta(x, y)$ . При формулацији једначине температуре на чворовима нумеричке мреже, потребно је користити вредности топлотне проводљивости на оним местима на којима су дефинисани топлотни флуксеви. Уколико на тим местима вредности топлотне проводљивости нису познате, потребно их је израчунати налажењем аритметичке или хармонијске средине на основу околних вредности.

Након ових разматрања, може се формулисати Лагранжева једначина температуре у две димензије применом конзервативних коначних разлика у имплицитном облику, а на основу нумеричке шеме приказане на слици 15:

$$\rho C_{P_3} \frac{T_3 - T_3^0}{\Delta t} = -2 \frac{q_{xB} - q_{xA}}{\Delta x_1 + \Delta x_2} - 2 \frac{q_{yD} - q_{yC}}{\Delta y_1 + \Delta y_2} + H_3, \qquad (3.3.24)$$

где су флуксеви q:

$$q_{xA} = -k_A \frac{T_3 - T_1}{\Delta x_1}$$

$$q_{xB} = -k_B \frac{T_5 - T_3}{\Delta x_2}$$

$$q_{xC} = -k_C \frac{T_3 - T_2}{\Delta y_1}$$

$$q_{xD} = -k_D \frac{T_4 - T_3}{\Delta y_2}.$$
(3.3.25)

Вредности топлотне проводљивости k на местима A, B, C, D треба одредити рачунањем аритметичке или хармонијске средине на основу околних вредности.

У овом поглављу је временски извод DT/Dt третиран Лагранжевски, међутим он имплицира и адвекцију температуре T(x, y) на основу поља брзине  $\vec{v}(x, y)$ . Такође, иако су у Стоксовој једначини занемарени инерцијални чланови, физичка својства која фигуришу у тој једначини (нпр. густина  $\rho$ ) такође трпе адвекцију. Својства која карактеришу дати материјал треба да прате кретање тог материјала у простору, а на основу поља брзине. Нумеричко решавање адвекције носи са собом значајне потешкоће о чему ће бити речи у поглављу 3.3.5.

При решавању једначине температуре такође је потребно дефинисати граничне услове. Ови гранични услови ће дефинисати једначине приписане нумеричким чворовима на граници домена модела. Врсте граничних услова за температуру које се најчешће јављају при нумеричком геодинамичком моделовању јесу:



Слика 15: Део нумеричке мреже за дискретизацију једначине температуре конзервативним коначним разликама у две димензије. Црвена звездица означава место за које се дефинише једначина

- константна температура;
- изолована граница;
- константан топлотни флукс.

Гранични услов константне температуре представља гранични услов Дирихлеовог типа и једноставно приписује вредност T која мора да постоји на датој граници. Та вредност температуре не мора бити константна у простору и времену. Одређеној граници се може приписати цео профил температуре који се може мењати у времену. Најчешће, овако дефинисане границе имају константну температуру у времену и простору. Константна температура се углавном приписује горњој и доњој граници модела, тако да је вредност температуре на горњој граници једнака температури атмосфере, а доња вредност једнака оној вредности температуре на датој дубини доње границе модела, израчунате на основу адијабатског градијента температуре (< 0.5 K/km према Katsura (2022)).

Изолациони гранични услов претпоставља да нема преноса топлоте преко дате границе. Овакав услов захтева да је компонента топлотног флукса која је управна на границу једнака нули на самој граници. Како је према Фуријеовом закону топлотни флукс умножак градијента температуре, изолациони гранични услов се може изразити као:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0, \tag{3.3.26}$$

где је x правац ортогоналан правцу простирања границе. У дискретизованом облику, на граници приказаној на слици 16:

$$T_{i,j} = T_{i,j-1}. (3.3.27)$$

Топлотном флуксу се такође може приписати нека константна вредност различита од нуле на одређеној граници. Овакав услов константног флукса не поставља директно ограничење на вредност температуре на граници, већ захтева да је градијент температуре



Слика 16: Пример дела нумеричка мреже за дефинисање изолационог граничног услова за температуру
(сада помножен топлотном проводљивошћу k) једнак некој константи:

$$q_x = -k\frac{\partial T}{\partial x} = const, \qquad (3.3.28)$$

односно у дискретизованом облику као на слици 16:

$$k_A \frac{T_{i,j-1} - T_{i,j}}{\Delta x} = C, (3.3.29)$$

где је због конзервативних коначних разлика  $k_A$  дефинисано на истим измештеним чворовима где је дефинисан топлотни флукс  $q_x$ . C је најчешће константа, али може бити функција просторне координате и времена.

### 3.3.5 Проблем адвекције и метода маркера у ћелији

Решавањем једначина континуитета и Стоксове једначине у x и y правцу долази се вредности притиска P и компоненти вектора брзине  $v_x$  и  $v_y$  у свим чворовима нумеричке мреже на којима се тражи решење. Познато је да физичка својства у некој непрекидној средини прате деформацију те средине услед утицаја брзине  $\vec{v}$ . Појава да неко физичко својство B мења просторну расподелу у времену на основу утицаја поља брзине се назива адвекцијом. Вероватно најпознатији облик адвекције јесте топлотна конвекција која представља пренос топлоте на основу промене просторне расподеле температуре у времену, а у складу са пољем брзине које деформише флуид у којем је дефинисана та расподела температуре. У геодинамици, адвекција се односи на густину, температуру, реолошке параметре итд. (Schubert et al., 2001) међутим, овај феномен важи за многа друга физичка својства која карактеришу неку непрекидну средину која се деформише.

За Ојлерову тачку, адвекција неке величине приказане скаларном функцијом B се може описати једначином адвекције у векторском облику:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla B, \qquad (3.3.30)$$

где следи да је промена величине B у времену једнака скаларном производу вектора брзине  $\vec{v}$  и вектора градијента те величине. Знак минус означава да је промена негативна ако је вектор брзине у смеру прираштаја величине B. Ако је у некој тачки у простору вектор брзине оријентисан у смеру повећања величине B, вредност те величине ће се смањити зато што тако оријентисан вектор брзине доводи у дату тачку материјал из правца мање вредности величине B и последично смањује ту вредност  $\frac{\partial B}{\partial t} < 0$ . Како је скаларни производ два вектора чији је међусобни угао  $-\pi/2 < \theta < \pi/2$  позитиван, потребно је додати знак минус. Обрнуто, ако је вектор брзине оријентисан "низ градијент" односно супротног је смера, скаларни производ је негативан, а промена B у времену је позитивна.

У две димензије једначина (3.3.30) се може изразити као:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = -v_x \frac{\partial B}{\partial x} - v_y \frac{\partial B}{\partial y}.$$
(3.3.31)

У Лагранжевом облику адвекција неке величине B је садржана у материјалном изводу вектора позиције  $\vec{x}$  материјалне тачке коју карактерише та величина. Извод позиције у

времену је дефиниција брзине. Дакле:

$$\frac{Dx_i}{Dt} = v_i, \tag{3.3.32}$$

где і представља координатни индекс.

Адвективни транспорт својстава материјала се може нумерички решавати Ојлеровим и Лагранжевим методама. Решавање једначине адвекције на фиксној нумеричкој мрежи (ојлеровски) изазива нумеричке проблеме. Ови нумерички проблеми се јављају у облику нумеричке дифузије и нумеричких осцилација. Проблеми произилазе из: а) одабира величине корака у времену  $\Delta t$  и б) начина дискретизације просторног извода  $\partial B/\partial x_i$ .

Како би нумеричко решење било стабилно и како би се избегле нумеричке осцилације, потребно је да  $\Delta t$  буде довољно мало. Корак у времену мора да буде довољно мали тако да материјална тачка која се креће брзином  $\vec{v}$  не може у једном кораку у времену да пређе дистанцу која је већа од растојања између два суседна чвора нумеричке мреже. У једноставном једнодимензионалном случају:

$$\Delta t \le \frac{\Delta x}{v_x}.\tag{3.3.33}$$

Други проблем јесте нумеричка дифузија. Нумеричка дифузија је појава да се нагли градијенти у неком физичком својству временом "изравнавају" решавањем једначине адвекције. Ово је веома проблематично у случају геодинамике где је веома чест случај наглих промена физичких својстава у простору (нпр. слојеви) и потребно је да се ти градијенти одрже у времену. Нумеричка дифузија зависи од броја корака који су израчунати, што значи да се за мало  $\Delta t$ , иста количина дифузије постиже за мање време адвекције.

До нумеричке дифузије долази услед лоше процене првог извода неког својства B. Први извод  $\partial B/\partial x$  коначним разликама може бити формулисан "низводно" или "узводно" (Слика 17). Ово значи да ће се за процену извода у датој тачки користити вредности Bу које ће материјал одлазити или из којих ће материјал долазити. Коришћење низводних коначних разлика доводи до нумеричких осцилација зато шпто је процена временског извода B у некој тачки на основу вредности B у тачки у коју материјал из прве тачке тече погрешна. За правилну процену  $\partial B/\partial x$  у некој тачки потребно је узети у обзир вредност B на тачки из које ће материјал доћи у тачку на којој се процењује извод. Ово је узводна процена извода. Међутим, узводна процена извода даје нумеричку дифузију. Начин да се овај проблем реши јесте коришћење виших формулација првог извода за дату тачку као што су централне коначне разлике које узимају у обзир вредности B у оба смера. Потом се за овако дефинисане изводе одређује количина нумеричке дифузије која се потом накнадно отклања. Све антидифузне методе за Ојлерову нумеричку мрежу не елеминишу нумеричку дифузију већ је смањују на прихватљив ниво.

За случајеве где је дифузија физичких величина проблем и где је важно одржати јасне контрасте у просторној расподели тих величина, потребно је користити другачије поступке за решавање адвекције. Један врло распрострањен приступ јесте комбиновање фиксиране Ојлерове нумеричке мреже и мобилне Лагранжеве материјалне тачке (честице, маркере). Овакав приступ се назива **метода маркера у ћелији**. Коришћењем фиксне нумеричке мреже избегавају се проблеми деформације мреже услед изразажених кретања који карактеришу лагранжевске методе, док се употребном материјалних тачка за транспорт физичких величина током адвекције потпуно елеминише проблем нумеричке дифузије. Метода маркера у ћелији је позната и дуго је у употреби (нпр. Harlow et al., 1965; Eastwood & Hockney, 1981)). Међутим примена ове методе у геодинамичком моделовању је постала



Слика 17: Пример дискретизације просторног извода физичке величине В на коју утиче адвекција услед брзине v. Извод се може дискретизовати низводо (a), узводно (б) или коришћењем три тачке - централно (в)

значајна тек у задњих двадесет година, а популаризована је значајним радовима Gerya & Yuen (2003, 2007). Данас се метода маркера у ћелији користи у многим геодинамичким истраживањима (Gerya, 2011, 2022).

Метода маркера у ћелији претпоставља фиксирану нумеричку мрежу на којој су дефинисане физичке величине потребне за решавање геодинамичких једначина, као и велики број материјалних тачака (маркера) које имају дефинисане физичке параметре. На основу решења једначине континуитета и Стоксових једначина долази се до поља брзине v(x, y)које се онда користи за померање (адвекцију) маркера. Када су маркери на својим новим позицијама, врши се интерполација вредности физичких величина које маркери са собом носе, са маркера на чворове нумеричке мреже.

Поступак извршења методе маркера у ћелији се може поделити на четири фазе:

- решавање једначина на фиксираној нумеричкој мрежи;
- интерполација израчунатих вредности компоненти вектора брзине са нумеричке мреже на позиције на којима се налазе маркери;
- померање маркера на нове позиције према адвекцијским шемама, а у складу са пољем брзине;
- интерполација вредности физичких величина са нових позиција маркера на фиксну нумеричку мрежу.

Прва фаза је већ позната. Решавањем Стоксовог система (једначина континуитета и Стоксове једначине у x, y правцима) дискретизованог конзервативним коначним разликама на измештеној мрежи долази се до вредности  $v_x$  и  $v_y$  на сваком чвору нумеричке мреже. На основу ових вредности поља брзине приступа се другој фази. У другој фази врши се интерполација вредности брзине  $v_x$  и  $v_y$  са нумеричке мреже на позиције маркера. При интерполацији вредности са мреже на маркере, на сваки маркер утичу четири вредности четири суседна чвора мреже који чине ћелију у којој се маркер налази (Слика 18). Поступак одређивања вредности параметара на маркерима се постиже билинеарном интерполацијом, односно:

$$B_{m} = B_{i,j} \left( 1 - \frac{\Delta x_{m}}{\Delta x} \right) \left( 1 - \frac{\Delta y_{m}}{\Delta y} \right) + B_{i,j+1} \frac{\Delta x_{m}}{\Delta x} \left( 1 - \frac{\Delta y_{m}}{\Delta y} \right) + B_{i+1,j} \left( 1 - \frac{\Delta x_{m}}{\Delta x} \right) \frac{\Delta y_{m}}{\Delta y} + B_{i+1,j+1} \frac{\Delta x_{m} \Delta y_{m}}{\Delta x \Delta y}.$$
 (3.3.34)

где је  $B_m$  м-ти маркер на који утичу вредности на околним чворовима  $B_{i,j}$ ,  $B_{i,j+1}$ ,  $B_{i+1,j}$ и  $B_{i+1,j+1}$  где су i, j геометријски индекси. Након што су вредности поља брзине познате у тачкама где се налазе маркери, они се померају у складу са тим пољем брзине и преносе остала физичка својства са собом, тиме негирајући проблем нумеричке дифузије. Постоји више начина да се ажурирају позиције маркера. Најједноставнија и најмање прецизна метода јесте адвекциона шема првог реда где се на основу брзине маркера A, његова позиција x, y промени једноставним једначинама:

$$x_A^{t+\Delta t} = x_A^t + v_{xA}\Delta t, \qquad (3.3.35)$$

$$y_A^{t+\Delta t} = y_A^t + v_{yA}\Delta t. (3.3.36)$$

Овако једноставно ажурирање позиције маркера има тачност првог реда и често није довољно да правилно измести маркере. Варијације брзине могу бити значајне те би маркер током свог премештаја требало да мења своју брзину. Ради решавања овог проблема, могу се користити значајно мањи кораци у времену што може довести до својих проблема, или се могу користити адвекционе шеме вишег реда. Коришћењем адвекционих шема вишег реда потребно је користити брзине израчунатих на више тачака приликом измештања



Слика 18: Шема за билинеарну интерполацију вредности физичких параметара са чворова фиксне нумеричке мреже (црвени кругови) на мобилни маркер (плави круг). На вредност B на маркеру утичу вредности B на четири околна чвора нумеричке мреже

маркера. У геодинамичком моделовању за адвекцију маркера често се користи метода Рунге-Кута другог реда или класични облик Рунге-Кута адвекционе шеме четвртог реда (Gerya & Yuen, 2003; Wang et al., 2015). Рунге-Кута метода представља ширу класу метода које се користе при нумеричкој анализи диференцијалних једначина (нпр Butcher, 1987; Zheng & Zhang, 2017). У контексту адвекције материјалних тачака при геодинамичком моделовању, адвекциона шема Рунге-Кута четвртог реда користи вредности брзине на четири тачке A, B, C, D кроз које би маркер прошао на основу различитих апроксимација брзине. Ова метода покушава да коригује брзину приписану маркеру на основу брзина у позицијама на које би маркер дошао уколико би се кретао претходно претпостављеном брзином. За примену ове методе потребно је опет извршити интерполацију брзине из фиксне Ојлерове нумеричке мреже на све четири тачке. Ефективна брзина маркера A на тачки A, а на основу брзина на тачкама A, B, C, D до којих се дошло интерполацијом са нумеричке мреже, може се изразити као (Gerya, 2019):

$$v_x^{ef} = \frac{1}{6} \left( v_{xA} + 2v_{xB} + 2v_{xC} + v_{xD} \right), \qquad (3.3.37)$$

$$v_y^{ef} = \frac{1}{6} \left( v_{yA} + 2v_{yB} + 2v_{yC} + v_{yD} \right), \qquad (3.3.38)$$

где су тачке B, C, D дефинисане координатама:

$$x_B = x_A^t + v_{xA}\frac{\Delta t}{2}, \quad y_B = y_A^t + v_{yA}\frac{\Delta t}{2},$$
 (3.3.39)

$$x_C = x_A^t + v_{xB} \frac{\Delta t}{2}, \quad y_C = y_A^t + v_{yB} \frac{\Delta t}{2},$$
 (3.3.40)

$$x_D = x_A^t + v_{xC} \frac{\Delta t}{2}, \quad y_B = y_A^t + v_{yC} \frac{\Delta t}{2}.$$
 (3.3.41)

Након измештања материјалних тачака на нове позиције коришћењем адвекционих шема, потребно је материјална својства (нпр. густину, вискозност, топлотни капацитет) интерполирати на чворове нумеричке мреже на основу вредности тих параметара на местима на којима се налазе околни маркери. Дакле, интерполација се сада врши са маркера на нумеричку мрежу. За ову сврху користи се слична билинеарна интерполација. При интерполацији са чворова на маркере, било је јасно да се користе само четири вредности са четири околна чвора. Међутим, како је број маркера већи од броја чворова нумеричке мреже и како је њихова позиција променљива у времену, број маркера који ће утицати на вредност на чвору је такође променљив. Одабир ових маркера такође може бити различит при различитим приступима, али се свакако морају користити маркери који се у том временском кораку налазе у четири ћелије нумеричке мреже које окружују дати чвор (Слика 19). Најчешће, бирају се они маркери који се у том временском кораку налазе не даље од половине одстојања  $\Delta x$  или  $\Delta y$  од оног чвора нумеричке мреже за који се врши интерполација. Како би интерполована вредност била што тачнија, различитим маркерима се приписују различити тежински фактори  $w_{m(i,j)}$  на основу њихове удаљености од чвора *i*, *j*. Билинеарна интерполација са маркера на нумеричку мрежу према слици 19 се може изразити као:

$$B_{i,j} = \frac{\sum_{m} B_m w_{m(i,j)}}{\sum_{m} w_{m(i,j)}},$$
(3.3.42)

где се тежински фактори  $w_{m(i,j)}$  могу изразити преко дистанци *m*-тог маркера пд ij-тог чвора као:

$$w_{m(i,j)} = \left(1 - \frac{\Delta x_m}{\Delta x}\right) \left(1 - \frac{\Delta y_m}{\Delta y}\right).$$
(3.3.43)

Након што су физичка својства интерполована са маркера на нумеричку мрежу, може се поновити прва фаза решавања једначина на фиксираној нумеричкој мрежи. Приликом интерполације може доћи до два проблема. Прво, интерполација вредности између чворова и маркера доводи до нумеричке дифузије, поготову када су у питању својства која су променљива у времену (нпр. температура). Нумеричка дифузија се може знатно смањити инерполацијом промена у неком својству  $\Delta B$  уместо интерполација укупне вредности између поготову својства  $(\nabla \cdot v = 0$  за нестишљив флуид) при једноставној билинеарној интерполацији, што значи да у случају великих деформација може доћи до проређивања у просторној расподели маркера услед појаве локалне вештачке конвергенције/дивергенције. Овај проблем се може смањити коришћењем различитих шема интерполације вишег реда које поштују принцип континуитета. Један ефакасни приступ јесте при интерполацији брзине са чворова на маркере тако што се користе и брзине са нормалних чворова као и брзине осредњене на центрима ћелија. Овим вредностима су придодати тежински фактори од 1/3 за брзину на центру ћелије и од 2/3 за брзине на нормалним чворовима (Gerya, 2019).

Када је у питању решавање адвективног дела једначине температуре, једноставна интерполација разлика у температури није довољна. У току геодинамичке симулације може доћи до значајних нумеричких осцилација услед малих варијација у температури на размери која је мања од одстојања између два суседна чвора. Овакве варијације температуре се стога не могу изравнати топлотном дифузијом или операцијама на основу вредности температуре у чворовима. Зато је потребно извршити операцију унутарћелијске дифузије (енг. subgrid diffusion). Приликом решавања једначине температуре примењује се следећи алгоритам. Прво се на фиксној Ојлеровој нумеричкој мрежи решава једначина температуре у Лагранжевом облику. Потом се за разлике у температури између два тренутка у



Слика 19: Приказ поступка интерполације физичких својстава са материјалних маркера (плави кругови) на чворове нумеричке мреже (црвени кругови). Зелена површина означава сектор где се налазе маркери који су релевантни за интерполацију на чвору i, j (на удаљености мањој од половине растојања између чворова)



Слика 20: Интерполација са чворова нумеричке мреже на маркере. Разлика између интерполације укупне вредности параметра В (црвено) и интерполација промене параметра В (плаво)

времену на чворовима мреже, односно:

$$\Delta T_{i,j} = T_{i,j}^{t+\Delta t} - T^t, \qquad (3.3.44)$$

претпоставља да представљају збир унутарћелијске промене температуре  $\Delta T^{sub}_{i,j}$  и остатка  $\Delta T^r_{i,j}$ , односно:

$$\Delta T_{i,j} = \Delta T_{i,j}^{sub} + \Delta T_{i,j}^r. \tag{3.3.45}$$

Како би се одредило  $\Delta T_{i,j}^{sub}$  прво се вештачки на маркерима примењује унутарћелијска дифузија температуре на основу локално израчунатог специфичног времена топлотне дифузије  $t_{dif}$ , и температуре маркера на основу интерполације са мреже  $T_m^{nod}$  тако да (Gerya & Yuen, 2003):

$$\Delta T_m^{sub} = -\left(T_m^{nod} - T_m\right) \times \exp\left(\frac{-D\Delta t}{t_{diff}}\right). \tag{3.3.46}$$

Овде параметар D представља бездимензиони коефицијент нумеричке дифузије (0 < D < 1). Локално карактеристично време топлотне дифузије се може израчунати на основу израза:

$$t_{diff} = \frac{\rho C_{P_m}}{k_m \left(2/\Delta x^2 + 2/\Delta y^2\right)},$$
(3.3.47)

где су  $\rho C_{P_m}$  и  $k_m$  запремински изобарични топлотни капацитет и топлотна проводљивост на маркерима. Вредност  $\Delta T_m^{sub}$  се потом интерполује са маркера на чворове нумеричке мреже билинеарном интерполацијом (једначина (3.3.42)) при чему се долази до вредности  $\Delta T_{i,j}^{sub}$ . Потом се на основу једначине (3.3.45) може израчунати  $\Delta T_{i,j}^r$ . На основу ове вредност остатка на чворовима се затим билинеарном интерполацијом рачуна вредност остатка на маркерима  $\Delta T_m^r$ . На крају се, коначно може одредити коригована вредност температуре на маркеру за следећи временски корак:

$$T_m^{cor,t+\Delta t} = T_m^t + \Delta T_m^{sub} + \Delta T_m^r.$$
(3.3.48)

Корекција температуре на маркерима вештачким рачунањем дифузије на малом простору између чворова нумеричке мреже (унутар ћелије) успева да "изравна" мале унутарћелијске варијације у температури које могу бити последица наглог мешања материјала при конвекцији. Овакве варијације не могу бити отклоњене на основу нормалне дифузије на нумеричкој мрежи, а могу изазвати значајне нумеричке осцилације (Gerya, 2019).

# 4 Моделовање вардарског дела Неотетиса

Користећи горе наведену методологију решавања једначина које описују геодинамички систем успостављен је модел затварања Неотетиса. У овом поглављу су детаљно описани приступ при успостављању овог модела, физичка својства стенских материјала у моделу као и гранични и почетни услови.

# 4.1 Приступ моделовању

Како је већ наведено, у овој тези се усваја хипотеза о постојању једног океанског домена током јуре. Два континента чија конвергенција и почетак колизије се моделује су Адрија (Јадранска плоча, као део Гондване) и Европа (као део Лауразије).

Модели затварања вардарског дела Неотетиса имају за циљ да истраже следеће аспекте завршних фаза развоја овог океана: а) интраокеанску субдукцију Неотетиса током јуре, б) екстензију у изалучном басену горње плоче, в) стварање нове океанске коре у том басену (океан Источни Вардар), г) обдукцију офиолита (Западне и Источне вардарске зоне) као и д) да дају објашњење горњокредног магматизма. Дакле, главни геодинамички феномени које овде треба моделовати су: интраокеанска субдукција, обдукција офиолита, изалучна екстензија и динамика субдуковане плоче Неотетиса.

Горе побројани процеси, у другачијим или сличним околностима, су већ били предмет истраживања и нумеричког моделовања (нпр. Gorczyk et al., 2007; Burov & Yamato, 2008; Gerya et al., 2008; Nikolaeva et al., 2008; Faccenda et al., 2009b; Nikolaeva et al., 2010; Sizova et al., 2010; Nikolaeva et al., 2011). Резултати претходних истраживања су утицали на развој стратегије моделовања процеса затварања Неотетиса у овој тези и одабиру вредности параметара, те су они у следећим поглављима бити детаљније образложени.

### 4.1.1 Интраокеанска субдукција

Интраокеанска субдукција је моделована у многим радовима претходних деценија (Gerya, 2011; Stern & Gerya, 2018; Gerya, 2022). Најчешћи начини изазивања интраокеанске субдукције јесу форсирани (гурањем плоча) и спонтани (Stern & Gerya, 2018). Приписивањем константних брзина одређеним секторима тектонских плоча који су довољно далеко од релевантне зоне моделовања (интерни гранични услов за брзину) може се произвести стање конвергенције. Субдукција се у том случају може изазвати по ослабљеној зони која може бити или унапред дефинисана зона мање вискозности и унутрашњег угла трења, или зона са позитивном аномалијом температуре (нпр. средњоокеански гребен) која је посредно ослабљена, услед утицаја релативно високе температуре на физичка својства (вискозност). Слаба зона, која се дефинише као зона знатно мање вискозности, пластичне снаге и угла унутрашњег трења врши улогу слабог прелаза између чврстих плоча. Овај контраст у реологији је важан за стварање једностране субдукције (Gerya et al., 2008). Овакво гурање плоча је неопходно до тренутка када је доња плоча довољно субдукована да је њена тежина довољна да вуче остатак плоче надоле.

Спонтано настајање интраокеанске субдукције се често моделује по трансформном раседу који раздваја две океанске плоче различите старости. Различита старост океанске литосфере повлачи и различиту топлотну структуру, те различиту густину плоча (Turcotte & Schubert, 2002). Трансформни расед представља ослабљену зону ниске вискозности која се налази између две плоче довољно различитих густина. Оваква конфигурација доводи до спонтане субдукције која углавном има облик повлачења доње плоче и напредовања субдукционог рова. Иако је последњих година оправданост оваквог приступа доведена у питање (Arcay et al., 2020), спонтана иницијација интраокеанске субдукције по трансформном раседу је у широкој употреби и дала је важне резултате (нпр. Nikolaeva et al., 2008; Zhou et al., 2018).

Стварање нове океанске коре је такође нумерички моделовано у контексту интраокеанске субдукције (нпр. Nikolaeva et al., 2008) и океан-континент субдукције (нпр. Gorczyk et al., 2007). Ови поступци су оријентисани на рачунање количине извлачења стопљеног материјала из дубине омотача и њихово смештање у виду магматских тела (Gerya & Meilick, 2011; Vogt et al., 2012).

### 4.1.2 Обдукција офиолита

Суштински важан део моделовања затварања вардарског дела Неотетиса јесте обдукција офиолита Источне и Западне вардарске зоне. Геодинамички модели који овај процес моделују морају као свој резултат имати стварање и смештање офиолита на маргинама Адрије и Европе. Обдукција представља процес навлачења стена океанског порекла преко континенталне коре. Овакав процес који резултира смештањем гушћег материјала преко материјала мање густине је неинтуитиван. Океанска кора сачињена од базалта и габра (око 3000 kg/m<sup>3</sup>) и перидотита остатка океанске литосфере (око 3300 kg/m<sup>3</sup>) се процесом обдукције навлаче преко грубо гледано гранитне коре (око 2700 kg/m<sup>3</sup>). Стене океанског порекла које су позициониране преко континенталне коре се називају офиолитима. Офиолите је прво дефинисао Броњар (Brongniart, 1821), међутим у контексту теорије тектонике плоча, проучавању процеса обдукције и смештања офиолита велики допринос су дали многи аутори (Dewey, 1976; Coleman & Coleman, 1977; Moores, 1982; Dilek & Newcomb, 2003; Dilek & Furnes, 2014). Офиолити се могу наћи као цели блокови који прате структуру океанске литосфере или у облику офиолитског меланжа. Предложено је више механизама како би се објаснио овај феномен попут субдукције средњеокеанског гребена, гравитационог клизања, различитих сценарија смештања приликом колизије и субдукције континенталие коре (Moores, 1982). Према Dilek & Furnes (2014) офиолити се могу грубо поделити на офиолите који су повезани са субдукцијом и оне који нису. Они офиолити чије магматско стварање није било повезано са субдукцијом се могу поделити на офиолите континенталие маргине (енг. continental margin, CM), офиолите средњеокеанског гребена (MOR) и офиолите који су везани за дејство топлих тачака (енг. plume, P). Међу офиолите чије је стварање везано за субдукционе процесе убрајају се офиолити супрасубдукционе зоне (SSZ) и офиолити вулканских лукова (енг. volcanic arc, VA).

Приликом нумеричког моделовања обдукције, а поготову моделовања трајног смештања офиолита преко континенталне коре наилази се на многе проблеме. Кинематски, сударање океанског и континенталног материјала доводи до субдукције океанског материјала. У нумеричким симулацијама затварање океана понекад доводи до стварања сутурне зоне и до остатка одређене количине стена које су везане за океанску кору, али не и перидотита омотача. При моделовању интраокеанске субдукције која се форсира, океански материјал се може наћи на континенту, али разлике у реологији доводе до извлачења или стругања континенталне коре, а поготову њеног плићег дела, и њеног навлачења преко океанске литосфере.

Последњих година постигнуто је неколико успешних покушаја моделовања смештања офиолита. Duretz et al. (2016) су приликом моделовања обдукције офиолита у Оману, први успели у смештању офиолита. Утврђена су два основна услова успешног смештања офиолита: a) контраст у реологији континенталне коре која садржи слабију горњу кору и јаку доњу кору, као и б) реверзија брзина кретања плоча при чему конвергенција прелази у дивергенцију након почетне обдукције океанског материјала. Овај приступ је примењен и при моделовању смештања офиолита Источне Анадолије и Малог Кавказа (Haessig et al., 2016; Rolland et al., 2020). Вештачко мењање конвергенције плоча у њихову дивергенцију у згодном тренутку је потребно оправдати у сваком конкретном случају у којем се овакав поступак моделовања примењује, међутим реологија континенталне коре представља важан услов за успешно смештање офиолита. Скорије, Porkoláb et al. (2021) су показали да је механизам континенталне екструзије адекватан за објашњење делекопутујућих офиолитских блокова. Стенски материјал који чини континенталну кору се приликом обдукције океанске литосфере доводи у стање високог притиска и температуре што изазива његово реолошко активирање, деформацију и повлачење на површину при чему се одваја део обдуковане океанске литосфере од остатка океана. У контексту затварања вардарског дела Неотетиса није оправдано произвољно и значајно мењање брзина конвергенције у циљу смештања офиолита. Реологија континенталне коре је у овој тези главни фактор при моделовању процеса трајног смештања офиолита.

### 4.1.3 Изалучна екстензија

Нумеричко моделовање затварања Неотетиса треба да изазове стварање и обдукцију офиолита Источне вардарске зоне. Како су ови офиолити различитог порекла, и структурног положаја у односу на офиолите Западне вардарске зоне, модел треба да приликом субдукције Неотетиса рекреира услове који су довели до стварања офиолита Источне вардарске зоне. У оквиру ове тезе прихваћена је идеја да су стене Источне вардарске зоне настале у изалучном басену услед процеса ширења океанског дна (Boev et al., 2018). Положај овог изалучног басена се грубо поклапа са положајем европске континенталне маргине. Нумерички модел треба да формира такву интраокеанску субдукцију која изазива екстензију у горњој плочи у региону око вулканског лука или иза њега.

Процеси екстензије у горњој плочи су успешно нумерички моделовани у претходним истраживањима интраокеанске субдукције и субдукције океан-континент. Стварање младог океана ширењем у околини вулканског лука у горњој плочи су изучавани нумерички и при интраокеанској субдукцији (нпр. Arcay et al., 2008; Baitsch-Ghirardello et al., 2014) и при субдукцији океан-континент (нпр. Gerya & Meilick, 2011; Vogt et al., 2012; Dymkova et al., 2016). Иницијација океанског ширења у изалучном басену који изазива локалну екстензију у горњој плочи у оквиру глобално компресионог режима, је још увек донекле енигматичан и контроверзан (нпр. Schliffke et al., 2022). Иако нека питања у вези са овим процесом остају отворена, претходна нумеричка истраживања (нпр. Gerya & Meilick, 2011; Vogt et al., 2012; Dymkova et al., 2016) су установила два глава фактора који су неопходни за развој океанског ширења у изалучном басену, а то су: а) повлачење субдукујуће плоче и б) слабљење горње плоче услед кретања флуида и растопа у субдукционом клину.

Утицај присуства и кретања флуида и растопа у субдукционом клину су проучавали Gerya & Meilick (2011) у контексту нормалне океан-континент субдукције. Установљено је да утицај присуства флуида на смањење пластичне снаге материјала довољан да значајно утиче на развој горње плоче, изазивање локалне екстензије и ширење нове, младе океанске литосфере. Baitsch-Ghirardello et al. (2014) су сличан закључак показали у контексту интраокеанске субдукције. Развој екстензије у горњој плочи је такође повезан са кинематиком плоча. Lallemand et al. (2008) су статистички проучавали брзине кретања плоча на данас активним субдукционим зонама и корелисали те брзине са миграцијом субдукционог рова. Установљено је да брзине плоча утичу на начин развоја горње плоче (компресија, екстензија или неутрални режим). Успостављен је статистички однос:

$$v_{up} = 0.5v_{sub} - 2.3 \quad \left[\frac{\mathrm{cm}}{\mathrm{a}}\right],\tag{4.1.1}$$

где су  $v_{up}$  и  $v_{sub}$  брзине кретања горње и субдукујуће плоче. У контексту утицаја брзина плоча, до ширења или скупљања области вулканског лука долази услед одступања од ове законитости. Ови налази (Слика 21) су потом доведени у везу са резултатима нумеричког моделовања (Arcay et al., 2008). Повлачење субдукујуће плоче (померање од рова) доприноси изазивању екстензије у горњој плочи у области вулканског лука, док напредовање субдукујуће плоче (према рову) доприноси стању компресије у истој регији. Нумеричке симулације изалучне екстензије (Arcay et al., 2008) потврђују статистичке податке са активних субдукционих зона на Земљи (Lallemand et al., 2008). На слици 21 су такође назначене одабране вредности кретања плоча у реферетном моделу.



Слика 21: Емпиријски однос између брзина горње и доње плоче (прна линија) на основу данас активних субдукционих зона на Земљи (зелени, жути и сиви кругови, види легенду десно) и њихова корелација са режимима компресије/екстензије у горњој плочи, где су  $v_{sub}$  и  $v_{up}$  брзине кретања субдукујуће и горње плоче. Црвеним квадратом назначене су брзине кретања плоча у референтном моделу у овој тези. Прилагођено на основу Lallemand et al. (2008)

#### 4.1.4 Постколизиони магматизам

Када је у питању моделовање постколизионог периода током креде, у овој тези се претпоставља да се горњокредни магматизам Сава-Вардар зоне и ТМК може објаснити интраконтиненталним магматизмом, који је највероватније повезан са механизном транстензије (Köpping et al., 2019; Sokol et al., 2020). Транстензија представља последицу транскурентних кретања тектонских блокова. Транскурентно кретање може довести до стварања локалне екстензије доводи до уздизања астеносфере, декомпресије и парцијалног стапања. Повезани феномен јесте транспресија. И транстензија и транспресија представљају тродимензионалне феномене и у вези су са тродимензионалном природом кретања теконских плоча по сферној површи (Harland, 1971; Dewey et al., 1998; Dewey, 2002). Било је више покушаја нумеричког моделовања транстензије и транспресије и ово је област активног истраживања (нпр. Lin et al., 1998; Nabavi et al., 2020; Balázs et al., 2023).

Како се у оквиру ове тезе користи нумеричко геодинамичко моделовање у две димензије, симулирање транспресије/транстензије није обухваћено. Међутим, моделовање у овој тези ће пружити алтернативни одговор на питање горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса. Постколизиони магматизам се може довести у везу са накнадним екстензионим режимима који се јављају у околини сутурне зоне. Два могућа развоја након затварања океана су: а) деламинација и повлачење доње плоче, б) откидање доње плоче и повратак једног њеног дела у субдукциони положај (Слика 22).

Деламинација је процес раздвајања континенталне коре или дела континенталне коре од остатка континенталне литосфере која прати развој континенталне колизије. Континентална деламинација је била предмет нумеричког моделовања (Ueda et al., 2012; Duretz & Gerya, 2013; Li et al., 2016), док су у контексту геодинамике балканског полуострва Andrić et al. (2018) моделовали деламинацију адријске плоче.

Како би објаснили и магматски и металогенетски појас Апусени - Банат - Тимок - Средњогорје и магматизам Сава-Вардар зоне, овде се моделује други могући постколизиони развој, односно моделује се откидање већ субдуковане плоче и накнадно уздизање преосталог, плићег дела те плоче (Слика 22). Процес цепања субдуковане плоче током континенталне колизије је такође нумерички изучаван 2D термомеханичким моделовањем (Duretz et al., 2011; Duretz & Gerya, 2013). Неки аутори магматизам Апусени - Банат - Тимок -Средњогорје појаса интерпретирају тако што га доводе у везу са латералном пропагацијом цепања већ субдуковане плоче (енг. slab tear) што је праћено уздизањем астеносферског топлог материјала који доводи до магматизма на европској маргини (Neubauer, 2002).

### 4.2 Почетна поставка модела

Модели затварања Неотетиса у овој тези обухватају вертикални сектор од 4000 × 1400 km. Ова правоугаона област у вертикалном смислу обухвата хоризонтални слој атмосфере, кору и омотач до дубине од 1380 km. У хоризонталном смислу домен модела обухвата океанску литосферу и две континенталне литосфере са леве и десне стране. Доња граница модела је постављена на дубини од 1400 km да би дозволила развој субдуковане плоче без директног утицаја граничних услова. Све симулације у оквиру ове тезе се развијају у овом геометријском домену. Закривљеност Земљине површи на дужини од 4000 km је занемарена. Резолуција модела је променљива у простору. Одстојања између суседних чворова нумеричке мреже  $\Delta x$  и  $\Delta y$  су мања у централној зони модела где се очекују релевантни резултати. Хоризонтално одстојање на левом и десном сектору модела 10 km. Вертикална резолуција је 1 km у горњих 20 km модела, потом се у наредних 100 km



Слика 22: Скица два могућа режима развоја субдуковане плоче током континенталне колизије: а) деламинација и б) откидање субдуковане плоче. У овој тези је моделован случај откидања субдуковане плоче

линеарно смањује на 10 km. Вертикално одстојање је 10 km у доњем сектору модела.

Већа вертикална резолуција је потребна при решавању прецизних деформација у плитким деловима литосфере и развоју рељефа на псеудослободној граници (Schmeling et al., 2008; Crameri et al., 2012). Првих 20 km уз горњу границу представља слој атмосфере. Атмосфера је моделована принципом лепљивог ваздуха (Crameri et al., 2012; Gerya, 2019) како би се симулирала слободна граница. Атмосфера релативно мале вискозности и густине дозвољава слободну деформацију најплићих делова стенског материјала испод.

У целом домену модела дефинисане су почетне позиције маркера. На почетку симулација број маркера је око  $13 \times 10^6$ . Овај број временом расте услед процеса хидрације и стапања материјала. Почетна концентрација маркера по ћелији модела је 12, у мрежи  $N_{xm} \times N_{ym} = 3 \times 4$ , тако да важи  $\Delta x = N_{xm} \Delta x_m$  и  $\Delta y = N_{ym} \Delta y_m$ , где су  $\Delta x_m$  и  $\Delta y_m$ хоризонтално и вертикално одстојање између два суседна маркера. Ова почетна концентрација маркера по ћелији која је примењена на цео домен модела, је додатно повећана у плићим деловима модела, због боље резолуције релевантног дела модела, разлучивања финијих деформација у кори и стабилности псеудослободне горње границе.

Почетним позицијама маркера се на почетку симулација задаје насумична пертурбација чија је амплитуда мања од половине почетног растојања између маркера. Нове позиције маркера су:

$$x'_m = x_m + p_x \tag{4.2.1}$$

$$y'_{m} = y_{m} + p_{y} \tag{4.2.2}$$

где су  $p_x$  и  $p_x$  пертурбације позиције маркера по x и y које насумично узимају вредности  $[-0.5\Delta x_m, 0.5\Delta x_m]$  и  $[-0.5\Delta y_m, 0.5\Delta y_m]$ .

За поље брзине, на свим правим границама модела је примењен гранични услов слободног проклизавања (енг. free slip). Компонента вектора брзине која је управна на границу је једнака нули док је извод компоненте вектора брзине која је паралелна граници по правцу који је управан на границу једнак нули. Одржање масе се постиже забраном тока преко граница модела и имплементацијом једначине континуитета за нестишљив флуид:

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \tag{4.2.3}$$

За граничне услове за температуру је прихваћено да је температура фиксирана на горњој и доњој граници. При томе је температура на горњој граници једнака 273 K, а температура на доњој граници одговара температури у складу са адијабатским геотермалним градијентом на дубини од 1400 km. На левој и десној граници модела је примењен изолациони гранични услов за температуру, односно забрањена је свака размена топлоте преко граница. Компонента топлотног флукса q у правцу управном на границу једнака је нули. Нумеричка мрежа и гранични услови приказани су на слици 23.

# 4.3 Физичка својства стенских материјала

У моделима у овој тези су дефинисани различити материјали који симулирају термомеханичко понашање стена у кори и омотачу. У овом поглављу су обрађена физичка својства стенских материјала који фигуришу у моделима у овој тези. Реологија свих стена у овим симулацијама је виско-пластична. За сваки материјал дефинисан је реолошки закон преко односа брзине деформације  $\dot{\gamma}$  и диференцијалног стреса  $\sigma_d$  у облику (Ranalli, 1995):

$$\dot{\gamma} = A_D h^m \sigma_D^n \exp\left(-\frac{E_a + V_a P}{RT}\right),\tag{4.3.1}$$

где је  $E_a$  активациона енергија у J/mol,  $V_a$  активациона запремина у J/Pa, R = 8.314 J/(K·mol) је гасна константа,  $A_D$  је преекспонентни фактор који представља материјалну константу за одређену стену у Pa<sup>-n</sup>s<sup>-1</sup>, h је величина зрна у m, P је притисак у Pa, T је температура у K, n је експонент стреса, а m је експонент величине зрна. За дифузијско пузање важи n = 1 (зависност од стреса је линеарна) и m < 0 (утицај величине зрна је



Слика 23: Приказ граничних услова за брзину и температуру и варијација резолуције нумеричке мреже у моделима у овој тези. Плави слој означава "лепљиви ваздух" и симулира слободну границу. Плава линија означава расподелу вертикалне резолуције по дубини, док црвена линија означава расподелу хоризонталне резолуције по *x* оси значајан, али обрнуто пропорционалан брзини деформације). Код дислокацијског пузања важи n > 1 (зависност од стреса је нелинеарна) и m = 0 (не зависи од величине зрна).

Сваки материјал такође је подвргнут пластичном критеријуму Мор-Кулон где је дефинисана пластична снага (максимални стрес) материјала као и угао унутрашњег трења. На сваком кораку у времену рачуна се ефективна вискозност материјала. Модел рачуна и утицај Пирлсовог механизма (Katayama & Karato, 2008; Gerya, 2019):

$$\dot{\varepsilon}_{II} = A_p \sigma_{II}^2 \exp\left(\frac{-E_a - PV_a}{RT} \left(1 - \left(\frac{\sigma_{II}}{\sigma_p}\right)^k\right)^q\right),\tag{4.3.2}$$

где је  $A_p$  материјална константа за Пирлсов механизам,  $\sigma_{II}$  и  $\dot{\epsilon}_{II}$  су редом друга инваријанта тензора девијаторског стреса и друга инваријанта тензора девијаторске брзине деформације<sup>4</sup>.

Реолошке карактеристике материјала су дате у Табели 1. Густина стена се мења као функција температуре и притиска. Ова зависност је изражена једноставном једначином стања:

$$\rho(P,T) = \rho_0 \left(1 - \alpha \left(T - 298.15\right)\right) \left(1 + \beta (P - 10^5)\right) \tag{4.3.3}$$

где су T и P температура и притисак,  $\alpha$  и  $\beta$  коефицијент топлотног ширења и стишљивост, а  $\rho_0$  представља референтну густину на собној температури и атмосферском притиску. Иако се при формулацији једначине континуитета претпоставља нестишљив флуид при чему је густина константна, густина се мења у зависности од притиска при рачунању реолошких својстава. као и при рачунању адијабатског хлађења/загревања. Оваква апроксимација где се густина сматра константном при формулацији једначине континуитета, а променљива је при рачунању других својстава је честа у геодинамици и назива се Бузинескова апроксимација (Turcotte & Schubert, 2002; Gerya, 2019).

Континентална кора у моделима достиже максималну дебљину од 40 km. Ово важи и за Адрију и за Европу. Близу маргина, ова дебљина се линеарно смањује и до 10 km. Прихваћен је једноставан модел континенталне коре која се састоји од два слоја различите реологије (Kelemen & Behn, 2016; Andrić et al., 2018). Горњи слој дебљине 20 km има слабију реологију хидратисаног кварцита, а доњих 20 km се састоји од стена које се деформишу у складу са реологијом плагиокласа ( $An_{75}$  према Ranalli, 1995). Вертикални контраст у реологији континенталне коре, такав да се слабија горња кора налази на чврстој основи доње коре погодује трајном смештању офиолита током обдукције (Duretz et al., 2016; Porkoláb et al., 2021).

Током трајања симулација води се рачуна о стапању и кристализацији материјала. Сваки стенски материјал у моделу има дефинисан ликвидус и солидус као и латентну топлоту која је потребна за њихово стапање односно кристализацију. Топлотна проводљивост k се мења као функција температуре и притиска и за сваки материјал је дефинисана ова законитост (Табела 2).

Стопљени материјали су дефинисани као посебни типови материјала са сопственим реолошким својствима. Свим парцијално стопљеним материјалима у моделу су приписане

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Друга инваријанта девијаторског тензора стреса се дефинише као квадратни корен половине суме квадрата свих компоненти тензора девијаторског стреса, односно:  $\sigma_{II} = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sigma'_{xx}^2 + \sigma'_{yy}^2 + \sigma'_{zz}\right) + \sigma_{xy}^2 + \sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2}$  где је искоришћено својство да су смичуће компоненте тензора стреса симетричне, односно да важи  $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$  као и да за компоненте ван дијагонале важи  $\sigma'_{ij} = \sigma_{ij}$ . Друга инваријанта девијаторског стреса представља магнитуду локалног одступања стреса од хидростатичког стреса. Аналогно се дефинише и друга инваријанта девијаторске брзине деформације као:  $\dot{\varepsilon}_{II} = \sqrt{\frac{1}{2}} \dot{\varepsilon}'_{ij}^2$ .

кони су имплементирани у складу	са вредностима физи	нких својста	ива датим у т	(eggi) IIIBIIBU	одак.	ле су преузеги в	1 њихови	називи
Материјал	Реолошки закон	$\rho_0 [\rm kg/m^3]$	$E_a[{ m kJ/mol}]$	$1/A_D[\mathrm{Pa}^n\mathrm{s}]$	n	$V_a[\mathrm{J/bar/mol}]$	$C[\mathrm{MPa}]$	$\sin \varphi$
Седименти	Мокри кварцит	2600	$1.54 \times 10^5$	$1.97 \times 10^{17}$	2.3	0.8		0.15
Горња конт. кора	Мокри кварцит	2700	$1.54  imes 10^5$	$1.97  imes 10^{17}$	2.3	0.8		0.3
Доња конт. кора	Плагиоклас (An75)	2900	$2.38  imes 10^5$	$4.8 \times 10^{22}$	2.3	0.8	Ξ	0.3
Горња ок. кора (базалт)	Мокри кварцит	3000	$1.54  imes 10^5$	$1.97  imes 10^{17}$	2.3	0.8	Η	0.2
Доња ок. кора (габро)	Плагиоклас (An75)	3000	$2.38 \times 10^5$	$4.8 \times 10^{22}$	3.2	0.8	Η	0.6
Суви омотач (перидотит)	Суви оливин	3300	$5.32  imes 10^5$	$3.98 \times 10^{16}$	3.5	0.8		0.8
Хидратисани омотач/слаба зона	Мокри оливин	3200	$4.7 \times 10^5$	$5.01  imes 10^{20}$	4.0	0.8	Ξ	0.8
Серпентинизовани омотач	Мокри оливин	3000	$4.7  imes 10^5$	$5.01  imes 10^{20}$	4.0	0.8	1	0.8

ија $E_a$	генски	лошки	зиви
енерг	Сви с	a. Peo	ви наз
ациона	$\sin \varphi$ .	$1/\mathrm{MF}$	и њихс
актива	трења	$= 10^{-5}$	/зети 1
на ρ,	шњег	oct $\beta =$	y npey
густи	нутра	шљивс	акле с
ни су:	yrao y	и сти	95) од
инисал	а $C$ и	$^{-5}$ 1/K	alli (19
л деф	а снаг	$1 \times 10^{-1}$	y Raná
терија	ресион	$\alpha = 3$	атим
ики ма	комп]	ирења	taba 🏿
3a cbe	IHA $V_a$ ,	ног ш	x cbojc
дела.	апреми	TOILIIOT	зички
део мо	10Ha 3	ијент	іма ф
ји су	тиваци	оефии	цности
ала ко	n, ak	нтни к	ca Bpe,
атериј	гнэноп	COHCTAI	сладу (
TBA M	D, eKC	мају к	и у ск
a cBojc	UHTA $A$	има и	тиран
MIIOIUK	KOHCTE	модел	племеі
1: Pec	јална .	јали у	су им.
Габела	латери	латери	закони

Материјал         H <sub>r</sub> [µW/m <sup>3</sup> ]           Седименти         2           Горња конт. кора         1.8	<sup>1</sup> ] H <sub>l</sub> [kJ/kg] 300	$k  [\mathrm{W}/(\mathrm{m}\cdot\mathrm{K})]$	$\frac{T_{sol} [K]}{880 \pm 1.79 \times 10^4 / (P \pm 54) \pm 9.02 \times 10^4 / (P \pm 54)^2}$	$T_{liq}$ [K]
Седименти 2 Горња конт. кора 1.8	300		$880 \pm 1.70 \times 10^4 / (D \pm 54) \pm 2.02 \times 10^4 / (D \pm 54)^2$	
Горња конт. кора		$[0.64 + 807/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	3a P < 1200 MPa 3a $P < 1200 MPa$	$1262 \pm 0.09P$
Горња конт. кора 1.8			831 + 0.06 <i>P</i> 3a <i>P</i> > 1200MPa 889 + 1.79 × $10^4/(P + 54) + 2.02 \times 10^4/(P + 54)^2$	
	300	$[0.64 + 807/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	a P < 1200 M Pa	$1262 \pm 0.09P$
			$531 \pm 0.00F$ 33 $F > 1200$ MFa $974 - 7.04 \times 10^4 / (P + 354) + 7.78 \times 10^7 / (P + 354)^2$	
Доња конт. кора 0.18	380	$[1.18 + 474/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	3a P < 1600MPa	$1423 \pm 0.105 P$
			$935 + 35 \times 10^{-4}P + 62 \times 10^{-7}P^2$ as $P > 1600$ MPa $974 - 7.04 \times 10^4 / (P + 354) + 7.78 \times 10^7 / (P + 354)^2$	
Горња океан. кора 0.18	380	$[0.64 + 807/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	a P < 1600 MPa	$1423 \pm 0.105P$
,			$935 + 35 \times 10^{-4}P + 62 \times 10^{-7}P^2$ 3a $P > 1600$ MPa	
			$974 - 7.04 \times 10^4 / (P + 354) + 7.78 \times 10^7 / (P + 354)^2$	
Доња океан. кора 0.18	380	$[1.18 + 474/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	aa P < 1600 MPa	$1423 \pm 0.105P$
			$935 + 35 \times 10^{-4}P + 62 \times 10^{-7}P^2$ a a $P > 1600 {\rm MPa}$	
			$1393.81 + 1328.99P - 510.4P^2$	
Суви омотач 0.022	400	$[0.73 + 1293/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	$_{3a} P < 1000 MPa$	2073.15 + 0.114P
			$2212.811 + 30.819 \times 10^{-3}P$ a a $P > 1000 MPa$	
			$1393.81 + 1328.99P - 510.4P^2$	
Хидратисани омотач 0.022	400	$[0.73 + 1293/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	$_{3a} P < 2400 MPa$	$2073.15 \pm 0.114P$
			$2212.811 + 30.819 \times 10^{-3}P$ aa $P > 2400$ MPa	
			$1393.81 + 1328.99P - 510.4P^2$	
Серпентинизовани омотач 0.022	400	$[0.73 + 1293/(T + 77)] \exp(4P \times 10^{-6})$	$_{3a} P < 2400 MPa$	2073.15 + 0.114P
			$2212.811 + 30.819 \times 10^{-3}P$ 3a $P > 2400$ MPa	

ниске вискозности  $(10^{17} \text{Pa} \cdot \text{s})$  како би контраст са околиним стенама био довољно велики (Pinkerton & Stevenson, 1992).

Стопљени материјал треба да мигрира навише и формира магматска тела у Земљиној кори. Међутим, паралелно моделовање кретања реолошки драстично различитих материјала носи своје потешкоће. Овај проблем се у геодинамици назива проблемом вишефазног тока (Ismail-Zadeh & Tackley, 2010). Сматра се да се стопљени материјал креће ка површини знатно брже од брзине којом се стене омотача деформишу (Elliott et al., 1997; Hawkesworth et al., 1997). При моделовању у овој тези, а у складу са претходним покушајима (Nikolaeva et al., 2008; Sizova et al., 2010; Gerya & Meilick, 2011; Vogt et al., 2012; Andrić et al., 2018) производи магматизма на Земљиној површи се генеришу на основу парцијално стопљеног материјала у дубини. Када материјал пређе солидус, он се претвара у "материјал који носи растоп". Процес мигрирања овог растопа до површине се не моделује, већ се он аутоматски поставља у кору вертикално изнад на основу количине стопљеног материјала. При том се стварају нови маркери на позицијама магматских интрузија. При смештању магматита и вулканита, претпоставља се да 20% материјала избија на површину док се 80% растопа задржава унутар коре у виду магматских интрузија. Тачан положај интрузија се одређује на основу положаја ослабљених делова коре (зоне смицања) (Vogt et al., 2012).

Парцијално стапање се врши постепено док се материјал налази у области између линија ликвидуса и солидуса. Степен стапања  $M^{\circ}$  је линеарна функција притиска и температуре, тако да за дати притисак и врсту стене он износи:

$$M^{\circ} = 0 \quad , \quad T < T_{sol}$$

$$M^{\circ} = \frac{T - T_{sol}}{T_{liq} - T_{sol}} \quad , \quad T_{sol} < T < T_{liq} \qquad (4.3.4)$$

$$M^{\circ} = 1 \quad , \quad T > T_{liq}$$

где су  $T_{sol}$  и  $T_{liq}$  линије солидуса и ликвидуса, функције притиска P. Како би се симулирало уздизање стопљеног материјала ка површини (у складу са Nikolaeva et al., 2008; Sizova et al., 2010; Gerya & Meilick, 2011; Vogt et al., 2012) дефинишу се праг извлачења<sup>5</sup> растопа  $M_{max} = 4\%$  и део растопа који се не може извући из средине настајања  $M_{min} = 2\%$ . Количина извученог растопа се прати преко маркера. Укупна количина растопа, M, за сваки маркер узима у обзир претходно извучене растопе тако да:

$$M = M^{\circ} - \sum_{N} M_{ext} \tag{4.3.5}$$

где је  $\sum_{N} M_{ext}$  укупни удео растопа који је већ извучен у претходним циклусима извлачења. У моделима се стена сматра рефрактивном (нестопљеном) ако је укупни удео већ извученог растопа већи од стандардног удела растопа  $M^{\circ}$ , израчунатог на основу једначине (4.3.4), односно ако је  $M^{\circ} < \sum_{N} M_{ext}$ . То значи да је након N епизода извлачења (екстракције) стопљеног материјала на површину, укупни удео извученог материјала из парцијално стопљене стене већи од очекиваног удела растопа у тој стени на основу линија ликвидуса и солидуса. У том случају, нема више стопљеног материјала који се може извући. Ако укупна количина растопа M превазилази праг $M_{max}$  извлачи се удео растопа  $M_{ext} = M - M_{min}$  и ажурира се сума  $\sum_{N} M_{ext}$ .

У моделима се такође води рачуна о присуству и кретању воде у порама стена. Прису-

 $<sup>{}^5{\</sup>rm V}$ овој тези се користи термин "извлачење" и<br/>ако се мисли на екстракцију магми из парцијално стопљеног стенског материјал<br/>а у дубини.

ство воде у стенама има важан утицај на њихову реологију. Хидратација утиче на линије ликвидуса и солидуса, и такође утиче на густину стена. Треба напоменути да у овим моделима присуство воде у порама стена коре не утиче на њихову густину. Међутим, прати се довођење воде у омотач и промена реолошких карактеристика услед присуства воде. Слободна вода се налази на површини изнад океанске коре. Вода се такође налази у седиментима и хидротермално алтерисаној базалтној кори и чини два масена процента тих стена на површини. Удео воде у порама стена се смањује линеарно са дубином од максимума од 2wt% на површини до 0wt% на дубини од 75 km, тако да:

$$\chi_{H_2O} = (1 - 0.013\Delta y)\chi_{H_2O}^{P0} \tag{4.3.6}$$

где је  $\chi_{H_2O}^{P0} = 2wt\%$  удео воде у порама стена на површини, а  $\Delta y$  дубина у сегменту [0,75] km. Густина омотача се услед хидратације нагло мења. Модел раздваја две врсте хидратисаног омотача на основу присуства серпентинита: хидратисани омотач и серпентинизовани омотач. Ове промене густине су у складу са експериментално утврђеним утицајем хидратације на различитим P - T условима (Poli & Schmidt, 2002; Schmidt & Poli, 1998). Раздвајање серпентинизованог омотача од остатка хидратисаног омотача се врши на основу рачунања поља стабилности анортита (Schmidt & Poli, 1998; Poli & Schmidt, 2002).

Приликом субдукције плоче долази до дехидратације и довођења воде у околни омотач. Реакције дехидратације су одређене на основу термодинамичке базе података (Gerya et al., 2006). Стабилни удео воде у стени израчунат на основу минимизације слободне енергије (Connolly, 2005) као функција притиска и температуре.

Кретање воде се моделује преко маркера. Приликом дехидратације, долази до отпуштања одређене количине воде. Ова вода је представљена новим маркерима који се крећу кроз омотач. Компоненте брзине ових маркера су:

$$v_{x_{H_2O}} = v_x$$
 ,  $v_{y_{H_2O}} = v_y - v_{yP}$  (4.3.7)

где су  $v_x$  и  $v_y$  локалне компоненте поља брзине којом се деформише омотач, а  $v_{yP}$  представља додатну релативну вертикалну брзину филтрације којом се флуид креће у односу на околину. Брзина филтрирања флуида у моделима у овој тези су око 9.5 cm/a. Вода се ослобађа из маркера чим се он нађе у стени која може да апсорбује воду реакцијама хидратације или стапања при датим P - T условима и саставу стене (Gorczyk et al., 2007; Nikolaeva et al., 2008; Sizova et al., 2010).

Типични редослед трансформација стенског материјала омотача током хидратације и парцијалног стапања приказан је на слици 24. У моделу, омотач се састоји од литосфере и астеносфере (тамноплава и светлоплава боја на слици 24). Он се може хидратисати транспортом конатне воде из субдукованих стена обогаћених водом. То су у овим моделима седименти и хидротермално алтерисани горњи базалтни слој океанске коре. Дехидратацијом ових стена, "суви" омотач се претвара у хидратисани (маслинасто-зелена боја на слици 24). Довођењем хидратисаног омотача у такве P - T услове који су преко линије солидуса долази до његовог парцијалног стапања. Треба напоменути да хидратација перидотита омотача знатно утиче на смањење његове линије солидуса те олакшава парцијално стапање (Schmidt & Poli, 1998). Из парцијално стопљеног хидратисаног перидотита (жута боја на слици 24) се извлачи растоп који се смешта на површини у виду магматских интрузија и вулкански изливених стена (светло црвена боја на слици 24). Остатак парцијално стопљеног хидратисаног перидотита који је истрошен и из којег се више не може извући растоп, се сматра рефрактивним (чврстим) и на слици 24 је обојен тамно црвеном бојом.

Други начин стапања перидотита у омотачу који се јавља при моделовању, јесте директна трансформација сувог перидотита у парцијално стопљени омотач (бордо на слици 24) услед преласка линије солидуса. Ово се најчешће јавља при декомпресији испод средњоокеанских гребена, а у мањој мери током саме субдукције. Враћањем овог материјала испод линије солидуса, он се претвара назад у суви омотач (астеносферски или литосферски). Примена истог нумеричког поступка извлачења растопа на површину из парцијално стопљеног сувог перидотита у контексту ширења океанског дна доноси одређене потешкоће у виду експоненцијалног раста броја нових маркера у зони средњеокеанког гребена. У овом случају примењен је једноставнији модел стварања нове океанске коре. У зони ограниченој распрострањењем парцијално стопљеног сувог омотача, овај омотач се у плитким деловима (до дубине од 8 km) при хлађењу (на температурама испод 773 K), претвара у нову базалтну океанску кору. Ова процењена максимална температуре на доњој граници океанске коре је висока, али је грубо у складу са проценама профила температуре океанске литосфере (нпр. McKenzie et al., 2005). Стварање нове океанске коре на овај начин задржава стабилност нумеричког поступка зато што се не стварају нови маркери при генерисању нове коре.

У оквиру модела у овој тези, стварање нове коре извлачењем растопа из декомпресијом стопљеног сувог омотача се јавља превасходно у контексту отварања изалучног басена на маргини Европе и стварања Источног Вардара. Ова нова океанска кора се посматра засебно (розе боја на слици 24) али је по својим реолошким карактеристикама иста као и базалтна океанска кора која је присутна од почетка симулације као део литосфере Неотетиса.

Присуство флуида и растопа у стени утиче на њену виско-пластичну реологију. Пластична снага стене, односно критични стрес којим је потребно оптеретити стену да би дошло до њене деформације је дат преко Мор-Кулоновог критеријума као:

$$\sigma_y = c + P \sin \varphi \tag{4.3.8}$$

Синус угла унутрашњег трења  $\sin \varphi$  се може представити као:

$$\sin \varphi = \sin \varphi_{dry} \lambda_f, \quad \lambda_f = 1 - \frac{P_{total}}{P_f}$$
(4.3.9)

где је  $\lambda_f$  фактор слабљења услед порног притиска флуида,  $P_f$ , а  $\varphi_{dry}$  и c су угао унутрашњег трења за суву стену и кохезија стене, односно пластична снага стене за P = 0.

Током симулације на псеудослободној површи (на доњој граници слоја који имитира атмосферу) топографија се мења у складу са самом деформацијом материјала у моделу,



Слика 24: Типични ток трансформација перидотитског омотача током процеса хидратације и парцијалног стапања али и на основу једноставног модела седиментације и ерозије, преко следеће једначине транспорта (Gorczyk et al., 2007):

$$\frac{\partial y_s}{\partial t} = v_y - v_x \frac{\partial y_{es}}{\partial x} - v_s + v_e \tag{4.3.10}$$

где је  $y_{es}$  вертикални положај површи као функције по хоризонталној координати x, а  $v_x$  и  $v_y$  су компоненте вектора брзине (позитиван знак је на доле);  $v_s$  и  $v_e$  су брзина седиментације и брзина ерозије.

# 5 Резултати нумеричких симулација затварања Неотетиса

У овом поглављу су приказани резултати моделовања затварања Неотетиса и моделовања откидања субдуковане плоче у контексту горњокредног магматизма. Прво следи приказ референтног модела затварања Неотетиса, а потом анализа утицаја различитих параметара на развој ове симулације. Такође, истражује се утицај прекида наметања конвергенције. На крају су приказана два случаја спонтаног развоја субдуковане плоче и моделовано је њено откидање.

# 5.1 Референтни модел

Модел затварања Неотетиса се састоји од два континентална домена (Европа и Адрија) и једног океанског домена (Неотетис) који се налази између њих (Слика 25). Цела ширина океана је 600 km. Све вертикалне секције у овом раду су оријентисане грубо по правцу југозапад-североисток. Океанска литосфера је изразито асиметрична, са средњоокеанским гребеном који је значајно ближи маргини Европе. Океанском гребену је додељена почетна топлотна старост од 10 Ma (Turcotte & Schubert, 2002). Топлотна структура астеносфере је рачуната по адијабатском градијенту температуре од 0.45 K/km (Katsura et al., 2010; Katsura, 2022). Континенти су састављени од два хоризонтална слоја различите реологије. Континенталне литосфере су подељене на три слоја: горња кора, доња кора и омотач. Вертикални профил друге инваријанте девијаторског тензора стреса кроз континенталну литосферу Адрије и Европе је дат на слици 26 и показује три реолошки различита слоја континенталне литосфере. По реологији, Адрија и Европа су на почетку симулације исте, с тим што је максимална дебљина континенталне коре Европе 45 km, а Адрије 40 km.

По самом океанском гребену је дефинисана мала слаба зона са падом према Европи. Западни део океанске литосфере достиже топлотну старост од 100 Ма (Слика 25), док је краћи источни део океанске литосфере између средњеокеанског гребена и маргине Европе достиже старост од 15 Ма. Овако изразита асиметричност океанског домена погодује изазивању изалучног басена на позицији која коинцидира са маргином Европе. Утицај асиметричности океанског домена и у геометријском смислу и у смислу старости (одн. дебљине) океанске литосфере ће бити детаљније обрађена у Поглављу 5.2.

Еволуција референтног модела затварања Неотетиса је дата на слици 27. Интраокеанска субдукција се иницира на почетку симулације по средњеокеанском гребену уз помоћ слабе зоне којој је приписана мања вискозност ( $\eta = 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ), одговарајући параметри реолошког закона и мања пластична снага (види Табелу 1). Адријској и европској плочи су на великој удаљености приписане хоризонталне брзине  $v_x$  од 3 cm/a (Адрија) и -1 cm/a (Европа). Ове брзине гурања се одржавају током целог трајања симулације, али даљи спонтани геодинамички развој модела може утицати на укупне брзине кретања различитих делова модела. Треба напоменути да се хоризонтална компонента брзине сматра позитивном ако је у смеру позитивног прираштаја x осе (удесно), док се вертикална компонента брзине сматра позитивном ако је у смеру позитивног прираштаја у осе (надоле). Грубо гледано, овај избор брзина кретања плоча је такав да задовољавају емпиријски однос садржан у једначини (4.1.1) (према Arcay et al., 2008; Lallemand et al., 2008). На овај начин је наметнут конвергентни кинематски режим плоча. Чврсте плоче преносе стрес до најслабије тачке (слаба зона средњеокеанског гребена) по којој долази до значајних деформација. Почетак субдукције на исток се одиграва по средњеокеанском гребену подвлачењем западног дела океанског домена. Субдукција на исток се развија у почет-



Слика 25: Почетна конфигурација референтног модела затварања Неотетиса. Различити стенски материјали су представљени различитим бојама (види легенду). Легенда боја које означавају стене се односи и на све следеће слике које приказују композиционо поље. Поље температуре је представљено црним изолинијама које узимају вредности од 200°C са еквидистанцом од 200°C

ним фазама симулације. Довођење океанске коре обогаћене водом доводи до хидратације околног омотача (Слика 27а). Ово изазива и серпентинизацију у горњој кори (тамно плава боја на слици 27). Нижи солидус хидратисаног омотача доводи до његовог парцијалног стапања. Извлачење растопа из ове средине резултира стварањем вулканског лука неких 150 km источно од рова. Овај лук се огледа у магматским инрузијама у континенталној кори европске маргине и вулканитима на површини горње плоче (црвена боја на слици 27а-в).

Присуство флуида у субдукционом клину и извучених растопа у горњој плочи реолошки слаби горњу плочу која ће сада лакше трпети деформацију. Ово слабљење европске



Слика 26: Профили друге инваријанте тензора девијаторског стреса кроз стабилне делове Адрије и Европе након 5 Ма од почетка симулације, за позиције хоризонталне координате од 500 km и 3000 km. По вертикалном правцу јасно се раздвајају атмосфера, горња континентална кора, доња континентална кора, литосфера и астеносфера

маргине се дешава док субдуковани западни део океанске литосфере достиже дубину од око 500 km што изазива значајну силу којом та литосфера Неотетиса вуче остатак Адрије. Развој субдукције Неотетиса је праћен повећањем угла субдукције који је након 14 Ма субвертикалан (Слика 27в). Услед повлачења субдукујуће плоче као и услед реолошког слабљења горње плоче због присуства флуида и растопа, након 13.5 Ма од почетка симулације долази до почетка екстензије европске маргине. Процес рифтовања се развија око 2 Ма и доводи до стањивања континенталне коре и остатка литосфере. Значајне екстензионе деформације европске маргине доводе до отварања изалучног басена. Усед стањивања литосфере и уздизања астеносфере, долази до декомпресионог стапања сувог омотача испод европске маргине (Слика 276). Парцијално стапање астеносферског материјала доводи до стварања нове океанске базалтне коре. Постепено хлађење овог изалучног басена доводи и до стварања нове литосфере. Нова литосфера изалучног басена представља стварање океанских стена Источног Вардара (Слика 27г). Део континенталие маргине Европе остаје уз субдукциони ров и одваја се од остатка континента. Процес ширења океанског дна у изалучном басну се развија око 4 Ма. За то време се океан Источни Вардар проширио око 100 km, што одређује брзину ширења морског дна од око 2.5 cm/a. Старији вулканити који се састоје од субдукционог магматизма као и магматизма услед астеносферског уздизања у области вулканског лука, мигрирају од центра ширења новог океанског дна.

Развој океанске литосфере Источног Вардара се завршава на око 20.5 Ма од почетка симулације коначним затварањем Неотетиса и почетком колизије Адрије и Европе (Слика 27д). Период од неколико Ма током којег долази до ширења младог океана (Источни Вардар), долази и до повлачења субдукујуће плоче и благог мигрирања субдукционог рова ка западу. Како се ово дешава истовремено са наиласком континенталне маргине Адрије, долази до обдукције источног дела океанске литосфере Неотетиса на запад (Слика 27в-г).

Субдукована континентална кора долази у окружење високог притиска и температуре. Под притиском обдуковане океанске литосфере, долази до екструзије континенталне коре Адрије (Слика 27г-д). Горња континентална кора Адрије се одваја од доње коре и извлачи



Слика 27: Еволуција референтног модела затварања Неотетиса. Приказано је шест карактеристичних временских исечака. Стене су представљене различитим бојама (као на легенди на слици 25) и поље температуре изолинијама које се крећу од 200°С са еквидистанцом од 200°С

се на површину што резултира тиме да већина обдуковане литосфере Неотетиса (будући офиолити Западне вардарске зоне) не остаје на површини. Екструзија континенталне коре се дешава у смеру ка западу, односно "уназад" ка остатку Адрије. Наставак конвергенције услед активног гурања плоча, доводи до додатног набирања и навлачења екструдованог континенталног материјала на исток ка Европи при чему се велики део обдукованих офиолита будуће Западне вардарске зоне потеклих од океанске литосфере Неотетиса, субдукује. Мањи део океанске коре се задржава на површини, док је већина будућих офиолита Западног Вардара остаје при сутури у виду офиолитског меланжа (Слика 27д-ђ). С друге стране, значајни делови океанске литосфере (кора и омотач) Источног Вардара остају смештени структурно у оквиру маргине Европе уз саму сутурну зону (Слика 27ђ). Континуирана конвергенција источне плоче утиче на потоњу субдукцију велике већине већ обдукованих офиолита Западне вардарске зоне и њихово задржавање. Развој једне интраокеанске субдукције Неотетиса у овом моделу доводи до екстензије у горњој плочи. Овај развој је, услед одржања конвергенције праћен коначним затварањем океана. Након затварања океана, на површини остају смештена два различиота офиолитска појаса. Ови офиолитски појаси на основу свог просторног распореда се могу протумачити као офиолити који одговарају Источној и Западној вардарској зони.

### 5.1.1 Заустављање конвергенције

У референтном моделу брзине приписане континентима у циљу постизања конвергентног режима између плоча су одржане током целе симулације. При нумеричком моделовању иницијације субдукције у претходним истраживањима установљено је да она углавном захтева почетно гурање плоча (нпр. Stern & Gerya, 2018; Gerya, 2022). Током развоја субдукције, након што је довољна количина хладне литосфере субдукована, тежина тог материјала је довољна да води субдукцију (Royden, 1993; Conrad & Lithgow-Bertelloni, 2002; Kearey et al., 2009). Престанак гурања плоча након одређеног периода конвергенције се често примењује при нумеричком моделовању (нпр. Andrić et al., 2018; Sizova et al., 2019).

Овде ће бити представљена временска еволуција истог референтног модела при чему се након одређеног времена престаје са гурањем плоча. Субдукција се у том периоду одвија искључиво на основу већ присутних сила које делују на систем, а пре свега на основу тежине већ субдуковане плоче Неотетиса која вуче остатак Неотетиса и Адрију. Примена интерног граничног услова за брзину је обустављена након 18 Ма од почетка развоја система. У референтном моделу цео Неотетис је субдукован након 15 Ма док се Источни Вардар развија до 18 Ма. У тренутку престанка гурања плоча, стене океанског порекла два различита афинитета се налазе између два континента који су у почетним фазама колизије. Цео западни део плоче Неотетиса и један део Адрије је субдукован и налази се у субвертикалном положају. Део источног дела првобитног Неотетиса остаје уклињен између два континента испод површи.

На слици 28 представљена је временска еволуција референтног модела при обустављању гурања плоча на 18 Ма од почетка симулације. Почетне фазе развоја симулације су исте као у референтном моделу. Након отварања изалучног басена на маргини Европе и стварања стена Источног Вардара (розе боја на слици 28а-г) долази до престанка наметнуте конвергенције. Последица престанка гурања Европе ка западу се одмах огледа у расподели поља брзине (Слика 28д-ђ). Европски континент престаје да се креће ка Адрији. С друге стране, Адрија се већ креће брзином која је последица утицаја тежине већ субдуковане литосфере Неотетиса за који је Адрија механички везана и на њено кретање престанак наметнуте конвергенције нема значајан утицај.

У периоду након отварања Источног Вардара, мали део континенталне коре Европе се налази западно од изалучног басена уз Адрију. Офиолити Западне вардарске зоне се налазе обдуковани преко континенталне коре Адрије. Ови офиолити су у великом делу механички измешани са седиментима. Субдукована континентална кора Адрије се екструдује (Слика 28 б-в) и потом се помера на исток. Ова деламинација горњег и доњег слоја континенталне коре Адрије резултира у: затварању изалучног басена Источног Вардара и трајном смештању офиолита и Западне и Источне вардарске зоне (Слика 28г).

Цео блок континенталне коре, седимената и офиолита западно од Источног Вардара, трпи изразите деформације и смицања. Ово се огледа у локализованим максимумима  $\dot{\varepsilon}_{II}$ у плићим деловима модела (Слика 28д-ж). До овога долази услед специфиче расподеле поља брзине испод Источног Вардара. Брзину у овом делу модела диктирају: конвективна ћелија испод Источног Вардара и брзина субдукције Адрије услед вуче Неотетиса наниже. Током фазе наметнуте конвергенције, одвојени блок је и даље делимично трпео исто гурање са истока. Након престанка наметнуте конвергенције механички развој контакта између Европе и Адрије диктира поље брзине испод њега. Испод Источног Вардара постоји развијена конвективна ћелија са кретањем у смеру казаљке на сату (Слика 28д). Кретање у овом смеру погодује изазивању континенталне екструзије Адрије и уздизању астеносфере по граници субдуковане плоче. Уздизање астеносфере погодује одржавању офиолитког блока Западне вардарске зоне на површи.

 $Log_{10}\dot{arepsilon}_{\parallel}\,[s^{-1}]$ 



Слика 28: Развој референтног модела са обуставом гурања плоча на 18 Ма од почетка симулације. Са леве стране (а-г) је приказано композиционо поље (боје су исте као на слици 27) док је температура представљена црним изолинијама почевши од 100°C са еквидистанцом од 200°C; са десне стране (д-ж) је преко обојене контурне карте приказана друга инваријанта тензора брзине деформације (логаритам за основу 10) док је поље брзине приказано белим стрелицама. Дужина стрелице је пропорционална интензитету вектора брзине

С друге стране, наставак конвергенције у виду кретања адријске плоче на исток, а у одсуству конвергенције Европе на запад, доводи до реверзије хоризонталне компоненте брзине у сектору блока који садржи офиолите Западне вардарске зоне (Слика 28д-ђ). Након реверзије овај блок почиње да се креће ка истоку. Том приликом се трајно смештају офиолити Западне вардарске зоне. Овај процес прати и коначно затварање Источног Вардара и трајно смештање значајне количине офиолита Источне вардарске зоне. На крају симулације два различита офиолитска појаса се налазе на контакту Европе и Адрије (Слика 28г).

# 5.2 Параметарска студија

Спроведена је параметарска студија на основу референтног модела описаног у претходном поглављу. Табела 3 садржи листу нумеричких екесперимената који су извршени у оквиру ове студије утицаја параметара на развој референтног модела. Геодинамички проблем који се моделује је изразито комплексан. Он захтева да нумеричка симулација обухвати интраокеанску субдукцију, екстензију у горњој плочи, стварање новог океанског дна, обдукцију офиолита на адријској плочи, обдукцију офиолита на европској плочи, затварање океана и задржавање два различита офиолитска појаса на површи. Параметарски простор свих фактора који потенцијално могу да утичу на развој овог геодинамичког процеса је веома широк. У оквиру ове студије, фокус је на праћењу утицаја параметара који су везани за геометрију самог океанског домена Неотетиса на почетку симулације, као и на утицај фактора слабљења услед присуства флуида и растопа. Под геометријом океанског домена Неотетиса се подразумева његова укупна ширина, асиметричност у виду положаја средњеокеанског гребена као и старости западне и источне стране океана на почетку интраокеанске субдукције. Резултати су грубо сврстани у три групе на основу присуства офиолита на крају симулације. Ове три групе су:

- одсуство офиолита Источне вардарске зоне;
- одсуство офиолита Западне вардарске зоне;
- присуство офиолита и Источне и Западне вардарске зоне.

Ови резултати су у Табели 3 приказани ознакама "без ИВ", "без ЗВ" и "ИВ + ЗВ". У великој већини случајева, "без ЗВ" резултат значи да се обдукована литосфера Неотетиса (Западна вардарска зона) која се нашла на кониненталној плочи Адрије током интраокеанске субдукције не задржава на том месту. У свим симулацијама током интраокеанске субдукције долази до навлачења дела океанске литосфере Неотетиса на Адрију. У симулацијама "без ЗВ" навучена океанска литосфера се наканадно субдукује и у целости или у великом делу бива конзумирана у омотачу. До овога углавном долази због екструзије адријске континенталне коре, наставка конвергенције након почетка колизије континената, и прераним и превеликим ширењем океана у изалучном басену (Источни Вардар), који се у том случају неконтролисано шири до већ обдукованих стена Западне вардарске зоне изазива њихову субдукцију, заједно са остатком адријске плоче. Резултат "без ИВ" значи да стене Источне вардарске зоне нису успешно формиране током трајања симулације. Ово је последица недовољне екстензије у горњој плочи која не резултује у отварању изалучног басена. Најчешће, интраокеанска субдукција се развија на такав начин који не дозвољава екстензију у горњој плочи. На развој екстензије у горњој плочи утичу кинематски услови, тежине субдуковане плоче, као и слабљење горње плоче услед присуства флуида и растопа. Без отварања изалучног басена, а према прихваћеној радној хипотези, нема услова за стварање стена будуће Источне вардарске зоне.

И "без ИВ" и "без ЗВ" резултати се сматрају неуспешним у смислу да не успевају да репродукују грубу геодинамичку поставку геотектонских јединица Балкана која се може опазити данас. У одређеним условима, симулација успева да задржи оба офиолитска појаса на контакту Адрије и Европе и ови "ИВ + ЗВ" резултати се сматрају успешним.

Утицај параметара на еволуцију референтног модела је грубо подељен на: утицај брзина плоча, утицај почетне укупне ширине океана, утицај старости океанске литосфере и утицај слабљења услед присуства флуида и растопа у горњој плочи. У наредним поглављима биће речи о свим побројаним разматрањима.

### 5.2.1 Утицај брзина плоча

У оквиру параметарске студије, вариране су вредности приписаних брзина кретања плоча. Приписане брзине кретања плоча у моделима затварања Неотетиса имају два основ-

- остваривање кинематских услова који су повољни за стварање екстензије у горњој плочи;
- директан утицај на време које је потребно да се Неотетис затвори.

Кинематика плоча представља важан фактор када је у питању изазивање екстензије у горњој плочи. Брзине кретања плоча су дирекно повезане са учесталошћу појаве екстензије у изалучном басену (Arcay et al., 2008; Lallemand et al., 2008). Екстензија горње плоче се чешће дешава у случајевима где се обе плоче крећу у истом смеру (ка горњој плочи) релативно великим брзинама од преко 5 cm/a (Lallemand et al., 2008). Оваква конфигурација би изазвала проблеме у моделима у овој тези. С једне стране, велике брзине кретања плоча би негативно утицале на дужину трајања симулација које би произвеле затварање

Табела 3: Листа нумеричких експеримената изведених у овој параметарској студији. Различите колоне означавају вредности различитих параметара. Варирани су следећи параметри: дужина западног дела океана  $L_1$ , дужина источног дела океана  $L_2$ , брзине кретања Адрије и Европе  $v_a + v_e$ , максималне старости два дела почетног океана  $T_1/T_2$  и вредности фактора слабљења за присуство флуида и растопа  $\lambda_f/\lambda_m$ . Резултати у виду обдукованих офиолита (без ЗВ, без ИВ, ИВ+ЗВ) на крају симулације су дати у седмој колони -"резултат"

br.	$L_1$ [km]	$L_2 [\mathrm{km}]$	$v_a + v_e  \mathrm{[cm/a]}$	$T_1/T_2$ [Ma]	$\lambda_f/\lambda_m$	резултат
mbr001	550	50	3 + 1	70/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr002	550	50	3 + 1	70/15	0.01/0.01	без ЗВ
mbr003	550	50	3 + 1	70/15	0.001/0.001	без ЗВ
mbr004	550	50	3 + 1	70/15	0.1/0.001	без ЗВ
mbr005	550	50	3 + 1	70/15	0.001/0.1	без ЗВ
mbr006	550	50	2 + 1	70/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr007	550	50	1 + 1	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr008	550	50	1 + 2	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr009	550	50	1+3	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr010	550	50	2+2	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr012	550	50	2 + 2	50/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr016	750	50	3 + 1	70/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr023	550	150	3+1	70/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr028	350	50	3 + 1	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr031	450	150	3+1	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr032	300	300	3+1	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr033	550	<b>50</b>	3+1	<b>70</b> / <b>15</b>	<b>0.1</b> / <b>0.1</b>	MB + 3B
mbr034	550	50	3+1	50/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr035	550	50	3 + 1	70/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr036	550	50	3+1	100/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr037	550	50	3 + 1	50/15	0.1/0.1	без ИВ
mbr038	350	50	4 + 1	100/15	0.001/0.001	без ИВ
mbr040	500	300	2+2	70/15	0.1/0.1	без ЗВ
mbr046	550	50	3+1	<b>70</b> / <b>15</b>	0.1/0.1	MB + 3B
mbr054	500	300	3+1	30/35	0.1/0.1	без ИВ
mbr055	500	300	3 + 1	30/30	0.1/0.1	без ЗВ

Неотетиса у знатно краћем периоду од очекиваног. С друге стране, кретање плоча у истом смеру би изазвало додатне потешкоће при моделовању у ограниченом просторном домену, пошто би се плоче кретале ка једној од вертикалних граница модела. Како су гранични услови такви да не пропуштају масу кроз саму границу, оваква кретања плоча би произвеле вештачку субдукцију на ивици модела. Сила којом би та субдукција вукла остатак плоче би додатно утицала на стање стреса у релевантном делу модела.

У оквиру спроведеног моделовања изазивање дивергентног кретања у горњој плочи се мора произвести у режиму глобално конвергентног кретања плоча. Одабране брзине у референтном моделу од 3 cm/a за Адрију и -1 cm/a за Европу се налазе на неутралној линији када је у пирању компресија или екстензија у горњој плочи (према Lallemand et al., 2008). У параметарској студији истражен је утицај различитих брзина плоча 3. Брзине приписане плочама су у распону 1-4 cm/a.

За вредности брзина које су истражене у оквиру ове параметарске студије, утврђено је да је иницијација екстензије у горњој плочи снажно ограничена овим приписаним брзинама кретања плоча. За референтну дужину океана од 600 km и и факторе слабљења  $\lambda_f$  и  $\lambda_m$  од 0.1, до екстензије изалучног басена горње плоче не долази у условима укупне конвергенције мање од 3 cm/а. Међутим, асиметрија у приписаним брзинама је такође важна. Већа брзина европске плоче ка западу негативно утиче на развој екстензије. С друге стране, већа брзина адријске плоче ка истоку олакшава изазивање изалучне екстензије у горњој плочи. Комбинација брзина од 3 + 1 cm/a у референтном моделу дозвољава развој изалучне екстензије.

На слици 29 приказана су два екстремна случаја еволуције модела на основу симетричне и асиметричне расподеле брзина адријске и европске плоче. Утицај асиметрије у брзинама плоча је јасно илустрован чињеницом да при истој укупној конвергенцији од 4 cm/a до изалучне екстензије не долази у случају симетричне конвергенције (2+2 cm/a, mbr010) или у случају асиметрије у корист европске плоче (1+3 cm/a, mbr009). Насупрот томе, асиметрија у корист субдукујуће плоче иде у прилог развоју екстензије у горњој плочи.

Одржавање конвергенције путем гурања плоча током целе симулације ствара услове који доводе до касније субдукције обдукованих стена Западне вардарске зоне. Ово се дешава у случају отварања изалучног басена Источне вардарске зоне. С друге стране, одржавање гурања плоча помаже у обуздавању ширења Источног Вардара и смештању његових офиолита на европску маргину. На слици 30 приказана је еволуција референтног модела у случају престанка наметања конвергенције након 13.8 Ма од почетка симулације. Овај тренутак коинцидира са почетком отварања изалучног басена на европској маргини. У овом случају субдукција се наставља услед тежине субдуковане плоче, а ширење Источног вардара кулминира након 18 Ма од почетка симулације. Долази до екструзије континенталне коре и задржавања оба офиолитска појаса на контакту Адрије и Европе.

### 5.2.2 Утицај почетне ширине океана

Почетна ширина океана се показала као веома важан фактор при стварању Источног Вардара. Под почетном ширином океана подразумева се укупна раздаљина између европске и адријске маргине, која обухвата океанску литосферу. Ова ширина одговара почетку симулације, односно средини јуре (око 170 Ма). Анализа утицаја параметара је покрила реалистичне процене вредности укупне почетне ширине Неотетиса. Океан има почетне укупне ширине у опсегу 400-800 km. Такође, асиметрија у величини источног и западног дела Неотетиса игра важну улогу у развоју интраокеанске субдукције.



Слика 29: Утицај асиметричних брзина плоча при истој укупној количини конвергенције. При конвергенцији од 4 cm/a: посматра се: а) симетрична расподела брзина 2 + 2 cm/a и б) асиметрична расподела брзина 3 + 1 cm/a. Овде је знак брзина узет као позитиван уколико доприносе конвергенцији, а не у односу на x осу. Приказани су завршни временски исечци после којих је симулација заустављена. Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°С са еквидистанцом од 200°С



Слика 30: Утицај престанка гурања плоча. Интерни гранични услов приписивања брзина кретања плоча је искључен након 13.8 Ма. Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°С са еквидистанцом од 200°С

Западни део океана треба да буде широк бар 500 km како би дошло до изазивања екстензије у горњој плочи. Ширина западног дела Неотетиса на почетку субдукције је директно пропорционална могућој укупној тежине субдуковане плоче током развоја интраокеанске субдукције. Довољна тежина субдуковане плоче је неопходна за успешно развијање новог центра ширења океанског дна у горњој плочи.

Симулације у оквиру ове параметарске студије сугеришу да је иницијална ширина Неотетиса од 400 km и мање, недовољна за иницирање изалучне екстензије и стварање океанске литосфере Источног Вардара. Ово је тачно и при условима који изразито погодују развоју екстензије изалучног басена горње плоче. Нпр. при почетној ширини океана од 400 km, чак и за драстичне вредности од 0.001 фактора слабљења  $\lambda_f$  и  $\lambda_m$ , великом контрасту старости плоча, и погодним брзинама кретања плоча (mbr038) маргина Европе остаје у целости, а Источни Вардар се не формира (Слика 31в-г).



Слика 31: Приказ утицаја почетне ширине океана на развој изалучне екстензије и обдукцију офиолита. При ширини океана која је мања од 400 km не долази до екстензије и отварања океана Источног Вардара (в-г), док при знатно ширем почетном океану (а-б) може доћи до преране екстензије и неконтролисаног ширења Источног Вардара који може утицати на смештање офиолита Западне вардарске зоне (црна стрелица на б). Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°C с са еквидистанцом од 200°C

С друге стране, океан укупне почетне ширине од 800 km који се састоји од још дужег западног дела (750 km) при чему је позиција средњоокеанског гребена на истој удаљености од маргине Европе (50 km) не одговара развоју офиолита Западне вардарске зоне. Почетна конфигурација океана, која је таква да је његов западни део довољно широк, је повољна по изазивање екстензије у горњој плочи. Међтим, ову екстензију прати проблем времена њеног настанка и дужине њеног развоја. Изалучна екстензија се јавља на европској маргини око 13.7 Ма (Слика 31а-б) што је у складу са временом у референтном моделу. Међутим, у оваквој конфигурацији, због веће дужине западног дела океана и исте брзине конвергенције, ово време не одговара времену наиласка Адрије. Последица ове геомеријске датости је да се новонастала океанска литосфера Источног Вардара значајно више и брже шири. У року од 1 Ма, Источни Вардар се проширио са око 50 km на више од 350 km. То одговара драстичној брзини ширења океанског дна од око 30 cm/a. Овако брзо ширење веома младе литосфере мале густине и декомпресијом парцијално стопљеног омотача релативно мале вискозности, доводи до ширења новонасталог океана до маргине Адрије и почетка субдукције адријске континенталне коре. Део океанске литосфере Неотетиса који је почео да се обдукује преко адријске маргине се такође субдукује заједно са остатком адријске коре. На овакав развој догађаја такође утиче и већа тежина субдуковане литосфере услед већих димензија Неотетиса.

Такође, асиметричност у дужинама два океанска дела (од маргине континента до средноокеанског гребена) игра важну улогу у геодинамичком развоју током затварања Неотетиса. Дужина источног дела Неотетиса на почетку симулације ( $L_2$  у Табели 3) није од велике важности за успешност развоја Источног Вардара. До екстензије изалучног басена и развоја Источног Вардара долази када су услови за развој те екстензије погодни, односно када постоји довољно велика тежина субдукујуће плоче и када је горња плоча довољно ослабљена. Ово се јавља без обзира на дужину источног дела Неотетиса, те се оваква екстензија може јавити и у континенталној и у океанској средини.

На слици 32 приказан је развој модела (mbr040 Табела 3) где је средњоокеански гребен на почетку интраокеанске субдукције удаљен 300 km од континенталне маргине Европе. До отварања новог океанског домена у оквиру горње плоче долази по ослабљеном региону вулканског лука након 9.8 Ma од почетка симулације (Слика 32а). Ова екстензија је знатно удаљена од европске маргине (око 240 km). Ширење овог океана доводи до накнадне субдукције стена Западне вардарске зоне. Нови океан се шири и на исток при чему изазива субдукцију десног дела Неотетиса ка западу. Оваква конфигурација не одговара геодинамичкој ситуацији Балкана и није у складу са хипотезом прихваћеном у овом раду.

### 5.2.3 Утицај старости океанске литосфере

Старост океанске литосфере је у директној корелацији са њеном топлотном структуром (Turcotte & Schubert, 2002). Последично, старије плоче имају већу густину (на основу једначине стања (4.3.3)) и на њих делује мањи потисак. Океанске плоче у овим моделима немају константну старост (дебљину) већ се њихова старост повећава са удаљеношћу од средњеокеанског гребена. Старости које су вариране у оквиру ове параметарске студије престављају максималне старости које су припиписане оним деловима литосфере који се налазе на највећој удаљености од средњеокеанског гребена.

Релативне старости океанских плоча имају утицај на развој екстензије изалучног басена у смислу да доприносе количини тежине субдукујуће плоче, међутим овај утицај је секундаран. При условима који иначе погодују развоју изалучне екстензије (субдукујућа плоча која је дужа од 500 km, и фактори слабљења  $\lambda_f$ ,  $\lambda_m$  од 0.01 и мање), до ширења нове океанске литосфере у горњој плочи долази и при младим и старим верзијама Неотетиса. Симулације су успеле да изазову изалучну екстензију за старости од 30 до 100 Ма.

Међутим, симулације указују на то да је контраст у старостима између две океанске плоче у директној вези са настојањем модела да изазове екстензију у региону вулканског лука горње плоче. Као што је приказано на слици 33в-г, при конфигурацији интраокеанске субдукције релативно млађег западног дела океана (50 Ma), за старост источне плоче од 30 Ma, не долази до изазивања екстензије у горњој плочи. Насупрот томе, већи контраст



Слика 32: Приказ утицаја асиметричности почетног океанског домена. У овом експерименту (mbr040) при почетној ширини источног дела океанске литосфере од 300 km, екстензија у горњој плочи се изазива далеко од маргине европе и резултује у изазивању нове интраокеанске субдукције на запад, као и у отежаном смештању офиолита Западне вардарске зоне. Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°С са еквидистанцом од 200°С

између плоча дозвољава развој изалучне екстензије; нпр. 100 Ма спрам 30 Ма (Слика 33а-б).

Старост субдукујуће плоче је у директној корелацији са њеном тежином, те силом којом та плоча вуче остатак литосфере надоле. Стога је старија субдукујућа плоча погоднија за развој екстензије у горњој плочи. За укупну почетну ширину Неотетиса од 600 km и за вредност фактора слабљења  $\lambda_f$ ,  $\lambda_m$  од 0.1, разлика у старостима би требало да буде бар 60 Ма како би се изалучна екстензија развила. Ипак, ово је од секундарне важности у односу на утицај почетне ширине океана (односно дужине оног његовог дела који се субдукује) и утицај присуства флуида и растопа у горњој плочи. На укупну тежину субдуковане плоче и њена старост и њена укупна дужина. Међутим, повећање старости плоче након одређене вредности (око 70 Ма) не доприноси у великој мери повећању њене тежине. Ово је директна последица топлотне кондукције и зависности температуре од времена (Turcotte & Schubert, 2002). С друге стране, дужина субдуковане плоче директно утиче на укупну количину субдукованог хладнијег литосферског материјала што је директно пропорционално тежини субдуковане плоче.

### 5.2.4 Утицај присуства флуида и растопа

Модел треба да води рачуна о утицају флуида и растопа који се филтрирају у горњој плочи. Већ је установљено да је развој екстензије у горњој плочи у дирекној корелацији са реолошким слабљењм горње плоче услед присуства флуида и растопа (Baitsch-Ghirardello et al., 2014). Ова параметарска студија потврђује те резултате у контексту затварања вардарског дела Неотетиса и настанка и развоја офиолита Источне вардарске зоне. Вредности фактора слабљења стена услед присуства флуида и растопа које су коришћене у овој параметарској студији се крећу од 0.001 до 0.1.



Слика 33: Приказ утицаја почетне старости субдукујуће плоче. Субдукција старије океанске литосфере погодује развоју изалучне екстензије (а-б), док океан са мањим контрастом у старости између два океанска дела (в-г) не успева да изазове отварање Источног Вардара у овој конфигурацији. Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°С са еквидистанцом од 200°С

Вредности  $\lambda$  мање од 0.1 изразито погодују развоју изалучне екстензије. Утицај  $\lambda$  је од примарног значаја како би се створили услови за екстензију. Ипак, утицај ових параметара је мање изражен када су у питању конфигурације које су већ склоне ка развоју екстензије у горњој плочи. Даље смањење вредности  $\lambda$  на 0.001 само утиче на време почетка раздвајања горње плоче, убрзавањем овог процеса за пар милиона година. Ранији развој новог центра ширења океанског дна и стварање нове литосфере у овим симулацијама углавном води ка неконтролисаном ширењу новог Источног Варадара. У том сценарију, млада океанска литосфера Источног Вардара се обдукује и на Адрију и на Европу. Ово је увек праћено паралелном субдукцијом већ обдукованих стена Западне вардарске зоне са Адријске маргине назад у омотач.

Ипак, слабљење горње плоче услед присуства флуида и растопа представља један од пресудних фактора при успешном изазивању екстензије при условима који иначе нису нарочито погодни за то. У контексту стварања Источног Вардара, резултат може бити драстично различит ако су фактори слабљења  $\lambda_f$ ,  $\lambda_m$  једнаки 0.01. Нпр. до екстензије у зони вулканског лука и потоње ширење нове океанске литосфере не долази при интраокеанској субдукцији океана ширине 800 km и старости 30Ma (500 km + 300 km, експеримент mbr055 у Табели 3) при вредости  $\lambda=0.1$  (Слика 34). Ако се фактор смањи на 0.01, иста поставка резултира у развоју екстензије у горњој плочи након 10 Ma (Слика 34в-г).

Већи утицај слабљења (мање вредности  $\lambda$ ) такође доприноси положају извора новог центра ширења, при чему се он често јавља и у интралучној и испредлучној зони ближе субдукционом рову, пошто је овај део горње плоче највише хидратисан (серпентинизован). Овакав развој често спутава развој офиолита Западне вардарске зоне који су се претходно акумулирали у рову и испредлучном басену пре обдукције.



Слика 34: Приказ утицаја присуства флуида и растопа у субдукционом клину и горњој плочи. Фактор слабљења значајно утиче на развој екстензије у горњој плочи. При фактору  $\lambda$  од 0.1 (а-б) теже долази до изалучне екстензије док  $\lambda$ =0.001 (в-г) изразито погодује изазивању екстензије у горњој плочи. Боје материјала су исте као на легенди на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 200°С са еквидистанцом од 200°С
# 6 Проблем горьюкредног магматизма

У горе приказаним нумеричким симулацијама, вардарски огранак Неотетиса се затвара након 22-30 Ма од почетка симулације. Почетак симулације одговара вермену почетка интраокеанске субдукције Неотетиса. Оваква конфигурација смешта почетак симулације негде на прелаз доње и средње јуре (~175 Ма), а океан се коначно затвара у горњој јури (~150 Ма). Затварање океана у јури је у складу са старостима контактног метаморфизма примећеног у стенама испод офиолита Западне вардарске зоне (нпр. Lanphere et al., 1975; Bazylev et al., 2009) од којих су неки пример метаморфних ђонова (нпр. Брезовица Кагатаta (1968)). Међутим, магматске стене Сава-Вардар зоне горњокредне старости су интерпретиране као офиолити од стране многих аутора (нпр Schmid et al., 2008; Toljić et al., 2018; Schmid et al., 2020; Van Hinsbergen et al., 2020). Иако скорија истраживања (Cvetković et al., 2014; Prelević et al., 2017; Köpping et al., 2019; Sokol et al., 2020) доводе у питање офиолитску природу ових стена и сугеришу интраконтинентални карактер ових магматита, време коначног затварања последњег океана на Балкану остаје веома контроверзно питање.

Резултати горе приказаног моделовања указују на то да је субдукција једног океана праћена смештањем офиолита Источне и Западне вардарске зоне довела до коначног затварања вардарског дела Неотетиса током горње јуре. У наредним поглављима ће прво бити представљен поједностављен модел откидања субдуковане литосфере Неотетиса и уздизање субдукованог дела литосфере које доводи до магматизма континенталног афинитета по самој сутурној зони. Потом ће бити представљен развој већ успостављеног модела у каснијим фазама развоја адријско-европског контакта са циљем анализе применљивости овог модела на каснију постколизиону динамику.

### 6.1 Симулирање откидања субдуковане литосфере

У циљу објашњења горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне у светлу горе приказаног моделовања затварања Неотетиса у горњој јури, развијен је поједностављени модел накнадног кретања већ субдуковане литосфере. Почетна конфигурација овог модела је приказана на слици 35. Димензије домена модела, резолуција нумеричке мреже, број маркера као и гранични услови за брзину и температуру су исти као и у претходном моделу. Конфигурација овог модела представља поједностављену и идеализовану верзију геодинамичке поставке која је затечена на крају јурског развоја референтног модела (Слика 27).

Модел се састоји од два континента који се налазе у почетним фазама колизије. Два обдукована офиолитска појаса се налазе на контакту (Слика 35). Између њих се налази уска сутурна зона која се састоји од базалтног слоја океанске коре. Испод контакта у вертикалном положају се налази субдукована литосфера која одговара Неотетису и делу Адрије. Овај субдуковани литосферски сегмент садржи део океанске коре састављене од габра и у плићим деловима субдуковани доњи део континенталне коре Адрије. Ова кора је реолошки јача и везана је за остатак литосфере. Горња гранитна кора Адрије је екструдована на површину. Она се на почетку ове симулације налази у облику клина и одвојена је сутурном зоном од европске континенталне коре. Процес деламинације адријске плоче је већ започео.

Литосфера испод европске маргине је у овом моделу истањена са температуром која достиже 1300 °C на дубини од 100 km. Литосферу на европском делу контакта такође карактерише значајна хидратација. Вертикална колона литосфере испод сутуре, дебљине око 20 km, а вертикалног простирања око 100 km представљена је хидратисаним омо-



Слика 35: Почетна конфигурација идеализованог модела откидања плоче. Боје одговарају материјалима и исте су као на слици 25. Црне линије представљају изотерме почевши од 100°C са еквидистанцом од 200°C

тачем. Овај материјал се спонтано претвара у серпентинит на основу поља стабилности антигорита (Schmidt & Poli, 1998). Фактор слабљења од 0.01 и за присуство флуида и за присуство растопа је коришћен у овом моделу. Литосфера испод европске маргине источно од саме сутуре је млада и ослабљена што одговара развоју из референтног модела, где је ова литосфера претрпела екстензију.

Овај модел се развија спонтано без континуираног утицаја наметнуте конвергенције. Како би се имитирало поље брзине које је било присутно на крају референтног модела, континенти се у овом случају гурају малом конвергенцијом од 2 cm/a на самом почетку симулације у периоду од 2 Ma. Након овог кратког периода, спонтани развој модела се заснива тежини субдуковане литосфере. Овај релативно хладни материјал вуче остатак Адрије наниже.

Током првих 20 Ма долази до спорог истањивања субдуковане литосфере (упореди панеле а и б на слици 36). Ово је с једне стране последица тежине субдукованог дела литосфере који вуче литосферу наниже и с друге стране дејства потиска лакших делова субдуковане коре навише. Током процеса истањивања, са супротних страна субдуковане литосфере, у астеносфери се стварају две конвективне ћелије супротног смера (Слика 36д). Ове ћелије су оријентисане тако да помажу даљој субдукцији најдубљих делова субдуковане плоче (Слика 366-в) и простиру се на подручју од око 350х500 km ( $\Delta x \times \Delta y$ ). Интензитет вектора брзине кретања астеносфере у оквиру ових конвективних ћелија достиже максимуме уз саму субдуковану литосферу, што доприноси њеном истањивању.

Спуштање хладног материјала наниже, доводи и до релативног загревања у плићим деловима. На око 20 Ма од почетка симулације долази до загревања најдубљих делова горње континенталне коре Адрије поред самог контакта, које је довољно да изазове парцијално стапање малог дела те коре (светло плава боја на слици 366-в).

Даљи развој конвекције у околини субдуковане литосфере Неотетиса и дела Адрије, доводи до коначног кидања те плоче након приближно 45 Ма од почетка симулације. Кидање плоче се дешава на дубини од око 400 km. У одсуству даљег утицаја вуче релативно густе литосфере Неотетиса, остатак субдуковане Адрије се повлачи навише. Континентална кора се при том одваја од остатка литосфере и доводи у поље више температуре што доводи до парцијалног стапања значајног њеног дела. Након 50 Ма већина доње континенталне коре Адрије која се нашла на дубини већој од 100 km се парцијално стапа (Слика 366-г). Присуство значајних количина парцијално стопљеног континенталног материјала доводи до екстракције магматита и вулканита на површини модела (у складу са поступком описаним у Поглављу 4). Ове магматске интрузије и екструзије су локализоване у подручју сутуре. Након 55 Ма од почетка симулације производи овог магматизма почињу да се јављају и источније у дисталним деловима Европе (Слика 36в).

У периоду од 50 до 85 Ма година од почетка симулације долази до постепеног астеносферског уздизања испод сутуре и додатног повлачења мобилне стопљене континенталне коре ка плићим деловима (Слика 36в-г). Овај материјал је углавном већ истрошен те су производи извлачења магме на површину сада мањи. Након 60 Ма испод целог контакта Адрије и Европе се налази загрејани, парцијално стопљени материјал који одговара некадашњој доњој кори Адрије. Латерално простирање овог магматског извора је симетрично око саме сутурне зоне и износи око 250 km.

Миграција парцијално стопљеног континенталног материјала навише доводи и до деформације већ ослабљеног хидратисаног омотача испод некадашње европске маргине. Хидратисани перидотит ове слабе зоне се помера ка истоку и наниже. Ова миграција постепено доводи хидратисани перидотит преко линије солидуса. Након 65 Ма овај хидратисани перидотит почиње да се стапа. Парцијално стапање хидратисаног перидотита доводи до кретања растопа на површину у виду новонасталих базалтних интрузија и екструзија. Ове формације се јављају углавном 100-200 km источно од саме сутуре, у оквиру блокова који припадају Европи.

Након кидања субдуковане литосфере Неотетиса на око 45 Ма, доњи део те литосфере наставља да се субдукује у дубље делове Земљиног омотача. Кидање се коначно јавља на дубини од 400 km, међутим њега прати шира појава истањивања. Плићи део субдуковане литосфере започиње процес деламинације. Парцијално стопљена континентална кора мигрира навише док литосфера Адрије почиње да се повлачи.



Слика 36: Временски развој модела кидања субдуковане плоче. Развој композиционог поља (панели а-г). Боје одговарају различитим стенским материјалима (легенда као на слици 25), а црне линије представљају изотерме са почетком од 100°С и еквидистанцом од 200°С. На панелима д-ђ обојеном контурном картом је представљено поље друге инваријанте тензора брзине деформације, а белим стрелицама је представљено поље брзине. Дужина стрелице је пропорционална интензитету вектора брзине

## 6.2 Наставак еволуције референтног модела

Претходно приказани модел кидања субдуковане литосфере успео је да нумерички демонстрира механизам који потенцијално може бити одговоран за магматизам који се јавља у околини шава значајно након што је океан већ затворен. Међутим, тај модел је поједностављен и има за циљ да представи иделизовано стање на почетку креде, након затварања Неотетиса. У овом поглављу приказана је могућност сличног геодинамичког развоја током креде на основу већ успостављеног референтног модела затварања Неотетиса током јуре који је представљен у Поглављу 5.1.

За почетак посматраног развоја симулације узето је време коначног затварања Неотетиса, односно његовог изалучног басена Источног Вардара. У референтном моделу то одговара времену од 22 Ма од почетка те симулације. Посматра се даљи спонтани развој истог модела у наредних 50 Ма при чему је претходно наметнута конвергенција искључена након 18 Ма (4 Ма пре почетка ове фазе симулације).

Развој модела је приказан на слици 37. На почетку посматраног дела симулације, Европа и Адрија се налазе у почетним фазама колизије. Испод контакта се налази још увек спојена литосферна плоча Неотетиса и дела Адрије. Ова плоча се на дубини од око 600 km повија ка хоризонталном положају (Слика 37а). У оквиру адријске плоче је дошло до деламинације и уздизања горње континенталне коре, док је доња кора субдукована заједно са остатком литосфере. Око субдуковане плоче, у астеносфери јављају се две конвективне ћелије супротних смерова које доприносе истањивању и коначном откидању плоче. Након 12 Ма долази до коначног откидања субдуковане литосфере (Слика 37б). Ово цепање се јавља на дубини од око 400 km што представља дубоки тип откидања субдуковане литосфере (Duretz & Gerya, 2013). Место одвајања грубо одговара граници океанске и континенталне коре. Дубљи део субдуковане литосфере наставља да тоне. Међутим, овај процес успорава на дубини од око 800 km, при чему долази и до загревања самог материјала, и његовог излагања вишем притиску, те смањења контраста у густини са околним омотачем.

Плићи део субдуковане Адрије почиње да се уздиже. При том долази до загревања субдуковане доње континенталне коре и њеног парцијалног стапања. Овај део субдуковане плоче се уздиже до дубина од око 120 km након 20 Ma (упореди панеле б и в на слици 37). Већина субдуковане коре је у то време парцијално стопљена и садржи растоп (Слика 37в). Ово има последице по развој околине шава. Сутурна зона након 15 Ma од затварања Неотетиса трпи нове магматске интрузије чије је порекло стопљена доња кора Адрије. У исто време, услед загревања испод контакта континената, долази до преласка дела горње коре Адрије преко солидуса и изазивања магматизма интраконтиненталног карактера на око 150 km од самог шава (Слика 37в-г). Највећи део новонасталих интрузија и екструзија у околини сутурне зоне се јавља у периоду након 15 Ma од затварања Неотетиса. Део хидратисаног омотача се такође топи и доводи до магматских производа у околини сутурне Сава-Вардар зоне (жута боја на слици 37в-г).



Слика 37: Временска еволуција референтног модела током креде, након затварања Неотетиса. Развој композиционог поља (а-г). Бојама је представљено композиционо поље, док је температура представљена изолинијама. Различите боје представљају различите стенске материјале (као на слици 27). Изолиније крећу од 100°С са еквидистанцом од 200°С. На панелима д-ж контурном картом приказана је друга инваријанта тензора брзине деформације (види легенду у доњем-десном ћошку). Беле стрелице означавају оријентацију и интензитет поља брзине. Дужина стрелице пропорционална је интензитету вектора брзине

70

Уздизање плићег дела субдуковане плоче је праћено појавом снажне конвективне ћелије смера који одговара смеру казаљке на сату (Слика 37ђ). Овакво астеносферско кретање се интензивира и локализује приликом пристизања ове плоче у плитке делове модела. Након повратка дела субдуковане литосфере на дубину од око 100 km, поље брзине у астеносфери испод доживљава реверзију. Сада се испод ове реликтне плоче јавља конвективна ћелија са кретањем у смеру супротном кретању казаљке на сату (Слика 37е). Овакво кретање доводи до астеносферског уздизања по ослабљеној старој граници субдукције која се сада налази испод сутуре (Слика 37г,ж). Последица овог конвективног кретања је почетак повлачења субдукованог дела адријске плоче ка западу. Мањи делови ове плоче се накнадно кидају и тону (Слика 37г), што прати појава две суседне конвективне ћелије супротног смера (Слика 37ж).

Наставак еволуције референтног модела након затварања Неотетиса при искљученој конвергенцији плоча, довео је до сличног резултата који је дао и идеализовани модел откидања субдуковане плоче који је приказан у претходном поглављу. Субдукована плоча која одговара западном делу Неотетиса и делу Адрије се постепено истањује и коначно цепа; плићи део те плоче се уздиже при чему долази до парцијалног стапања субдуковане континенталне коре и у мањој мери хидратисаног омотача. Стапање ових материјала доводи до магматских интрузија и екструзија у околини зоне контакта два континента, након одређеног периода. Наставак еволуције референтног модела се разликује по томе што се магматски производи јављају на површини значајно раније и њихов пораст је дифузнији, у односу на поједностављени модел.

Наставак спонтаног развоја референтног модела се огледа у реалистичнијој динамици субдуковане плоче. Плићи део субдуковане плоче, након откидања дубљих делова те плоче, показује постепено смањење угла субдукције приликом исправљања плоче. Овакво кретање се одиграва у виду ротације целог плитког дела субдуковане плоче у смеру супротном од смера казаљке на сату. У идеализованом моделу количина субдуковане доње континенталне коре је већа и субдукована плоча је у потпуно вертикалном положају, те је динамика уздизања након откидања другачија. Тачније, континентална кора се скоро дијапирски активира и креће вертикално навише при том се одвајајући од остатка литосфере. Литосферски део плитких делова субдуковане плоче се уздиже са закашњењем на сличан начин. Ово је праћено ефектом капљица, односно дифузним и постепеним откидањем преосталих делова литосфере. Насупрот идеализованом моделу, у настављеном референтном моделу се може приметити локализовано цепање субдуковане плоче које одржава дебљину плоче.

## 7 Дискусија

Иако многе комплексности постојећих геолошких односа нису обухваћене резултатима горе приказаних нумеричких симулација, моделовање у овој тези је пружило допринос постојећем разумевању мезозојске геодинамике Балканског полуострва. Следи дискусија резултата модела затварања Неотетиса (Поглавље 7.1), а потом је у Поглављу 7.2 дата дискусија резултата моделовања откидања субдуковане плоче у контексту горњокредног магматизма.

#### 7.1 Затварање Неотетиса

Симулације у овом раду нумерички потврђују идеју постојања једног јурског океанског домена чије затварање доводи до обдукције свих офиолита Вардарске зоне. Главни резултат моделовања овог процеса јесте нумерички приказ физички оправданог механизма затварања вардарског огранка Неотетиса. Према овим моделима, процес затварања Неотетиса који доводи до обдукције два различита офиолитска појаса на граници Европе и Адрије је могуће објаснити постојањем јединствене интраокеанске субдукције Неотетиса ка Европи која је трајала у горњој јури. Модели у овом раду су успели да нумерички симулирају стварање изалучног басена Источног Вардара где су створене стене које чине офиолите Источне вардарске зоне.

#### 7.1.1 Екстензија по маргини Европе

Већина експеримената је успешно изазвала екстензију по европској маргини услед једне интраокеанске субдукције. У моделу је успешно изазвана довољна екстензија у горњој плочи при глобално компресионом режиму који је типичан за медитерански регион у мезозоику. Ова екстензија зачиње процес ширења новог океанског дна у области вулканског лука или иза њега.

Нови центар ширења се јавља на удаљености од 50 до 150 km од субдукционог рова. У зависности од ширине океанске литосфере на источној страни, ова екстензија се ствара или у оквиру океанске литосфере (Слика 32а) или на одређеној удаљености у оквиру европског континента (Слика 276,в). Оваква појава је у сагласности са Boev et al. (2018) где се екстензија (отварање Источног Вардара) јавља и у океанском (Неотетис) и у континенталном (Европа) домену. Чињеница да се екстензија и отварање Источног Вардара на неким местима јавља у оквиру океана, а на другим у оквиру континента, указује на то да је могуће да субдукција није текла равномернамо на свим деловима те је вероватно у вези са тродимензионалном геометријом овог процеса. У дводимензионалним моделима који су успостављени у овој тези се ово не може истражити. Међутим, параметри као што су почетна асиметрија океанске литосфере и фактори слабљења указују на положај отварања Источног Вардара. Тродимензионалним моделовањем би се појава отварања Источног Вардара у различитим срединама могла боље истражити.

Екстензију је генерално теже изазвати у компресионим режимима и чешће се налази у ситуацијама када се у апсолутном смислу обе плоче крећу у правцу субдукције (Arcay et al., 2008; Lallemand et al., 2008). Варирање брзина у оквиру овог моделовања није узимало у обзир случај апсолутног кретања плоча у истом смеру, који није адекватан при моделовању затварања вардарског Неотетиса. Такође, моделовање оваквих кретања плоча није применљив у почетној конфигурацији модела са затвореним границама. Кретање обе плоче у једном смеру би довело до вештачки изазване субдукције на граници ка којој се плоче крећу, као и до вештачки изазваног ширења новог океана на супротној граници. Оба ова феномена би негативно оптеретила моделовање у овој тези. Овакав приступ кретању плоча би захтевао пропусне вертикалне границе које би водиле рачуна о флуксу масе кроз њих како би се одржала једначина континуитета.

На изазивање екстензије у великој мери утиче слабљење горње плоче услед присутва флуида и растопа. Ово је изразито важно с обзиром на наметнути кинематски режим који није нарочито повољан за развој екстензије. Реолошки слабија средина се огледа у мањој ефективној вискозности η (Слика 38а-г). Ова нова ослабљена зона служи као средина где долази до ширења новог океана. Међутим, декомпресија омотача испод новог изалучног басена и његово парцијално стапање такође представља зону ниске ефективне вискозности која олакшава касније затварање овог басена.

Екстензија у горњој плочи је неопходна за успешно формирање стена које ће чинити офиолите Источне вардарске зоне. Овај нови изалучни океан који се назива Источни



Слика 38: Развој европске маргине током екстензије и отварања изалучног океана. Са леве стране (а-г): обојеном контурном картом је представљена расподела ефективне вискозности (логаритам за основу 10), док је белим стрелицама представљено поље брзине. Дужина стрелице је пропорционална интензитету вектора брзине у тој тачки модела. Са десне стране (д-ж): обојена контурна карта представља расподелу друге инваријанте девијаторског тензора стреса, црним изолинијама је приказано поље температуре почевши од 100°С са еквидистанцом од 200°С

Вардар се развија релативно кратко. Његово отварање почиње у приближно исто време када пасивна маргина Адрије долази до субдукционог рова. Развој овог краткотрајног океанског домена је ограничен компресоним режимом који намеће кретање околних плоча. Временски развој овог басена се може пратити преко промене топографије на горњој псеудослободној граници референтног модела (Слика 39). Источни Вардар је краткотрајна фаза екстензије на европској маргини која је према моделовању у овој тези трајала неколико милиона година. Укупни животни век овог младог океанског домена није дужи од 10 Ма (на слици 39 упореди профиле В и D) и његовим коначним затварањем долази до смештања офиолита Источне вардарске зоне.

#### 7.1.2 Обдукција и састав офиолита

Присуство и позиција офиолита Западне и Источне вардарске зоне представљају најважније ограничење које данашња геолошка конфигурација Балкана поставља нумеричким симулацијама затварања Неотетиса. Модел затварања Неотетиса мора обезбедити стварање и обдукцију два офиолитска појаса различитог порекла и структурног положаја, а сличне старости, као и њихово задржавање на површини. Моделовање у овој тези је успело да задовољи ове услове, и показало да је једна интраокеанска субдукција довољна како би се изазвала екстензија у околини маргине Европе и створиле стене које ће постати офиолити Источне вардарске зоне, при чему се остаци литосфере Неотетиса обдукују на Адрију у виду офиолита Западне вардарске зоне.



Слика 39: Развој топографије европске и адријске маргине током отварања изалучног басена. Обојена контурна карта представља висину изнад нивоа мора (константна вредност од 22 km од нумеричке горње границе модела). Легенда у доњем левом углу. Назначен је исти профил у четири тренутка у времену A, B, C, D. Ca десне стране су та четири профила приказана у виду композиционог поља (боје су исте као на слици 25). Температура је приказана изолинијама почевши од 100°C, еквидистанца је 200°C

Значајна обдукција литосфере Неотетиса на запад се јавља у свим нумеричким експериментима у оквиру ове тезе. Ова обдукција се дешава након приближавања маргине Адрије и субдукционог рова (Слика 27) на око 15 Ма од почетка симулације. Ипак, у експериментима где је конвергенција плоча одржавана током целог трајања симулације, овај обдуковани материјал се накнадно субдукује при чему на кори остаје до 50% офиолита. Ово је израженије за део офиолита који чине перидотити омотача. Већи део задржаног стенског материјала на површини се огледа у стенама базалта и габра пореклом из океанске коре. Офиолити Западне вардарске зоне остају трајно присутни на контакту Европе и Адрије у виду уске зоне офиолита и офиолитског меланжа након затварања Неотетиса.

На основу овог моделовања већина офиолитског материјала који је на крају присутан на Адрији потиче од стругања океанске коре током интраокеанске субдукције. Овај материјал се акумулирао у субдукционом рову и потом обдуковао преко маргине Адрије и требало би га интерпретирати као офиолите Западне вардарске зоне. На слици 40 приказана је интерпретација распрострањености и дебљине офиолита на крају симулације референтног модела.

Потпуна реверзија брзина кретања плоча је могући начин смештања значајних количина далекопутујућих офиолита (Duretz et al., 2016; Haessig et al., 2016). Оваква поставка би одговарала значајнијем смештању офиолита Западне вардарске зоне. Међутим, у контексту затварања вардарског дела Неотетиса, вештачко претварање конвергенције у дивергенцију није геолошки реално. Такође, реверзија брзина би у моделима утицала на отварање изалучног басена и предуг развој и ширење Источног Вардара.

Алтернативни начин трајног смештања обдукованих стена океанског порекла који је имао успеха у претходним истраживањима јесте смештање офиолита путем континенталне екструзије (Porkoláb et al., 2021). Континентална екструзија коре Адрије се заиста дешава у референтном моделу (Слика 27г). Међутим, у овој конфигурацији, механизам екструзије је показао недовољну прецизност у смештању далекопутујућих офиолита Западне вардарске зоне. Екструзија се у моделима дешава прерано и резултира у извлачењу континенталне коре уназад без значајног одвајања обдуковане океанске литосфере од остатка океана. Екструдована континентална кора се потом делимично навлачи преко океанске литосфере.

Иако модели са одржањем конвергенције успевају у стварању и обдукцији два различита офиолитска појаса, као и њиховом задржавању на контакту Европе и Адрије, постоје недостаци приликом реалистичног постављања офиолита Западне вардарске зоне. Ови офиолити би требало да буду широко распрострањени и ван саме сутурне зоне (Schmid et al., 2008). Ипак, модели су значајно успешнији у трајном смештању офиолита Источне вардарске зоне. Ови офиолити су структурно део Европе. Приликом коначног затварања Неотетиса и његовог изалучног басена Источног Вардара, значајне количине нове океанске литосфере Источног Вардара остају смештене близу сутурне зоне Европе и Адрије. Ови офиолити су већински састављени од океанске коре, а у мањој мери од омотача што је геолошка чињеница.

Престанак гурања континената након одређеног времена се показао као врло користан за смештање офиолита. Нарочито престанак кретања Европе према западу олакшава задржавање већ обдукованих офиолита Западне вардарске зоне на површини. На слици 41 је приказана еволуција трајног смештања офиолита при терминалним фазама Неотетиса у моделу са престанком гурања плоча након 18 Ма. У овом моделу значајне количине офолита Западне вардарске зоне опстају на контакту Адрије и Европе, поред офиолита Источне вардарске зоне.

Што се тиче састава обдукованих офиолита, модел тачно репродукује карактер офи-



Слика 40: Приказ количине смештених офиолита. Приказани су карактеристични временски исечци на композиционог (боје) и поља температуре (изолиније), за релевантне секције 150х400 km. На дијаграмима су приказане дебљине офиолита као функције *x* координате. Плавом бојом су назначени офиолити Западне вардарске зоне, а црвеном бојом офиолити Источне вардарске зоне. Интерпретирана "дебљина" офиолита представља грубу апроксимацију дебљине континуираног присуства стена океанског порекла у близини контакта између Адрије и Европе у времену затварања Неотетиса. Ове вредности не треба разумети као сугерисану дебљину било које конретне појаве офиолита на реалном терену



Слика 41: Просторни распоред офиолита на моделу са престанком гурања плоча након 18 Ма од почетка симулације. Дебелом црном линијом су означени офиолити Западне и Источне вардарске зоне. Боје које означавају стене су исте као на слици 25

олитских стена које се налазе у јединицама Источне и Западне вардарске зоне. Западну вардарску зону одликује постепена промена карактера од офиолита супрасубдукционе зоне SSZ ка офиолитима средњеокеанског гребена (MOR), што се јавља у овим моделима. Офиолити Источне вардарске зоне се у моделима јављају као океанске стене настале у изалучном басену и оне су SSZ и изалучног (енг. back-arc basin, BAB) карактера.

Иако модел не одржава велике количине офиолита на површини након коначног затварања Неотетиса, поготову њиховог перидотитског дела, ипак два офиолитска појаса која су присутна у моделу добро репродукују геометријски распоред и геохемијски састав офиолита Источне и Западне вардарске зоне. На основу горе побројаног, у референтном моделу, на крају симулације (који одговара горњој јури) обдукована су два офиолитска појаса различитог порекла, који настају у одговарајућим срединама, и у складу су са очекиваним карактером тих стена.

#### 7.1.3 Временски редослед геодинамичких догађаја

Према геолошким подацима, поготову на основу старости метаморфних ђонова, интраокеанска субдукција Неотетиса не би требало да буде иницирана пре више од 175 Ма (Dimo-Lahitte et al., 2001) односно пре најниже средње јуре. Старост оверстеп секвенце указује на затварање океана најкасније на око 145 Ма (Aubouin & Dercourt, 1970; Pamić et al., 2000). Ови подаци постављају грубо ограничење на развој интраокеанске субдукције и време коначног затварања Неотетиса, дозвољавајући период од приближно 30 Ма за развој симулација.

У референтном моделу океан Неотетис се у потпуности затвара након 23 Ма (Слика 42). Овај резултат је у складу са процењеном дужином трајања интраокеанске субдукције. Референтни модел резултује у потпуно затвореном Неотетису и одсуству било каквог океанског домена након 25 Ма (старост 150 Ма) што грубо одговара старости оверстеп севенце. На овакав развој највише утиче укупна задата брзина конвергенције два континента од 4 сm/a (3 cm/a + 1 cm/a) која је присутна у већини симулација у овом раду (види четврту колону - " $v_a + v_e$ " у Табели 3).

Екстензија на европској маргини почиње на око 12 Ма од почетка референтног модела. Ова екстензија изазива рифтовање и ствара нови уски океански домен (Источни Вардар) који се отвара на око 15 Ма. Развој Источног Вардара је кратак и он се затвара након 8 Ма од његовог отварања. Обдукција офиолита Западне и Источне вардарске зоне се догађа на око 15-20 Ма од почетка симулације (старост од око 160 Ма). Значајни део океанског стенског материјала који се на почетку обдукује не остаје трајно на површини већ бива накнадно конзумиран или задржан у дубљим деловима литосфере након коначног затварања океана. Међутим, значајне количине офиолита остају обдуковане на површини након крајњег затварања Неотетиса на око 150 Ма (Слика 42).



Слика 42: Редослед геодинамичких догађаја у времену. Као функције старости, приказане су укупна ширина океана на површини (горе), и укупна процењена запремина офиолитских стена Источне и Западне вардарске зоне (доле). Боје су означене у легенди лево

## 7.2 Порекло горњокредног магматизма

Моделовање у овој тези је образложило и могуће последице јурског затварања Неотетиса на геодинамику током креде, најпре на геодинамичке услове у којима долази до постанка горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса. Моделовање овог магматизма вероватно није адекватно у дводимензионалном случају. Међутим, предложен је алтернативни, физички оправдан случај откидања већ субдуковане литосфере Неотетиса који је већ затворен у јури, а који може да доведе до постколизионог магматизма по сутурној зони и широј околини контакта Адрије и Европе.

Овде је приказан идеализован модел већ субдуковане плоче на почетку колизије и праћена је њена спонтана еволуција у времену. Дубоко субдуковани делови литосфере теже да се на одређеној дубини откину од остатка плоче. Овај феномен је праћен уздизањем преосталог плићег дела субдуковане плоче. Довођењем тог дела субдуковане плоче у повољне P-T услове долази до парцијалног стапања субдуковане континенталне коре и хидратисаног омотача што доводи до појаве магматизма на површини у околини Сава-Вардар зоне. У предложеном поједонстављеном моделу овај магматизам почиње да се јавља око 30 Ма након затварања океана, а достиже максимум на око 70 Ма (Слика 436). Овакав временски распоред би одговарао периоду од краја доње креде до највише горње креде. У моделу, магматити и вулканити настали извлачењем из парцијално стопљеног хидратисаног омотача, се у већој мери јављају у Европи на знатно већој удаљености од контакта. Време и место овог феномена би потенцијално могли да одговарају магматизму Апусени - Банат - Тимок - Средњогорје појаса који траје око 10 Ма током горње креде, тачније од горњег турона до горњег кампана (Banješević, 2010).

Са друге стране, тестирана је адекватност референтног модела затварања Неотетиса за даљу геодинамичку еволуцију адријско-европске границе у контексту горњокредног магматизма. У овом случају, референтном моделу је дозвољена додатна спонтана еволуција без наметнутих брзина конвергенције/дивергенције плоча. Кретања су превасходно вођена повлачењем већ субдуковане плоче. Грубо гледано, даљи развој субдуковане плоче у овом моделу имитира развој који се јавља у иделизованом моделу. Међутим постоје неке кључне разлике у погледу произведеног магматизма. Пре свега укупна количина магматских интрузија након затварања океана је мања, док је редослед магматских догађаја бржи. У референтном моделу први постколизиони магматизам се јавља непосредно након затварања Неотетиса. Овај магматизам је у почетку мањег обима и достиже максимум на око 25 Ма након затварања океана (Слика 43г) што би грубо одговарало доњој креди.

Наставак еволуције референтног модела доводи до кидања субдуковане плоче Неотетиса. Дубљи, одвојени део ове плоче, стагнира на око 660 km, док се плићи делови те субдуковане литосфере враћају навише (Слика 376-в). Дубљи, стагнирајући део литосфере садржи већи део хидратисаног материјала, међутим део плићег дела субдуковане плоче је такође хидратисан (маслинасто-зелена боја на слици 37а-г). Приликом повлачења преосталог дела субдуковане плоче, овај хидратисани омотач се доводи у повољне P-T услове који доводе до његовог парцијалног стапања и изазивања одговарајућег магматизма у горњој плочи (маргина Европе) након значајне паузе. Иако спекулативан и недовољно прецизан, овакав развој би могао да буде компатибилан са магматизмом Тимочког магматског комплекса у контексту океана који је већ затворен крајем јуре.

Извори постколизионих магматских интрузија и екструзија у овим моделима су превасходно парцијално стопљена доња континентална кора, парцијално стопљени хидратисани омотач и парцијално стопљена горња континентална кора. Магматизам Сава-Вардар зоне се карактерише као бимодални, а то значи да садржи киселе магматске стене од којих неке вероватно воде порекло од магми насталих стапањем делова горње континенталне коре.



Слика 43: Временска расподела процењене количине постколизионог магматизма, на основу укупног броја нумеричких маркера који представљају магматите и вулканите (а,в) и процењене запремине континенталне коре која је захваћена постколизионим магматизмом (б,г). Магматски производи настају на основу три праћена извора у виду парцијално стопљених стена испод површине (види легенду лево). У левој колони су приказане вредности за идеализовани модел, док је у десној колони дат резултат на основу даљег развоја референтног модела

Међутим, Тимочки магматски комплекс се широко тумачи као субдукциони магматизам вулканског лука (von Quadt et al., 2005; Gallhofer et al., 2015). Извор оваквог магматизма треба да буде везан за парцијално стапање метасоматизованог/хидратисаног омотача. Како је у референтном моделу Неотетис већ затворен крајем јуре, накнадна хидратација која је потребна за изазивање магматизма вулканског лука у горњој плочи није могућа.

Међутим, током јурске субдукције, реакцијама дехидратације субдуковане океанске коре, се хидратише околни омотач. Ово не важи само за омотач у субдукционом клину већ и омотач саме субдукујуће плоче. Део овог хидратисаног омотача, а поготову онај његов део који је се односи на доњу плочу, не доспева у повољне Р-Т услове за парцијално стапање, све до каснијег откидања субдуковане плоче (упореди панел б и в на слици 37). Феномен хидратације доње плоче је познат на основу сеизмичких истраживања (нпр. Ranero & Sallarès, 2004) и вероватно је у вези са развојем пукотина у доњој плочи током њеног повијања при субдукцији што је потврђено нумеричким моделовањем других истраживача (Faccenda et al., 2009a; Faccenda, 2014).<sup>6</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>Присуство значајних количина хидратисаног материјала на великим дубинама у омотачу је контроверзна идеја, међутим многи аутори сматрају да транзитна зона омотача (410-660 km дубине) представља резервоар воде (нпр. Ohtani, 2021) при чему су процене количине ових резервоара веома различите. Такође постоје значајне хетерогености у расподели ових резервоара (Utada et al., 2009; Kuritani et al., 2011). Хидратисани омотач у транзитној зони се често везује за присуство стагнирајућих субдукованих литосферских плоча у транзитној зони омотача. Модели у Richard & Bercovici (2009) предвиђају развој хладних хидратисаних плуми са површине ових стагнирајућих субдукованих литосферских плоча услед

У контексту објашњења горњокредног магматизма, модели откидања субдуковане плоче приказани у овој тези су успели да у веома грубим цртама рекреирају накнадни постколизиони магматизам у области контакта Европе и Адрије. У погледу извора овог магматизма и његовог временског и просторног распореда потребно је развити моделе веће резолуције и реалистичнијег приступа рачунању извлачења магми.

топлотне релаксације овог материјала. Скорије моделовање потврђује постојање ових плуми, при чему се тврди да је транзитна зона само привремени резервоар воде (Gerya, 2024). Иако је присуство хидратисаног омотача на значајнијим дубинама у оквиру доње плоче упитна идеја у контексту објашњавања тимочког магматизма, овај могући феномен јесте примећен и моделован у претходним истраживањима.

## 8 Закључак

Резултати моделовања који су приказани у овом раду, иако не репродукују целокупну комплексност мезозојске геодинамике Балкана, додатно су истражили и појаснили неке важне геодинамичке догађаје који су довели до данашњег геолошког распореда ових простора и дали допринос бољем разумевању терминалних фаза Вардарског Неотетиса. Теза је обухватила моделовање интраокеанске субдукције Неотетиса, изазивање изалучне екстензије и стварање Источног Вардара, као и обдукцију и трајно смештање офиолита Западне и Источне вардарске зоне. Моделовање у овој тези је такође пружило одговор на питање горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса.

По питању субдукције и каснијег затварања вардарског дела Неотетиса, моделовање је показало да је једна интраокеанска субдукција једног океанског домена заиста била довољна како би се објаснили настанак и смештање (обдукција) два различита офиолитска појаса. Резултати моделовања потврђују коцепцију о једном океану у јури, указујући да присуство више океанских домена није потребно за објашњење постојећих офиолита. Такође, моделовање је у сагласности са идејом о Источном Вардару као краткотрајном изалучном басену затварање доводи до обдукције офиолита Источне вардарске зоне.

Интраокеанска субдукција у овом моделу репродукује интраокеанску субдукцију Неотетиса ка североистоку. Ова интраокеанска субдукција је изазвана конвергенцијом Адрије и Европе и инициране је по средњеокеанском гребену. Почетни океански домен је изразито асиметричан. Интраокеанска субдукција траје око 22 Ма чиме се океан Неотетис потпуно затвара пре око 160 Ма.

Изалучна екстензија која, према прихваћеној хипотези у овом раду, ствара стене Источне вардарске зоне се јавља у овде приказаном моделу. На основу изведене параметарске студије у овој тези, утврђено је да изазивање изалучне екстензије у великој мери зависи од дужине субдукујућег дела окана Неотетиса као и од фактора слабљења услед присуства флуида и растопа у субдукционом клину. Новонастали, уски и краткотрајни океански домен (Источни Вардар) се у овом моделу развија око 5 Ма, и јавља се у скоро исто време када и коначна обдукција офиолита Западне вардарске зоне.

Објашњење обдукције офиолита два структурно и по саставу различита офиололитска појаса у приближно исто време је главни задатак ове тезе. Моделовање приказано у овој тези показало је да је могуће да једна интраокеанска субдукција резултује обдукцијом офиолита који припадају литосфери Неотетиса ка западу (преко Адријске плоче), при чему у исто време, затварањем изалучног басена на маргини Европске плоче долази до обдукције офиолита Источне вардарске зоне. У овом моделу, око 50% офиолита Западне вардарске зоне који су првобитно обдуковани преко Адријске плоче, се накнадно субдукују, што је последица одржавања конвергенције плоча. Уколико се након отварања Источног Вардара у изалучном басену пресатане са наметањем конвергенције услед гурања плоча и даљи развој симулације препусти утицају вуче већ субдуковане литосфере Неотетиса, овај проблем се смањује.

У вези објашњења горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса, нумеричке симулације у овој тези су успеле да пруже поједностављен увид у то да постоји физички оправдан механизам који може да објасни накнадни магматизам, који се дешава након што је Неотетис већ затворен и када океанске литосфере више нема на површини. Тај механизам јесте деламинација адријске плоче која је праћена откидањем дела већ субдуковане океанске литосфере. Иако се у случају Сава-Вардар зоне, магматизам интраконтиненталног карактера вероватно може довести у везу са механизмом транстензије, који представља тродимензионалну појаву, симулације откидања субдуковане литосфере су показале да постојање активне субдукције са отвореним океанским доменом на површини током креде није неопходно како би се објаснио магматизам Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса. Одсуство отвореног океана на површини не повлачи нужно завршетак субдукционе динамике у дубини. Кретање субдуковане плоче може изазвати услове који су повољни по развој магматизма какав се може приметити око Сава-Вардар зоне и Тимочког магматског комплекса.

Горе побројани резултати моделовања показују како је ово истраживање додатно осветлило завршне фазе еволуције Неотетиса и демонстрирало прикладност методологије нумеричког геодинамичког моделовања. Међутим, остаје доста отворених питања у вези геодинамике ових простора. Пре свега, овај рад је дао поједностављен одговор на питање горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне. Како би се проблем магматизма Сава-Вардар зоне боље истражио, потребно је формирати детаљније и реалистичније моделе тог терена. Пре свега уврстити тродимензионално нумеричко геодинамичко моделовање како би се могли моделовати процеси транстензије и транспресије. Такође је важно повећати и просторну и временску резолуцију тог модела како би се могли рекреирати процеси декомпресије, парцијалног стапања у омотачу и кори као и извлачења магме. Ово моделовање би требало да обухвати и реалистичнији приступ израчунавању смештања извучене (екстрактоване) магме у/на самој кори. Такође, овакав модел би требало да обухвати реалистичнији приступ рачунању реологије стена који би требало да укључи и еластичне деформације тако да би реологија стена била виско-еласто-пластична.

Време појава постколизионог магматизма у моделима приказаним у овој тези не одговара потпуно времену горњокредног магматизма Сава-Вардар зоне и ТМК, и јавља се знатно раније. У циљу бољег моделовања редоследа магматских догађаја, потребно је развити реалистичнији приступ рачунању миграције и смештања магме. С друге стране, на овај редослед догађаја утиче и време откидања субдуковане плоче. Потребно је систематски истражити утицај различитих параметара на динамику субдуковане плоче као и утицај еклогитизације најдубљих делова континенталне коре.

И само моделовање смештања офиолита Вардарске зоне које је приказано у овом раду се може побољшати двојако. Прво, већом просторном резолуцијом као и реалистичнијим приступом моделовања реологије стена које су присутне у моделу, а пре свега у континенталној кори, могао би се успоставити прецизнији модел смештања офиолита (пре свега офиолита Западне вардарске зоне) где би механизам континенталне екструзије прецизније рекреирао географски распоред офиолита Западне вардарске зоне, пре свега њених дисталних појава. Реалистичнији модел континенталне коре би обухватао више различитих слојева коре као и вођење рачуна о латералним варијацима у оквиру саме коре. Такође, овакав модел би реалистичније третирао реологију самих стенских материјала у кори тако да би активација субдуковане континенталне коре довела до прецизнијег смештања офиолита Западне вардарске зоне. То се може постићи бољим одабиром реолошких параметара као и реалистичнијом формулацијом реологије која би узела у обзир и еластичне деформације.

С друге стране, стварање Источног Вардара у референтном моделу у овој тези се јавља у оквиру Европске плоче (на око 30 km од пасивне маргине) што је последица изразите асиметрије почетног океана. У симулацијама са мање израженом отварање Источног Вардара се јавља у оквиру океанског домена. Применом тродимензионалног моделовања се може на реалистичнији начин разматрати развој Источног Вардара за који се претпоставља да се развијао и у континенталном и океанском домену. На крају, тродимензионално моделовање кретања плоча би омогућило реалистичнији приказ кретања плоча, које не мора бити увек управно и разматрање утицаја конвергенције под оштрим углом на динамику субдуковане плоче, као и на деформације у кори.

## Литература

- Andrić, N., Vogt, K., Matenco, L., Cvetković, V., Cloetingh, S., & Gerya, T. (2018). Variability of orogenic magmatism during mediterranean-style continental collisions: A numerical modelling approach. *Gondwana Research*, 56, 119–134.
- Arcay, D., Lallemand, S., Abecassis, S., & Garel, F. (2020). Can subduction initiation at a transform fault be spontaneous? *Solid Earth*, 11(1), 37–62.
- Arcay, D., Lallemand, S., & Doin, M.-P. (2008). Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Armann, M., & Tackley, P. J. (2012). Simulating the thermochemical magmatic and tectonic evolution of venus's mantle and lithosphere: Two-dimensional models. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E12).
- Aubouin, J., & Dercourt, J. (1970). Sur la geologie de l'ègee; regard sur le dodecanese meridional (kasos; karpathos; rhodes). Bulletin de la Société Géologique de France, 7(3), 455–472.
- Baitsch-Ghirardello, B., Gerya, T. V., & Burg, J.-P. (2014). Geodynamic regimes of intraoceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes. *Gondwana Research*, 25(2), 546–560.
- Balázs, A., Gerya, T., May, D., & Tari, G. (2023). Contrasting transform and passive margin subsidence history and heat flow evolution: insights from 3d thermo-mechanical modelling.
- Banješević, M. (2010). Upper cretaceous magmatic suites of the timok magmatic complex. Geoloski anali Balkanskoga poluostrva, (71), 13–22.
- Bazylev, B., Popević, A., Karamata, S., Kononkova, N., Simakin, S., Olujić, J., Vujnović, L., & Memović, E. (2009). Mantle peridotites from the dinaridic ophiolite belt and the vardar zone western belt, central balkan: A petrological comparison. *Lithos*, 108(1-4), 37–71.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Premti, I., Saccani, E., Siena, F., Zeda, O., et al. (1994). Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophilitic belts from albania. *Ofioliti*, 19, 77–96.
- Bernoulli, D., & Laubscher, H. (1972). The palinspastic problem of the hellenides.
- Boev, B., Cvetkovic, V., Prelevic, D., Šaric, K., & Boev, I. (2018). East vardar ophiolites revisited: a brief synthesis of geology and geochemical data. *Contributions, Section of Natural, Mathematical and Biotechnical Sciences, MASA*, 39(1), 51–68.
- Boev, B., Prelevic, D., Bozovic, M., Eric, S., & Cvetkovic, V. (2013). Olivine websterite veins cutting the rabrovo serpentinites (south macedonia): new evidence of the arc setting of the east vardar ophiolites? *Contributions, Section of Natural, Mathematical and Biotechnical Sciences, MASA*, 34 (1-2), 69–81.
- Bonev, N., Marchev, P., Moritz, R., & Collings, D. (2015). Jurassic subduction zone tectonics of the rhodope massif in the thrace region (ne greece) as revealed by new u-pb and 40ar/39ar geochronology of the evros ophiolite and high-grade basement rocks. *Gondwana Research*, 27(2), 760–775.
- Bortolotti, V., & Principi, G. (2005). Tethyan ophiolites and pangea break-up. Island Arc, 14(4), 442–470.

- Božović, M., Prelević, D., Romer, R. L., Barth, M., Van Den Bogaard, P., & Boev, B. (2013). The demir kapija ophiolite, macedonia (fyrom): a snapshot of subduction initiation within a back-arc. *Journal of Petrology*, 54(7), 1427–1453.
- Brongniart, A. (1821). Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc., dans quelques parties des Apennins par Alexandre Brongniart... de l'imprimerie de Madame Huzard (nee Vallat La Chapelle), rue de l'Eperon ....
- Burov, E., & Yamato, P. (2008). Continental plate collision, p-t-t-z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling. *Lithos*, 103(1-2), 178–204.
- Butcher, J. C. (1987). The numerical analysis of ordinary differential equations: Runge-Kutta and general linear methods. Wiley-Interscience.
- Channell, J., & Kozur, H. (1997). How many oceans? meliata, vardar and pindos oceans in mesozoic alpine paleogeography. *Geology*, 25(2), 183–186.
- Coleman, R. G., & Coleman, R. G. (1977). What is an Ophiolite?. Springer.
- Connolly, J. A. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 524–541.
- Conrad, C. P., & Lithgow-Bertelloni, C. (2002). How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 298 (5591), 207–209.
- Crameri, F., Schmeling, H., Golabek, G., Duretz, T., Orendt, R., Buiter, S., May, D., Kaus, B., Gerya, T., & Tackley, P. (2012). A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: an evaluation of the 'sticky air'method. *Geophysical Journal International*, 189(1), 38–54.
- Csontos, L., Gerzina, N., Hrvatović, H., Schmid, S., & Tomljenovic, B. (2004). Structural evolution of the internal dinarides: a preliminary study based on selected regions. In *Proceedings Proce.* 5 th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology2004, (pp. 377–380).
- Cvetković, V., Prelević, D., & Schmid, S. (2016). Geology of south-eastern europe. *Mineral and thermal waters of Southeastern Europe*, (pp. 1–29).
- Cvetković, V., Šarić, K., Grubić, A., Cvijić, R., & Milošević, A. (2014). The upper cretaceous ophiolite of north kozara–remnants of an anomalous mid-ocean ridge segment of the neotethys. *Geologica Carpathica*, 65(2), 117–130.
- Dercourt, J. e. a., Zonenshain, L., Ricou, L.-E., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., et al. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241–315.
- Dewey, J., Holdsworth, R., & Strachan, R. (1998). Transpression and transtension zones. Geological Society, London, Special Publications, 135(1), 1–14.
- Dewey, J. F. (1976). Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31(1-2), 93–120.
- Dewey, J. F. (2002). Transtension in arcs and orogens. *International Geology Review*, 44(5), 402–439.

Dilek, Y., & Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2), 93–100.

- Dilek, Y., & Newcomb, S. (2003). Ophiolite concept and its evolution. Special Papers-Geological Society of America, (pp. 1–16).
- Dimo-Lahitte, A., Monié, P., & Vergély, P. (2001). Metamorphic soles from the albanian ophiolites: Petrology, 40ar/39ar geochronology, and geodynamic evolution. *Tectonics*, 20(1), 78–96.
- Duretz, T., Agard, P., Yamato, P., Ducassou, C., Burov, E. B., & Gerya, T. V. (2016). Thermomechanical modeling of the obduction process based on the oman ophiolite case. *Gondwana Research*, 32, 1–10.
- Duretz, T., & Gerya, T. (2013). Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination. *Tectonophysics*, 602, 124– 140.
- Duretz, T., Gerya, T. V., & May, D. A. (2011). Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics*, 502(1-2), 244–256.
- Dymkova, D., Gerya, T., & Burg, J.-P. (2016). 2d thermomechanical modelling of continentarc-continent collision. *Gondwana Research*, 32, 138–150.
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297–356.
- Eastwood, J., & Hockney, R. (1981). Computer simulation using particles. New York: Mc GrawHill.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 14991–15019.
- Faccenda, M. (2014). Water in the slab: A trilogy. *Tectonophysics*, 614, 1–30.
- Faccenda, M., Gerya, T. V., & Burlini, L. (2009a). Deep slab hydration induced by bendingrelated variations in tectonic pressure. *Nature Geoscience*, 2(11), 790–793.
- Faccenda, M., Minelli, G., & Gerya, T. (2009b). Coupled and decoupled regimes of continental collision: Numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3-4), 337–349.
- Faul, U. H., Garapić, G., & Lugović, B. (2014). Subcontinental rift initiation and oceancontinent transitional setting of the dinarides and vardar zone: Evidence from the krivajakonjuh massif, bosnia and herzegovina. *Lithos*, 202, 283–299.
- Gallhofer, D., Quadt, A. v., Peytcheva, I., Schmid, S. M., & Heinrich, C. A. (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the late cretaceous arc in the carpathian-balkan orogen. *Tectonics*, 34(9), 1813–1836.
- Gallhofer, D., von Quadt, A., Schmid, S. M., Guillong, M., Peytcheva, I., & Seghedi, I. (2017). Magmatic and tectonic history of jurassic ophiolites and associated granitoids from the south apuseni mountains (romania). Swiss Journal of Geosciences, 110, 699–719.
- Gerya, T. (2011). Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics*, 52(5), 344–378.

- Gerya, T. (2019). Introduction to numerical geodynamic modelling. Cambridge University Press.
- Gerya, T. (2022). Numerical modeling of subduction: State of the art and future directions. Geosphere, 18(2), 503–561.
- Gerya, T. (2024). Is mantle transition zone a water reservoir? yes, but only transient. Tech. rep., Copernicus Meetings.
- Gerya, T. V., Connolly, J. A., & Yuen, D. A. (2008). Why is terrestrial subduction one-sided? Geology, 36(1), 43–46.
- Gerya, T. V., Connolly, J. A., Yuen, D. A., Gorczyk, W., & Capel, A. M. (2006). Seismic implications of mantle wedge plumes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 156(1-2), 59–74.
- Gerya, T. V., & Meilick, F. (2011). Geodynamic regimes of subduction under an active margin: effects of rheological weakening by fluids and melts. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(1), 7–31.
- Gerya, T. V., & Yuen, D. A. (2003). Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(4), 293–318.
- Gerya, T. V., & Yuen, D. A. (2007). Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163(1-4), 83–105.
- Golonka, J. (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of eurasia in the mesozoic and cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1-4), 235–273.
- Gorczyk, W., Willner, A. P., Gerya, T. V., Connolly, J. A., & Burg, J.-P. (2007). Physical controls of magmatic productivity at pacific-type convergent margins: Numerical modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 163(1-4), 209–232.
- Goričan, Š., Karamata, S., & Batočanin-Srećković, D. (1999). Upper Triassic (Carnian-Norian) radiolarians in cherts of Sjenica (SW Serbia) and the time span of the oceanic realm ancestor of the Dinaridic Ophiolite Belt.
- Gurnis, M. (1988). Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332(6166), 695–699.
- Gurnis, M., & Davies, G. F. (1986). Numerical study of high rayleigh number convection in a medium with depth-dependent viscosity. *Geophysical Journal International*, 85(3), 523–541.
- Haessig, M., Duretz, T., Rolland, Y., & Sosson, M. (2016). Obduction of old oceanic lithosphere due to reheating and plate reorganization: insights from numerical modelling and the ne anatolia–lesser caucasus case example. *Journal of Geodynamics*, 96, 35–49.
- Harland, W. B. (1971). Tectonic transpression in caledonian spitsbergen. *Geological magazine*, 108(1), 27–41.
- Harlow, F. H., Welch, J. E., et al. (1965). Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface. *Physics of fluids*, 8(12), 2182.
- Haskell, N. (1935). The motion of a viscous fluid under a surface load. Physics, 6(8), 265–269.

- Hawkesworth, C., Turner, S., McDermott, F., Peate, D., & Van Calsteren, P. (1997). U-th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312), 551–555.
- Holmes, A. (1931). Xviii. radioactivity and earth movements. Transactions of the Geological Society of Glasgow, 18(3), 559–606.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., & Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the pannonian basin: constraints from observational data. *Geological Society*, *London, Memoirs*, 32(1), 191–206.
- Hristov, C., Karajovanović, M., & Stračkov, M. (1965). Basic geological map of sfrj, sheet kavadarci, m 1: 100,000 (map and interpreter). *Federal Geological Survey, Beograd*.
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beşuţiu, L. (2009). New insights into the basement of the transplvanian depression (romania). *Lithos*, 108(1-4), 172–191.
- Ismail-Zadeh, A., & Tackley, P. (2010). Computational methods for geodynamics. Cambridge University Press.
- Jaffe, A. M. (2006). The millennium grand challenge in mathematics. Notices of the AMS, 53(6), 652–660.
- Jarvis, G. (1984). Time-dependent convection in the earth's mantle. *Physics of the earth and planetary interiors*, 36(3-4), 305–327.
- Jarvis, G. T., & Peltier, W. (1982). Mantle convection as a boundary layer phenomenon. *Geophysical Journal International*, 68(2), 389–427.
- Jeffreys, H. (1924). The Earth: its origin, history and physical constitution. University Press.
- Jones, G., & Robertson, A. H. (1991). Tectono-stratigraphy and evolution of the mesozoic pindos ophiolite and related units, northwestern greece. *Journal of the Geological Society*, 148(2), 267–288.
- Karamata, S. (1968). Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of brezovica (serbia, yugoslavia). In Proceedings of the 27th International Geological Congress, Prague, vol. 1, (pp. 197–207).
- Karamata, S., Sladić-Trifunović, M., Cvetković, V., Milovanović, D., Šarić, K., Olujić, J., & Vujnović, L. (2005). The western belt of the vardar zone with special emphasis to the ophiolites of podkozarje—the youngest ophiolitic rocks of the balkan peninsula. *Bull. Acad. Serbe Sci. Arts, Cl. Sci. Math. Nat. Sci. Nat*, 43, 85–96.
- Karato, S.-i. (2008). Deformation of earth materials. An introduction to the rheology of Solid Earth, 463.
- Katayama, I., & Karato, S.-i. (2008). Low-temperature, high-stress deformation of olivine under water-saturated conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168(3-4), 125–133.
- Katsura, T. (2022). A revised adiabatic temperature profile for the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(2), e2021JB023562.
- Katsura, T., Yoneda, A., Yamazaki, D., Yoshino, T., & Ito, E. (2010). Adiabatic temperature profile in the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2), 212–218.

Kearey, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2009). Global tectonics. John Wiley & Sons.

- Kelemen, P. B., & Behn, M. D. (2016). Formation of lower continental crust by relamination of buoyant arc lavas and plutons. *Nature Geoscience*, 9(3), 197–205.
- Kestin, J., & Leidenfrost, W. (1959). An absolute determination of the viscosity of eleven gases over a range of pressures. *Physica*, 25(7-12), 1033–1062.
- Köpping, J., Peternell, M., Prelević, D., & Rutte, D. (2019). Cretaceous tectonic evolution of the sava-klepa massif, republic of north macedonia–results from calcite twin based automated paleostress analysis. *Tectonophysics*, 758, 44–54.
- Kossmat, F. (1924). Die kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt: Geologie der zentralen balkanhalbinsel.
- Kukoč, D., Goričan, Š., Košir, A., Belak, M., Halamić, J., & Hrvatović, H. (2015). Middle jurassic age of basalts and the post-obduction sedimentary sequence in the guevgueli ophiolite complex (republic of macedonia). *International journal of earth sciences*, 104, 435–447.
- Kuritani, T., Ohtani, E., & Kimura, J.-I. (2011). Intensive hydration of the mantle transition zone beneath china caused by ancient slab stagnation. *Nature Geoscience*, 4(10), 713–716.
- Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C., & Funiciello, F. (2008). Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, 27(3).
- Lanphere, M. A., Coleman, R. G., Karamata, S., & Pamić, J. (1975). Age of amphibolites associated with alpine peridotites in the dinaride ophiolite zone, yugoslavia. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(3), 271–276.
- Li, Z.-H., Liu, M., & Gerya, T. (2016). Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(7), 5186–5211.
- Lichtenberg, T., Keller, T., Katz, R. F., Golabek, G. J., & Gerya, T. V. (2019). Magma ascent in planetesimals: Control by grain size. *Earth and Planetary Science Letters*, 507, 154–165.
- Lin, S., Jiang, D., & Williams, P. F. (1998). Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 41–57.
- Maffione, M., & van Hinsbergen, D. J. (2018). Reconstructing plate boundaries in the jurassic neo-tethys from the east and west vardar ophiolites (greece and serbia). *Tectonics*, 37(3), 858–887.
- Maksimović, Z., & Majer, V. (1981). Accessory spinels of two main zones of alpine ultramafic rocks in yugoslavia. Bulletin Academie Serbe des Sciences et des Arts, 21, 47–58.
- Márton, E., Toljić, M., & Cvetkov, V. (2022). Late and post-collisional tectonic evolution of the adria-europe suture in the vardar zone. *Journal of Geodynamics*, 149, 101880.
- Márton, E., Zampieri, D., Čosović, V., Moro, A., & Drobne, K. (2017). Apparent polar wander path for adria extended by new jurassic paleomagnetic results from its stable core: Tectonic implications. *Tectonophysics*, 700, 1–18.
- McKenzie, D., Jackson, J., & Priestley, K. (2005). Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4), 337–349.

- Moores, E. (1982). Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 735–760.
- Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. Journal of Geophysical Research, 73(6), 1959–1982.
- Nabavi, S. T., Alavi, S. A., Díaz-Azpiroz, M., Mohammadi, S., Ghassemi, M. R., Fernández, C., Barcos, L., & Frehner, M. (2020). Deformation mechanics in inclined, brittle-ductile transpression zones: Insights from 3d finite element modelling. *Journal of Structural Geology*, 137, 104082.
- Neubauer, F. (2002). Contrasting late cretaceous with neogene ore provinces in the alpinebalkan-carpathian-dinaride collision belt. Geological Society, London, Special Publications, 204(1), 81–102.
- Nicolae, I., & Saccani, E. (2003). Petrology and geochemistry of the late jurassic calc-alkaline series associated to middle jurassic ophiolites in the south apuseni mountains (romania). Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology, 83(1), 81–96.
- Nikolaeva, K., Gerya, T., & Marques, F. (2010). Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B3).
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., & Connolly, J. A. (2008). Numerical modelling of crustal growth in intraoceanic volcanic arcs. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 336–356.
- Nikolaeva, K., Gerya, T. V., & Marques, F. O. (2011). Numerical analysis of subduction initiation risk along the atlantic american passive margins. *Geology*, 39(5), 463–466.
- Obradović, J., & Goričan, Š. (1988). Siliceous deposits in yugoslavia: occurrences, types, and ages. In *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions*, (pp. 51–64). Springer.
- Ohtani, E. (2021). Hydration and dehydration in earth's interior. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49, 253–278.
- Pamić, J., Hrvatović, H., & Tomljenović, B. (2000). Dinaride ophiolite zone (doz). *Pancardi*, (pp. 60–68).
- Petrović, D., Cvetkov, V., Vasiljević, I., & Cvetković, V. (2015). A new geophysical model of the serbian part of the east vardar ophiolite: Implications for its geodynamic evolution. *Journal of geodynamics*, 90, 1–13.
- Pinkerton, H., & Stevenson, R. (1992). Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 53(1-4), 47–66.
- Poli, S., & Schmidt, M. W. (2002). Petrology of subducted slabs. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 30(1), 207–235.
- Porkoláb, K., Duretz, T., Yamato, P., Auzemery, A., & Willingshofer, E. (2021). Extrusion of subducted crust explains the emplacement of far-travelled ophiolites. *Nature Communications*, 12(1), 1499.
- Prelević, D., Wehrheim, S., Reutter, M., Romer, R. L., Boev, B., Božović, M., van den Bogaard, P., Cvetković, V., & Schmid, S. M. (2017). The late cretaceous klepa basalts in macedonia (fyrom)—constraints on the final stage of tethys closure in the balkans. *Terra Nova*, 29(3), 145–153.

Ranalli, G. (1995). Rheology of the Earth. Springer Science & Business Media.

- Ranero, C. R., & Sallarès, V. (2004). Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the nazca plate during bending at the north chile trench. *Geology*, 32(7), 549–552.
- Resimić-Šarić, K., Cvetković, V., & Balogh, K. (2005). Radiometric k/ag data as evidence of the geodynamic evolution of the ždraljica ophiolitic complex, central serbia. *Geološki anali* Balkanskoga poluostrva, 66(1), 73–79.
- Richard, G. C., & Bercovici, D. (2009). Water-induced convection in the earth's mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114 (B1).
- Robertson, A., Karamata, S., & Šarić, K. (2009). Overview of ophiolites and related units in the late palaeozoic–early cenozoic magmatic and tectonic development of tethys in the northern part of the balkan region. *Lithos*, 108(1-4), 1–36.
- Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguier, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A., & Sosson, M. (2020). The east anatolia–lesser caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling. *Geoscience Frontiers*, 11(1), 83–108.
- Royden, L. H. (1993). The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12(2), 303–325.
- Saccani, E., Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Photiades, A., Principi, G., et al. (2008). The jurassic association of backarc basin ophiolites and calkalcaline volcanics in the guevgueli complex (northern greece: implication for the evolution of the vardar zone). Ofioliti, 33, 209– 227.
- Šarić, K., Cvetković, V., Romer, R. L., Christofides, G., & Koroneos, A. (2009). Granitoids associated with east vardar ophiolites (serbia, fyr of macedonia and northern greece): origin, evolution and geodynamic significance inferred from major and trace element data and srnd-pb isotopes. *Lithos*, 108(1-4), 131–150.
- Schliffke, N., van Hunen, J., Allen, M. B., Magni, V., & Gueydan, F. (2022). Episodic backarc spreading centre jumps controlled by transform fault to overriding plate strength ratio. *Nature Communications*, 13(1), 582.
- Schmeling, H., Babeyko, A., Enns, A., Faccenna, C., Funiciello, F., Gerya, T., Golabek, G., Grigull, S., Kaus, B., Morra, G., et al. (2008). A benchmark comparison of spontaneous subduction models—towards a free surface. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 198–223.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The alpine-carpathian-dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1), 139–183.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Maţenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenović, B., Ustaszewski, K., & Van Hinsbergen, D. J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research, 78, 308–374.
- Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 361–379.

- Schubert, G., Turcotte, D. L., & Olson, P. (2001). Mantle convection in the Earth and planets. Cambridge University Press.
- Şengör, A. C., & Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181–241.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., et al. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 212–270.
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. (2010). Subduction styles in the precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos*, 116(3-4), 209–229.
- Sizova, E., Hauzenberger, C., Fritz, H., Faryad, S. W., & Gerya, T. (2019). Late orogenic heating of (ultra) high pressure rocks: slab rollback vs. slab breakoff. *Geosciences*, 9(12), 499.
- Sokol, K., Prelević, D., Romer, R. L., Božović, M., Van Den Bogaard, P., Stefanova, E., Kostić, B., & Čokulov, N. (2020). Cretaceous ultrapotassic magmatism from the Sava-Vardar Zone of the Balkans. *Lithos*, 354-355, 105268.
- Stanković, N., Gerya, T., Cvetkov, V., & Cvetković, V. (2023). Did the western and the eastern vardar ophiolites originate through a single intra-oceanic subduction? insight from numerical modelling. *Gondwana Research*, 124, 124–140.
- Stern, R. J., & Gerya, T. (2018). Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics*, 746, 173–198.
- Stern, R. J., & Gerya, T. V. (2024). The importance of continents, oceans and plate tectonics for the evolution of complex life: implications for finding extraterrestrial civilizations. *Scientific Reports*, 14(1), 8552.
- Tackley, P., & Stevenson, D. (1993). A mechanism for spontaneous self-perpetuating volcanism on the terrestrial planets. In *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modeling* and Theory, (pp. 307–321). Springer.
- Thomson, W. (1862). Xv.—on the secular cooling of the earth. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 23(1), 157–169.
- Toljić, M., Matenco, L., Stojadinović, U., Willingshofer, E., & Ljubović-Obradović, D. (2018). Understanding fossil fore-arc basins: Inferences from the cretaceous adria-europe convergence in the ne dinarides. *Global and Planetary Change*, 171, 167–184.
- Toljić, M., Stojadinović, U., Krstekanic, N., et al. (2019). Vardar zone: new insights into the tectono-depositional subdivision. In II Geological Congress of Bosnia and Herzegovina, (pp. 60–73).
- Turcotte, D., & Oxburgh, E. (1967). Finite amplitude convective cells and continental drift. Journal of Fluid Mechanics, 28(1), 29–42.
- Turcotte, D. L., & Oxburgh, E. (1972). Mantle convection and the new global tectonics. Annual Review of Fluid Mechanics, 4(1), 33–66.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge university press.

- Ueda, K., Gerya, T., & Burg, J.-P. (2012). Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B8).
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., FüGENSCHUH, B., Tischler, M., Kissling, E., & Spakman, W. (2008). A map-view restoration of the alpine-carpathian-dinaridic system for the early miocene. Swiss journal of Geosciences, 101, 273–294.
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., Lugović, B., Schuster, R., Schaltegger, U., Bernoulli, D., Hottinger, L., Kounov, A., Fügenschuh, B., & Schefer, S. (2009). Late cretaceous intraoceanic magmatism in the internal dinarides (northern bosnia and herzegovina): Implications for the collision of the adriatic and european plates. *Lithos*, 108(1-4), 106–125.
- Utada, H., Koyama, T., Obayashi, M., & Fukao, Y. (2009). A joint interpretation of electromagnetic and seismic tomography models suggests the mantle transition zone below europe is dry. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4), 249–257.
- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Maţenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L., Gürer, D., & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the triassic. *Gondwana Research*, 81, 79–229.
- Vogt, K., Gerya, T. V., & Castro, A. (2012). Crustal growth at active continental margins: Numerical modeling. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 192, 1–20.
- von Quadt, A., Moritz, R., Peytcheva, I., & Heinrich, C. A. (2005). 3: Geochronology and geodynamics of late cretaceous magmatism and cu–au mineralization in the panagyurishte region of the apuseni–banat–timok–srednogorie belt, bulgaria. Ore Geology Reviews, 27(1-4), 95–126.
- Wang, H., Agrusta, R., & van Hunen, J. (2015). Advantages of a conservative velocity interpolation (cvi) scheme for particle-in-cell methods with application in geodynamic modeling. Tech. rep., Wiley Online Library.
- Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. Geologische Rundschau, 3(4), 276–292.
- Yang, S., Liang, X., Jiang, M., Chen, L., He, Y., Thet Mon, C., Hou, G., Thant, M., Sein, K., & Wan, B. (2022). Slab remnants beneath the myanmar terrane evidencing double subduction of the neo-tethyan ocean. *Science Advances*, 8(34), eabo1027.
- Zachariadis, P. T. (2007). Ophiolites of the eastern Vardar zone, N. Greece. Ph.D. thesis, Dissertation, Mainz, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 2007.
- Zheng, L., & Zhang, X. (2017). Modeling and analysis of modern fluid problems. Academic Press.
- Zhou, X., Li, Z.-H., Gerya, T. V., Stern, R. J., Xu, Z., & Zhang, J. (2018). Subduction initiation dynamics along a transform fault control trench curvature and ophiolite ages. *Geology*, 46(7), 607–610.
- Zhu, R., Zhao, P., & Zhao, L. (2022). Tectonic evolution and geodynamics of the neo-tethys ocean. *Science China Earth Sciences*, (pp. 1–24).
- Zoback, M. D. (2010). Reservoir geomechanics. Cambridge university press.

# Додаци

# А Табела јединица

Величина	Ознака	Јединица
дужина	L	m
време	t	s, Ma
брзина	$\vec{v}$	m/s , $cm/a$
убрзање	$\frac{Dv}{Dt}$	$ m m/s^2$
притисак	P	Pa
температура	Т	Κ
густина	ρ	$ m kg/m^3$
топлотни флукс	$\vec{q}$	$ m W/m^2$
динамичка вискозност	η	$Pa \cdot s$
топлотна проводљивост	k	$W/(m \cdot K)$
топлотна дифузивност	к	$m^2/s$
топлотна капацитивност	C	$\mathbf{I}/(\mathbf{k}\mathbf{a},\mathbf{K})$
при константном притиску	$C_p$	J/(Kg·IX)
механички напон (стрес)	σ	Pa
деформација	ε	1
брзина деформације	Ė	$s^{-1}$
коефицијент топлотног ширења	α	$\mathrm{K}^{-1}$
СТИШЉИВОСТ	β	$\mathrm{Pa}^{-1}$
активациона енергија	$E_a$	$\rm J/mol$
активациона запремина	$V_a$	$J/(bar \cdot mol)$

Приказ стандардних јединица за различите физичке величине које се користе у овој тези.

# Биографија

Никола Станковић је рођен 07.09.1993. године у Београду где је завршио основну и средњу школу. Након што је завршио Дванаесту београдску гимназију општег смера 2012. године, уписао се на студије геофизике на Рударско-геолошком факултету, Универзитета у Београду. Основне студије је завршио 2016. године одбранивши завршни рад на тему "Примена гравиметрије за праћење кретања флуида у гасном лежишту". На истом факултету је 2017. догине завршио мастер студије геофизике одбранивши мастер рад на тему "Нумеричке симулације процеса конвекције у Земљином омотачу". Никола је 2017. године волонтирао у Републичком сеизмолошком заводу. Исте године је уписао докторске студије на Рударско-геолошком факултету на одсеку Геологија. Током зимског семестра 2018. године Никола је боравио на Универзитету ЕТХ у Цириху, на институту за геофизику, где је успешно завршио курсеве из нумеричког геодинамичког моделовања и механике континуума које држи професор Тарас Герја. Никола је учествовао на пројекту Министарства просвете, науке и технолошког развоја "Магматизам и геодинамика Балканског полуострва од мезозоика до данас: значај за образовање металичних и неметаличних рудних лежишта". Током докторских студија Никола је помагао у извођењу наставе студентима основних студија геофизике на предметима "Основи геомагнетизма" и "Магнетометрија". Од 2024. године Никола је ангажован на COST пројекту Европске Уније "pan-EUROpean BIoGeodynamics network" (EUROBiG). Никола је члан Српског геолошког друштва (СГД) и Европске уније геонаука (European Geosciences Union - EGU). Током израде ове докторске дисертације, проистекли су следећи научни радови:

Stanković, N., Gerya, T., Cvetkov, V., & Cvetković, V. (2023). Did the Western and the Eastern Vardar ophiolites originate through a single intra-oceanic subduction? Insight from numerical modelling. Gondwana Research, 124, 124-140.

Stanković, N., Cvetkov, V., & Cvetković, V. (2021, April). Numerical simulation of the Late Jurassic closure of the Vardar Tethys. In EGU General Assembly Conference Abstracts (pp. EGU21-9893).

Stanković, N., Cvetkov, V., & Cvetković, V. (2020, May). 2D Numerical Simulation of Intraoceanic Subduction during the Upper Jurassic Closure of the Vardar Tethys. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 5919).

### Изјава о ауторству

Име и презиме аутора <u>Никола</u> Станковић Број индекса <u>Г806/17</u>

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

НУМЕРИЧКЕ СИМУЛАЦИ ЈЕ ПРОЦЕСА ЗАТВАРАЊА ВАРДАРСКОГ ДЕЛА НЕОТЕТИСА

- 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, 29.08.2024.

Harma Course

# Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора Никола Станковит	
Број индекса806 //	
Студијски програм	_
Наслов рада Нумернике симулације процеса затварања варра	POKOT AFENA
MENTOPABECHIA LABETKOB; ABAAHUSA LABETKOBLIT	HEOIEIUCA

Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла ради похрањивања 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.

Потпис аутора

У Београду, 29.08.2024.

Finessa tima S

#### Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку "Светозар Марковић" да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

HYMEPHYKE CHMUNALLUSE NPOLSECH 3ATBAPAHA BAPPHAPCKOF AENA HEOTETUCA

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 (СС ВҮ)

2. Ауторство – некомерцијално (СС ВУ-NС)

3. Ауторство – некомерцијално – без прерада (СС ВУ-NC-ND)

4) Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима (СС BY-NC-SA)

5. Ауторство – без прерада (СС ВУ-ND)

6. Ауторство – делити под истим условима (СС ВУ-SA)

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци. Кратак опис лиценци је саставни део ове изјаве).

Потпис аутора

УБеограду, 29.08.2024

Harrow Curon

1. **Ауторство**. Дозвољавате 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**. Дозвољавате 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. Дозвољавате 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. Дозвољавате 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**. Дозвољавате 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**. Дозвољавате 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.