

Praktikum iz neotektonike

Uroš Stojadinović, Nemanja Krstekanić



Дигитални репозиторијум Рударско-геолошког факултета Универзитета у Београду

[ДР РГФ]

Praktikum iz neotektonike | Uroš Stojadinović, Nemanja Krstekanić || 2019 ||

<http://dr.rgf.bg.ac.rs/s/repo/item/0006149>

**UNIVERZITET U BEOGRADU
RUDARSKO-GEOLOŠKI FAKULTET**

*UROŠ STOJADINOVIĆ
NEMANJA KRSTEKANIĆ*

***PRAKTIKUM IZ
NEOTEKTONIKE***



2019

UNIVERZITET U BEOGRADU
RUDARSKO-GEOLOŠKI FAKULTET

PRAKTIKUM IZ NEOTEKTONIKE

Uroš Stojadinović
Nemanja Krstekanić

Beograd, 2019

Praktikum iz Neotektonike

Autori:

Dr Uroš Stojadinović, dipl. inž. geol.

Nemanja Krstekanić, master geolog

Urednik:

Prof. dr Draženko Nenadić, dipl. inž. geol.

Recenzent:

Prof. dr Marinko Toljić, dipl. inž. geol.

Izdavač:

Rudarsko-geološki fakultet, Beograd

Univerzitet u Beogradu

Đušina 7, 11000 Beograd

Odobreno za štampu od strane Nastavno-naučnog veća Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu odlukom br. 8/67 od 24.06.2019.

Tiraž 100

Štampa:

Copy House,

Gavrila Principa 2-6, 11000 Beograd

ISBN: 978-86-7352-344-6

© Zabranjena svaka vrsta umnožavanja. Sva prava zadržavaju autori.

Istorija bilo kog dela Zemlje, slično životu vojnika, sastoji se od dugih perioda dosade i kratkih trenutaka strave.

– Derek Ager

The Nature of the Stratigraphical Record (1973)

Predgovor

Ovaj praktikum nastao je na osnovu sinopsisa predavanja i materijala sa vežbi izvođenih studentima Departmana za Regionalnu Geologiju i Departmana za Paleontologiju Rudarsko-geološkog fakulteta u okviru predmeta Neotektonika. Struktura praktikuma formirana je po uzoru na odgovarajuća poglavlja knjige Tectonics, autora Moores, E.M. i Twiss, R.J. (1995). Praktikum se sastoji od 5 poglavlja, pri čemu se na kraju svakog poglavlja nalaze pitanja i zadaci za studente, kao i spisak korišćene literature. Zadaci su osmišljeni kao konkretne studije u kojima se, primenom odgovarajućih neotektonskih metoda, dolazi do odgovora na pitanja značajna za evoluciju određenih neotektonski aktivnih prostora. U uvodnom poglavlju objašnjeni su svrha i značaj neotektonskih istraživanja. U poglavljima 2 do 5 objašnjena je suština metoda koje se najčešće koriste u Neotektonici. Detaljno su obrađene one metode koje se, potom, koriste u praktičnom delu kursa, pri izradi odgovarajućih studija i elaborata.

Autori zahvaljuju recenzentu prof. dr Marinku Toljiću, koji je svojim sugestijama i komentarima značajno unapredio kvalitet ovog praktikuma.

Beograd, 2019. god.

Sadržaj

1 Koncept neotektonskih istraživanja	6
2 Metode za određivanje starosti neotektonskih pokreta	9
2.1 Fission-track metoda.....	13
2.2 Termalno modelovanje.....	18
3 Direktna merenja savremenih kretanja.....	29
3.1 GPS tehnologija	29
3.2 Radarska interferometrija	33
3.3 Dugobazisna interferometrija (VLBI).....	36
4 Geomorfološki indikatori tektonskih pokreta	42
4.1 Analiza evolucije savremenog reljefa.....	46
4.1.1 Analiza energije reljefa	46
4.1.2 Analiza nagiba padina.....	49
4.2 Tektonski pokreti i razvoj drenaže	52
5 Neotektonske studije sklopa.....	60
5.1 Analiza neotektonski aktivnih raseda.....	61
5.2 Analiza litosfernih povijanja regionalnih razmera.....	64

1 | **Koncept neotektonskih istraživanja**

Svako naučno istraživanje, da bi moglo da bude ocenjeno kao uspešno, za cilj treba da ima i ostvarivanje neke vrste dobrobiti za društvo (*Moore i Twiss, 1995*). Tektonika, kao naučna disciplina Geologije, predstavlja istraživanje deformacija širokog prostornog i vremenskog zahvata koje nastaju u Zemljinoj kori. Služeći se postulatima principa aktualizma, u okviru Tektonike proučavamo mehanizme delovanja procesa koji dovode do nastanka raznovrsnih strukturnih oblika u Zemljinoj kori. Istraživanje mehanizama savremenih procesa vrši se u cilju rekonstrukcije nekadašnjih ali i predviđanja nastupajućih tektonskih događanja.

Društveno korisna dimenzija Tektonike najviše se ispoljava u neotektonskim i aktivnim tektonskim istraživanjima. Netektonika podrazumeva studije mladih tektonskih događanja, koja su se odigrala ili se još uvek odigravaju na određenom prostoru nakon njegove poslednje značajne tektonske reorganizacije, odnosno orogeneze (*Paulides, 1989*). To zapravo podrazumeva period nakon uspostavljanja današnjih relevantnih granica ploča, odnosno savremenog polja stresa. Mada početak neotektonskog perioda nije globalna vrednost i varira u područjima sa različitim geološkim istorijama, može se reći da je većina neotektonskih istraživanja vezana za periode neogena i kvartara. Neotektonika, dakle, uspostavlja vezu između aktuelnih i nekadašnjih tektonskih dešavanja. Aktivna tektonika podrazumeva aktuelne i nastupajuće tektonske pokrete čiji se efekti ispoljavaju tokom istorijskog vremena, odnosno perioda razvoja civilizacije (*Moore i Twiss, 1995*). Veza neotektonike i aktivne tektonike ogleda se u tome što rezultate neotektonskih istraživanja tumačimo u kontekstu definisanja aktuelnih i nastupajućih tektonskih događanja. Dobijeni podaci koriste se za predviđanje vremena i mesta tektonskih dešavanja kakvi su zemljotresi ili tektonski izazvana klizišta. Od kvaliteta dobijenih podataka najviše zavisi uspešnost predviđanja tektonskih dešavanja, čiji je uticaj na društvo najčešće štetan. Studije tektonskog hazarda vrše se u svrhu definisanja verovatnoće nastanka tektonskih pokreta. Specifičnost ovih istraživanja ogleda se u tome što geološke događaje po pravilu odlikuje cikličnost ali i niska učestalost. Stoga se istorija lokalnih deformacija mora analizirati za periode od poslednjih nekoliko

miliona godina kako bi se stekla slika o sadašnjim i budućim pokretima, odnosno o tome u kojoj se fazi određenog cikličnog događaja nalazimo.

Za dobro poznavanje neotektonskih procesa potrebno je da se razume koncept prirodne laboratorije. Pod prirodnom laboratorijom podrazumeva se prostor koji usled svojih specifičnosti predstavlja najpogodnije mesto za proučavanje određenih geoloških fenomena. Najpodesnije prirodne laboratorije za neotektonska istraživanja su savremene granice ploča, kao i neogeni i kvartarni sedimentni baseni. Neki od najpoznatijih primera prostora koji su podesni za neotektonska istraživanja su područja raseda San Andreas u Kaliforniji, Alpski rased na Novom Zelandu, šire područje Panonskog basena, orogeni pojas Anda, Anadolski plato, provincija Basin and Range u zapadnom delu Sjedinjenih Država, Japanska i Egejska subdukciona zona i dr.

Treba još naglasiti da postoji bliska veza između neotektonskih i geomorfoloških, geodetskih, geohronoloških, seizmoloških i seizmotektonskih istraživanja. Ta veza se ogleda u tome da se pri neotektonskim istraživanjima redovno koriste metode jedne ili više prethodno pomenutih naučnih disciplina. Stoga će se u okviru ovog kursa detaljnije diskutovati o:

- metodama podesnim za određivanje starosti neotektonskih pokreta
- direktnim merenjima savremenih tektonskih kretanja
- geomorfološkim indikatorima tektonskih pokreta
- neotektonskim kinematskim studijama rasednog i nabornog sklopa.

Pitanja i zadaci:

1. *Objasniti vezu neotektonskih i aktivnih tektonskih procesa.*
2. *Objasniti koncept prirodne laboratorije i dati jedan primer u vezi sa nekim značajnim geološkim fenomenom.*

Literatura:

Pavrides, S.B., 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, 1, 233-235.

Moores, E.M. and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. H.W. Freeman and Company. New York (415 pp).

2 | Metode za određivanje starosti neotektonskih pokreta

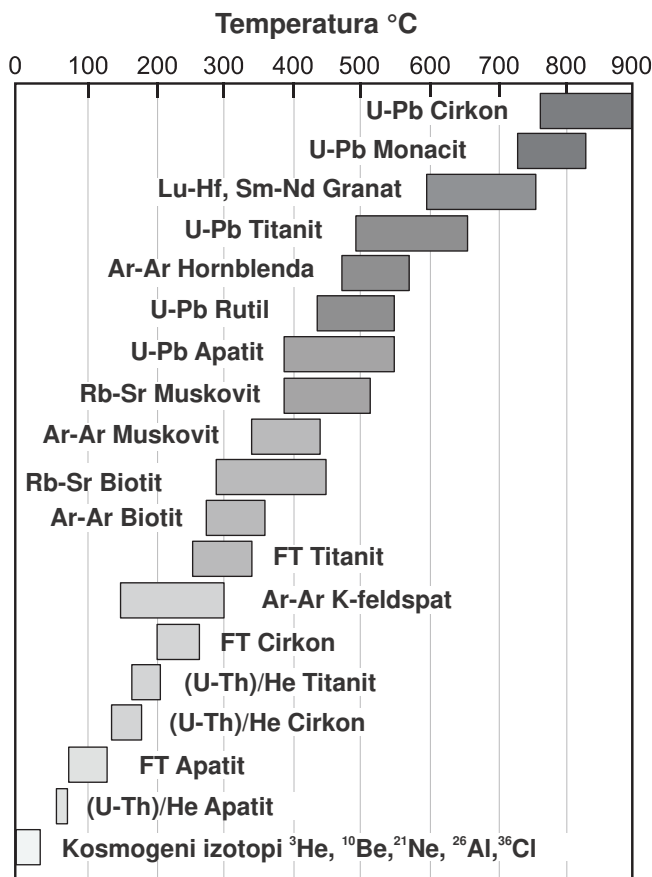
Relativno kratak vremenski interval tokom kojeg se odigravaju i često limitiran iznos, pre svega vertikalnih, tektonskih kretanja ograničavaju mogućnosti korišćenja klasičnih metoda za određivanje vremena i brzina, odnosno stopa nastanka neotektonskih struktura (*Moore i Twiss, 1995*). To je uslovalo razvoj nekolicine metoda za odredbu starosti, odnosno datovanje, neotektonskih pokreta. Sve ove metode, generalno, možemo podeliti na apsolutne i relativne metode.

Apsolutne metode podesne za kratke vremenske intervale u kojima se odvijaju neotektonski procesi uključuju tehnike bazirane na radioaktivnom raspadu izotopa određenih elemenata, dok se pri relativnom datovanju meri stepen hemijskih ili biohemijskih promena u deponatima, odnosno vrše različite vrste stratigrafskih korelacija. Radiometrijske, odnosno metode zasnovane na radioaktivnom raspadu, obezbeđuju precizne brojčane podatke o starosti. Svaka od korišćenih radiometrijskih metoda datovanja vezuje se za određenu tzv. temperaturu zatvaranja. Temperatura zatvaranja zapravo podrazumeva temperaturni opseg u okviru kojeg u izvesnim mineralima dolazi do radioaktivnog raspada izotopa određenih elemenata koji učestvuju u njihovom hemijskom sastavu. Izvan tog temperaturnog opsega dotični minerali praktično postaju zatvoreni sistem za radioaktivni raspad određenih izotopa u njima. Slika 2.1 pokazuje temperature zatvaranja različitih izotopskih sistema. Ove temperature definisane su empirijskim putem i pokrivaju široki spektar od ~ 900 °C za (U-Th)/Pb na cirkonima, do ~ 120 °C za fission-track metodu na apatitima i ~ 75 °C za apatit (U-Th)/He izotopski sistem.

Datovanja bazirana na radioaktivnom raspadu urana zasnivaju se na merenju finalnih i među-produkata raspada izotopa ^{238}U , ^{232}Th i ^{235}U u olovo. U neotektonskim istraživanjima najčešće se koriste metode fission-track i (U-Th)/He.

Fission-track metoda koristi činjenicu da atomi urana pri spontanom raspadu-fisiji oštećuju kristal, tj mineral, ostavljajući trag tog oštećenja, koji nazivamo fission-track. Najčešće korišćeni minerali su cirkon i apatit. Ove trake se mogu posmatrati pod elektronskim mikroskopom ili čak i pod standardnim mikroskopom ukoliko se

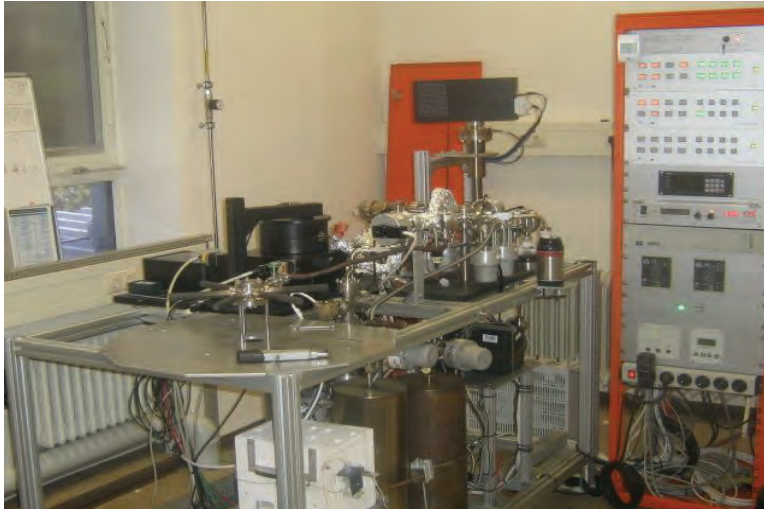
uvećaju hemijskim tretmanom. Pošto je stopa raspada izotopa ^{238}U konstantna, starost hlađenja minerala, odnosno prolaska kroz datu temperaturu zatvaranja može se definisati kroz broj prisutnih traka, pod uslovom da je početna količina urana poznata. Pošto se dužina tih traka smanjuje na povišenim temperaturama, ova metoda takođe omogućava definisanje brzina hlađenja stena. Na osnovu toga mogu se dobiti procene o stopi izdizanja tektonskih blokova.



Slika 2.1 Temperature zatvaranja pojedinih izotopskih sistema. (Stojadinović, 2014)

(U-Th)/He datovanje na apatitima (slika 2.2) zasniva se na prirastu tzv α čestica, odnosno jezgara izotopa ^4He koji se stvaraju prilikom radioaktivnog raspada izotopa urana i torijuma. Vreme t proteklo od zatvaranja sistema određuje se na osnovu današnje izmerene količine izotopa ^4He i konstanti radioaktivnog raspada λ :

$$(2.1) \quad ^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \left(\frac{^{238}\text{U}}{137.88} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$



Slika 2.2 Helios sistem za (U-Th)/He masenu spektrometriju.

Argon-argon metoda zasniva se na merenju vremena poluraspada radioaktivnog izotopa ^{40}Ar , koji prelazi u stabilni ^{39}Ar . Ova metoda podesna je za tvorevine starije od 75000 godina i posebno je korisna za datovanje vulkanita i vuklanogeno-sedimentnih tvorevina.

^{14}C je verovatno najrasprostranjenija metoda za datovanje mladih deponata. Vreme poluraspada, odnosno vreme potrebno da se početna količina svede na polovinu, ugljenika ^{14}C je 5730 godina. Ova metoda koristi se za datovanje tvorevina koje nisu starije od 75000 godina. Osim ove metode, za određivanje starosti mladih tvorevina pogodne su i metode koje podrazumevaju korišćenje kosmogених izotopa ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al , ^{36}Cl .

Termoluminiscencija se zasniva na efektima jonizujućeg zračenja na minerale. Minerali u stenama mogu da budu izloženi α , β i γ zračenju nastalom usled radioaktivnog raspada jezgara K, U, ili Th. Ovo zračenje dovešće do jonizacije atoma u kristalima. Prilikom zagrevanja uzorka elektroni će se ponovo vezivati za atome, pri čemu će odavati karakterističan sjaj. Ukoliko je stopa tog jonizujućeg zračenja poznata za određeni mineral, starost se može odrediti poređenjem količine odate svetlosti prilikom zagrevanja sa onom koja je produkovana korišćenjem poznate doze laboratorijskog zračenja. Tehnika je naročito podesna za lesne deponate, eolske peskove, a raspon određene starosti je između 1000 i 100 000 godina.

Pored radiometrijskih metoda u apsolutne metode datovanja takođe spadaju i korišćenje istorijskih podataka, kao i ispitivanje varvi. Istorijski podaci su posebno upotrebljivi u regionima gde postoji duga pisana istorija od više hiljada godina (npr podaci o zemljotresima u regionu Mediterana). Pošto se stope izdizanja ili spuštanja terena mere mm/god, značajne promene metarskog reda veličina mogu se odigrati tokom hiljadugodišnjih perioda. Varve ukazuju na sezonske promene u jezerima koja zamrzavaju u zimu a otopljavaju u leto. Debljina sedimenata i veličina klasti variraju sezonski, te mogu biti indikator za stratigrafsku starost.

Metodama za relativno određivanje starosti ne može se odrediti konkretna starost ali se može definisati relativan odnos starosti dve vrste deponata. U tom smislu ove metode podsećaju na tradicionalne stratigrafske metode.

Magnetostratigrafija i paleomagnetizam predstavljaju značajne metode koje se zasnivaju na promenama magnetnih polova tokom geološke istorije. Magnetostratigrafija je geofizička korelativna metoda za relativno određivanje starosti sedimentnih i vulkanogeno-sedimentnih sekvenci. Orijentisani uzorci prikupljaju se na podjednakim vertikalnim intervalima duž nekog profila (Slika 2.3). Zatim se određuje njihova karakteristična remanentna magnetizacija, odnosno polaritet Zemljinog magnetnog polja u vreme kada je sloj nataložen.

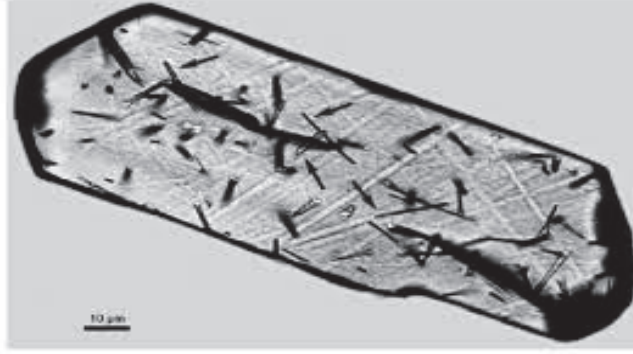


Slika 2.3 Beočin: granica panonskih sivih laporaca i pontskih žučkastih peskova.

Treba još pomenuti i tefrohronologiju, hidrataciju vulkanskog stakla i određivanje stopa razlaganja amino kiselina. Tefrohronologija se zasniva na regionalnoj rasprostranjenosti vulkanskog pepela kao deponata. Identifikacija ovakvih slojeva je moguća zato što se proslojci pepela, koji su međusobno različiti po starosti, lako raspoznaju. Na taj način ovakav sloj postaje tzv karakteristični horizont, koji ima vrlo značajnu ulogu pri relativnom stratigrafskom datovanju. Hidratacija vulkanskog stakla prilikom površinskog raspadanja stena takođe se odvija prema određenim stopama, a ova metoda se može kalibrisati argon-argon datovanjem. Kada životinjski organizam uquine amino kiseline u proteinima prelaze iz tzv L u tzv D konfiguraciju. Stopa razlaganja amino kiselina prevashodno zavisi od temperaturne istorije nakon uginuća, vrste organizma tj tipa aminokiselina, tipa dijagenetskih i postdepozicionih procesa. Tehnika je uspešno primenjena za definisanje relativne starosti pacifičkih priobalnih deponata i jezerskih sedimenata provincije Basin and Range i može se koristiti u korelaciji sa drugim metodama, naročito sa ^{14}C (Moore i Twiss, 1995).

2.1 Fission-track metoda

Kako je već pomenuto, fission-track metoda zasniva se na akumulaciji uskih oštećenja u mineralnim zrnima koja su bogata uranom (apatit, cirkon, titanit), a koja nastaju usled spontane nuklearne fisije, odnosno raspada atoma ^{238}U u prirodi. Nuklearna fisija je proces cepanja teškog, nestabilnog jezgra atoma urana u fragmente koji su slične veličine. Ova reakcija se može dogoditi spontano u prirodi i veštački. Tokom svake reakcije dolazi do oslobađanja kinetičke energije fragmenata, koji se odbijaju jedan o drugi, pritom razarajući kristalnu rešetku minerala i stvarajući oštećenja u vidu malih pukotina u okviru kristala. Ova oštećenja (tragovi raspada ili fission-tracks) su vidljiva pod elektronskim mikroskopom sa uvećanjem od 50 000 puta i većim. Vrlo često, međutim, uzorci se tretiraju kiselinom. Rastvorene u kiselini, trake postaju veće te tako oštećena područja mogu biti uvećana do razmere kada su vidljiva pod optičkim mikroskopom (slika 2.4).



Slika 2.4 Tragovi fisije u zrnu cirkona koje je polirano i tretirano HCL-om.

Spontana fisija atoma je generalno retka pojava, tako da se u fission-track datovanju prevashodno koriste minerali bogati uranom (apatit, cirkon, titanit). Trake se vremenom usled zagrevanja gube tj brišu. Tako na primer, broj obrisanih traka u apatitu zanemarujuće je mali na sobnim temperaturama, ali se značajno povećava u opsegu temperatura iznad 60 °C, koje su u smislu temperaturnih uslova za odvijanje geoloških procesa i dalje niske. Broj traka predstavlja jednostavnu funkciju vremena i količine urana u uzorku:

$$(2.2) F_s = \left(\frac{\lambda_f}{\lambda_\alpha} \right) {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_\alpha t} - 1)$$

Gde je: F_s - broj traka nastao usled spontanog raspada, ${}^{238}\text{U}$ - broj atoma urana 238, λ_α konstanta α -raspada za ${}^{238}\text{U}$, λ_f - konstanta spontanog raspada fisijom koja iznosi $8.46 \pm 0.06 \times 10^{-17} \text{ god}^{-1}$. Prethodna jednačina se jednostavno može rešiti po t ako se odredi broj traka i broj atoma urana za datu zapreminu uzorka. U tom slučaju, t predstavlja vreme proteklo od onog trenutka kada su temperature bile dovoljno visoke da sve trake budu izbrisane, odnosno definiše vreme kada je dati uzorak stene ohlađen ispod te kritične temperature.

Određivanje gustine traka predstavlja relativno jednostavnu proceduru koja obuhvata poliranje i tretiranje kiselinom uzorka sa zrnima odgovarajućeg minerala, a zatim brojanje traka po jediničnoj površini. Minimalna gustina koja je statistički prihvatljiva je 10 traka po kvadratnom centimetru, a dešava se da gustina traka dostize i cifru od nekoliko hiljada. Traka, koja je u proseku duga 10 μ (mikrona)

mora presecati površinu zrna kako bi bila uzeta u obzir za brojanje. Tako prethodna jednačina postaje:

$$(2.3) \quad \rho_s = F_s q = \left(\frac{\lambda_f}{\lambda_\alpha} \right) {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_\alpha t} - 1) q$$

Odnosno ρ_s -gustina spontano nastalih traka definiše broj traka F_s koje presecaju određenu površinu zrna q , pri čemu ${}^{238}\text{U}$ postaje koncentracija urana za jediničnu površinu.

Određivanje koncentracije ${}^{238}\text{U}$ za datu površinu, najčešće se obavlja neutronske zračenjem uzorka u reaktoru i brojanjem traka indukovanih na taj način. Postoje varijacije u ovoj proceduri. U jednoj metodi, spontano nastale trake se prebroje, zatim se uzorak zagreje kako bi se izbrisale postojeće trake, pošalje na zračenje i tako indukovane trake se ponovo prebroje. U drugom slučaju "detektor" tj tanki listić muskovita (ili drugog minerala bez sadržaja urana) nalepi se preko površine prethodno prebrojanog uzorka, a zatim se uzorak zajedno sa detektorom pošalje na zračenje i nakon toga prebroje trake zabeležene na detektoru. Na ovaj način, koji je češće u upotrebi izbegava se zagrevanje uzorka i brisanje traka.

Fission-track starost, odnosno vreme proteklo od trenutka kada je poslednja traka obrisana, izračunava se prema formuli:

$$(2.4) \quad t = \left(\frac{1}{\lambda_\alpha} \right) \ln \left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} 2\Phi\sigma \right)$$

Odnos ${}^{235}\text{U}$ i ${}^{238}\text{U}$ zapravo se preračunava zbog toga što ${}^{238}\text{U}$ podleže nuklearnom raspadu u prirodnim uslovima, dok je ${}^{235}\text{U}$ taj koji podleže indukovanom raspadu u veštačkim uslovima. Pri tome je ρ_i gustina indukovano nastalih traka. Φ predstavlja protok tj. fluks neutrona pri zračenju, a σ je mera verovatnoće zahvata neutrona. Faktor 2 prisutan je u jednačini zato što trake koje presecaju površinu zrna, a nastale su spontanim cepanjem, nastaju kako iz urana koji je prisutan unutar uzorka tako i iz onog dela uzorka koji je kasnije uklonjen poliranjem.

Provera koncentracije urana u uzorku vrši se pomoću tzv zeta metode (ζ). Ova metoda podrazumeva upoređenje spontane i indukovane gustine traka na standardnim uzorcima čija je starost već poznata, odnosno određena drugim konvencionalnim geohronološkim metodama. Vrednost ζ određena je analizom velikog broja standardnih uzoraka poznate starosti. Standardi koji se koriste u zeta metodi su cirkon Fish Canyon tufova (27.9 Ma), Durango apatit (29.9 Ma), Tardree riolit iz Irske (58.7 Ma) i Južno Afrički kimberlit (82 Ma).

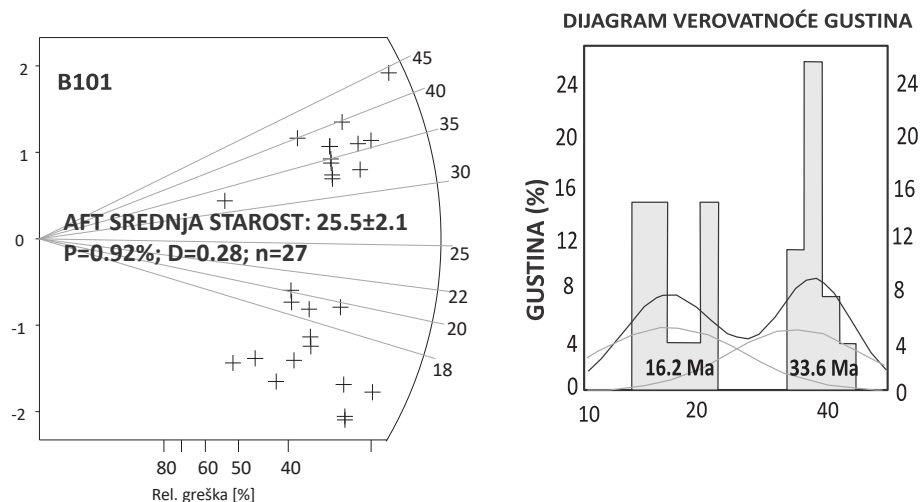
ζ se određuje iz jednačine:

$$(2.5) \quad \zeta = \frac{e^{\lambda_{\alpha} t} - 1}{\lambda_{\alpha} \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \rho_d}$$

gde je ρ_d gustina traka na običnom staklu, koje se zrači zajedno sa uzorcima i služi za proveru protoka neutrona pri zračenju. Starost uzorka izračunava kao:

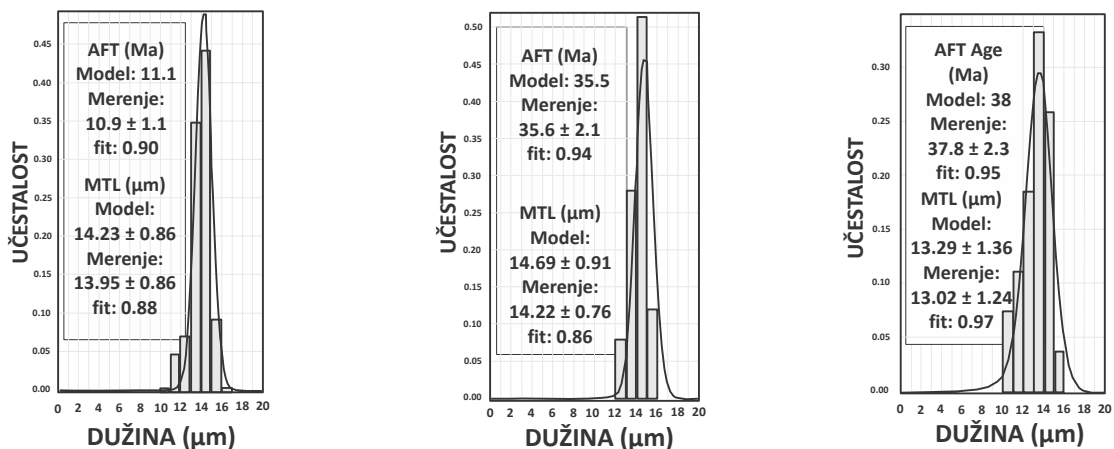
$$(2.6) \quad t = \left(\frac{1}{\lambda} \right) \ln \left(1 + \frac{\zeta \lambda_{\alpha} \rho_s \rho_d}{\rho_i} \right)$$

Da bi rezultat merenja bio relevantan fission-track starosti moraju se izmeriti na velikom broju mineralnih zrna. Rezultati se najčešće predstavljaju u vidu statističkih dijagrama (slika 2.5).



Slika 2.5 Statistički dijagrami distribucije fission-track starosti.

Kada je uzorak izložen povišenim temperaturama, gustina traka kao i njihova prosečna dužina opadaju. U tom smislu fission-track određivanje starosti predstavlja merenje vremena koje je proteklo od odvijanja nekog visokotemperaturnog događaja. Distribucija dužina traka daje informacije o termalnoj istoriji uzorka usled toga što: trake teže konstantnoj dužini (što je kontrolisano količinom energije oslobođene pri fisiji); progresivno se skraćuju sa povećanjem temperature i svaka traka zapravo ima različitu starost. Jednake dužine traka ukazuju na jednostavnu termalnu istoriju koja podrazumeva brzo hlađenje što se može očekivati kod vulkanita, dok heterogena distribucija ukazuje na komplikovaniju termalnu istoriju koja je podrazumevala postupno hlađenje a zatim ponovno zagrevanje uzorka. Na slici 2.6 prikazano je variranje dužine traka u zavisnosti od različitih termalnih istorija. Pošto dužine traka zavise i od kristalografske orijentacije, u jednom uzorku mere se samo dužine traka sa istom kristalografskom orijentacijom.



Slika 2.6 Različite distribucije dužina tragova fisije.

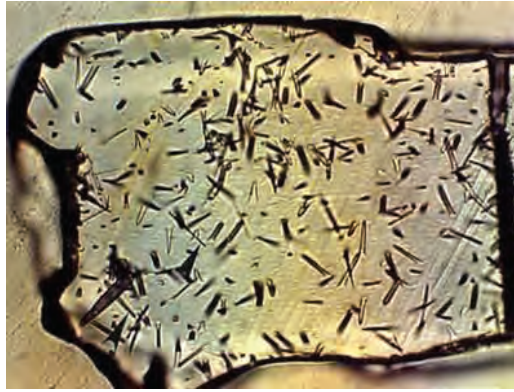
Pri hlađenju izvesnog minerala sa visokim sadržajem urana, u početnim fazama na veoma visokim temperaturama trake će se brisati odmah pri formiranju. Kako se temperature snižavaju i trake će delom biti očuvane, sve do odgovarajuće temperature zatvaranja na kojoj sve trake bivaju očuvane. Temperatura zatvaranja minerala predstavlja funkciju stepena hlađenja izvesnog minerala. Prednost korišćenja fission-track metode pri neotektonskim istraživanjima ogleda se u tome

što su temperature zatvaranja kod ovog sistema značajno niže od onih kod konvencionalnih geohronoloških metoda (U-Pb, Ar-Ar). Na taj način ova metoda postaje naročito korisna pri analizi geoloških događanja koja su se odigravala na relativno niskim temperaturama. U tom kontekstu veoma važna kategorija je i vreme koje protekne od trenutka kada uzorak dostigne svoju temperaturu zatvaranja do trenutka kada dospe na površinu Zemlje, koje nam služi za odredbu stope hlađenja Θ ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) datog uzorka. Na osnovu određene stope hlađenja uzorka, uz detaljne analize geotermalnih gradijenata G na datom prostoru, može se odrediti stepen tektonske ekshumacije ili erozije ε (km/Ma). Prilikom korišćenja ove metode pre svega je neophodno naći stenski material odgovarajućeg mineralnog sastava, sprečiti mogućnost kontaminacije uzorka i dobro poznavati geološki kontekst ispitivanog područja (Stojadinovic, 2014).

2.2 Termalno modelovanje

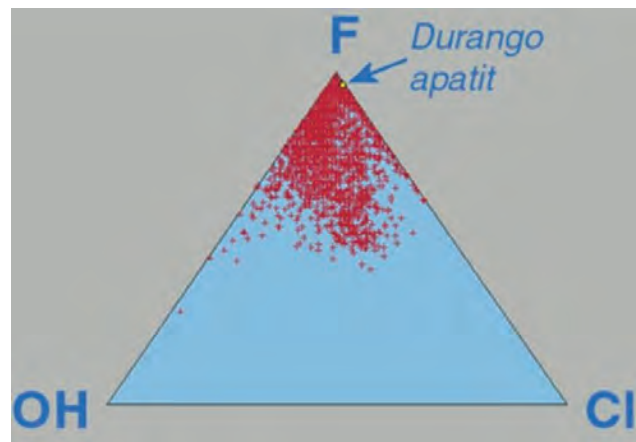
Generalno uzevši, modelovanje bilo koje vrste podataka može se vršiti na direktan i inverzan način. Kod inverznog modelovanja parametre modela određuju podaci dobijeni iz istraživanja. Česti su primeri za upotrebu inverznog modelovanja u konstrukciji geoloških modela. Kod modelovanja rezervoar stena procena permeabilnosti vrši se korišćenjem podataka o pritiscima i produktivnosti bušotina. Modeli riftovanja (BMOD, Petroprob) služe za procenu istanjenja kore na osnovu podataka o iznosima, odnosno stopama tonjenja basena. Kod termalnog modelovanja podatke istraživanja predstavljaju fission track distribucije dužina traka i starosti, te na osnovu njih vršimo rekonstrukciju istorija hlađenja određenog uzorka. Ostali parametri modela koji se unapred definišu su temperatura, vreme i kinetički parametri (sastav apatita i početna dužina traka).

Kako je već prethodno navedeno, kod fission track analiza na apatitu tragovi fisije brišu se na temperaturama $\sim 120^{\circ}\text{C}$, dok se njihovo postepeno skraćivanje odigrava na $T > \sim 60^{\circ}\text{C}$, što odgovara dubinama ~ 2 to 4 km (Slika 2.7).



Slika 2.7 Tragovi fisije u zrnu apatita.

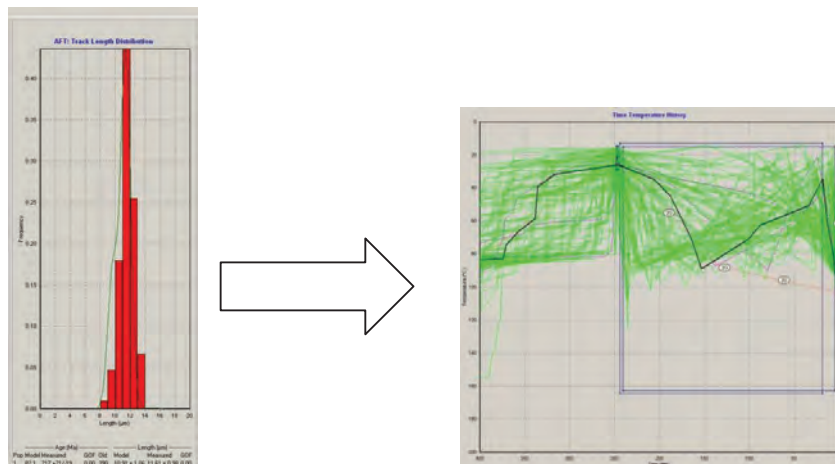
Gustina traka ukazuje na vreme proteklo od prolaska uzorka kroz izotermu ~ 120 °C dok distribucija dužina traka odražava temperaturnu istoriju u opsegu između ~ 120 °C i 60 °C, brzo ili sporo hlađenje, jednu ili više epizoda hlađenja. Apatit fission track starosti mogu biti redukovane ukoliko uzorak provede neki period u tzv 'zoni delimičnog brisanja traka' (60 - 120 °C). Različite kombinacije vremena i stopa hlađenja kod uzoraka mogu rezultovati istim apatit fission track starostima. Kombinovanje distribucije dužina traka i podataka o starosti obezbeđuje dodatne resurse za rekonstrukciju termalnih istorija. HeFTy (Ketcham *et al.*, 2003, Ketcham, 2005) predstavlja najsavremeniji model za niskotemperaturno termohronološko modelovanje. Predstavlja prvi multikompozicionalni model, koji uzima u obzir činjenicu da otpornost na brisanje traka veoma zavisi od hemijskog sastava apatita (Slika 2.8). Od 2005. postoji i mogućnost integrisanja i apatit (U-Th)/He podataka.



Slika 2.8 Varijacije u hemijskom sastavu apatita. (www.geotrack.com.au)

Da bi se tačno definisali parametri modela vrše se postupci njihove optimizacije, odnosno kalibracije. Ovi postupci imaju za cilj pronalaženje niza parametara objedinjenih u temperaturne istorije koji će se najbolje uklopiti sa merenim podacima. Glavni nedostaci ovakvih postupaka nalaze se u tome što ne postoje informacije o stepenu nesigurnosti parametara i što nema jedinstvenog rešenja. Naime, različite kombinacije parametara mogu rezultirati istim rešenjem, posebno kod nelinearnih modela. Kod tzv 'Monte Carlo' inverzije, testira se veliki broj modela, pri čemu svaki ima različite vrednosti parametara, a budu prihvaćeni oni modeli koji se dobro uklapaju sa merenim podacima u okviru određene margine za grešku. Prednosti ovakvog pristupa su jednostavna primena i potpuno sagledavanje stepena nesigurnosti svih parametara. Sa druge strane, neophodno je testirati veoma veliki broj modela (> 1000), pri čemu program ne može da produkuje suviše složene modele. Procena podobnosti modela vrši se za dve vrste merenih podataka: starosti i distribuciju dužina traka. Distribucija dužina traka procenjuje se pomoću Kolmogorov-Smirnov ili Kuiper testa, koji ocenjuju verovatnoću da dve distribucije (raspodele) dužina traka pripadaju jednoj istoj populaciji. Podaci o starosti pretpostavljeno prate normalnu (tj. Gausovu) familiju neprekidnih raspodela verovatnoće, kod koje su članovi familije normalne raspodele definisani preko dva parametra, matematičkog očekivanja i varijanse (disperzije).

Slika 2.9 prikazuje primer Monte Carlo modelovanja (*Ketcham et al., 2003*):



Slika 2.9 Monte Carlo modelovanje.

Pitanja i zadaci:

1. Objasniti koncept radiometrijskog određivanja starosti i definisati pojam temperature zatvaranja mineralnih sistema.
2. Konstruisati krivu hlađenja uzorka stena, koristeći srednje vrednosti temperatura zatvaranja svih visokotemperaturnih i niskotemperaturnih hronometara prikazanih na slici 2.1. Pri konstruisanju krive, u svrhu konvertovanja temperatura u procenjene dubine u Zemljinoj kori, koristiti srednje vrednosti geotermalnih gradijenata od ~ 30 °C/km.
3. Studija: Rekonstrukcija termalnih istorija Čileanskih Anda pomoću inverznog modelovanja Ar-Ar, AFT i U-Th/He podataka.

Čileanski Andi predstavljaju jedno od najinteresantnijih područja za primenu termohronoloških metoda (slika 2.10). Cilj ove studije je interpretacija rezultata višestrukog datovanja korišćenjem Ar-Ar metode na biotitima, kao i apatit fission-track i (U/Th)/He uzoraka prikupljenih duž vertikalnog profila u zapadnim Centralnim Andima u Čileu (Juez-Larre et al., 2010). Andski orogeni pojas nastao je kao rezultat subdukcije okeanske Naska ploče pod kontinentalnu Južnoameričku ploču, pri čemu je subdukcija započela pre više od 200 Ma. Litološki, područjem dominiraju J_3 - K_1 dioritski batoliti i andezitski vulkaniti. Uzorci diorita prikupljeni su duž 1900 metara vertikalnog profila nekoliko kilometara severno od grada Tocopilla. Uzorci su analizirani za Ar-Ar datovanje na biotitima, apatit F-T i apatit (U-Th)/He kako bi se rekonstruisale istorije hlađenja od 400 do 40 °C. Današnji geotermalni gradijent u ovoj oblasti je relativno nizak, ~ 10 °C/km što odgovara toplotnom toku od ~ 20 mW/m² (Springer & Forster, 1998). Svrha ove studije je izrada HeFTy modela koji će predstavljati realnu rekonstrukciju vremena i iznosa izdizanja Čileanskih Anda korišćenjem više termohronoloških metoda (Juez-Larre et al., 2010). Tako rekonstruisane termalne istorije treba uporediti sa drugim raspoloživim geološkim podacima, a zatim izneti zaključke o neotektonskoj i integralnoj geološkoj evoluciji istraživanog područja.

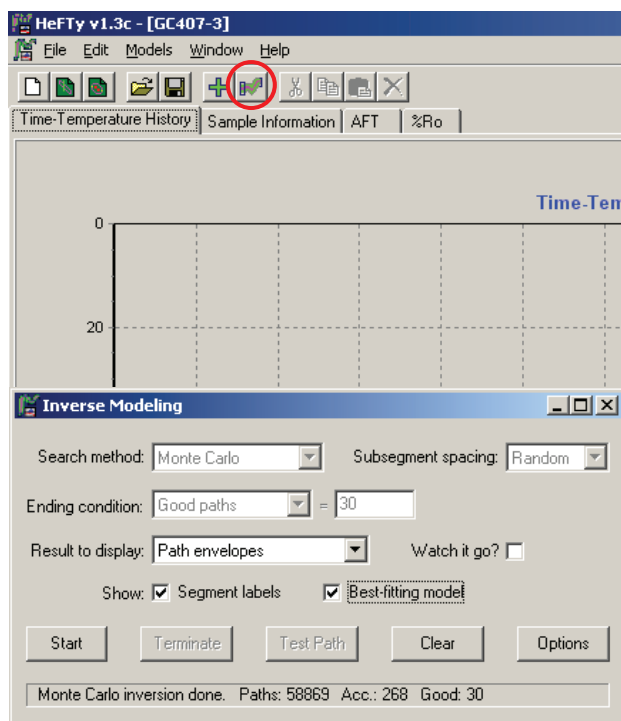


Slika 2.10 Čileanski Andi.

Detaljno uputstvo za instalaciju i korišćenje HeFTy fission track softvera za modelovanje mogu se pronaći u radu *Ketcham et al* iz 2003, dok su ulazni podaci za model obezbeđeni iz studije *Juez-Larre et al* (2010). Nakon instalacije softvera potrebno je učitati odgovarajuće ulazne podatke za model. Prilikom pokretanja programa uočavaju se tri kolumne: 1) 'AFT', koja sadrži fission-track podatke i podešavanja za model brisanja traka (annealing model); 2) 'sample information', koja sadrži informacije o uzorku i 3) 'time-temperature history' kolumnu. U kolumni AFT postoji mogućnost provere i izmene svih početnih parametara modela, kao što su kinetički parametri (hemijski sastav apatita, projekcija c-ose mineralnih zrna...) i modeli skraćivanja traka (the annealing models). U principu, najčešće su u upotrebi model skraćivanja traka *Ketcham et al* 2007 i projekcija c-ose *Ketcham et al* 2007, 5.0 M. U kolumni sample information nalaze se opšti podaci o uzorcima stena, kao što su podaci o litologiji, strukturnim karakteristikama, stratigrafskoj starosti, koordinatama gde su uzorci prikupljeni i dr.

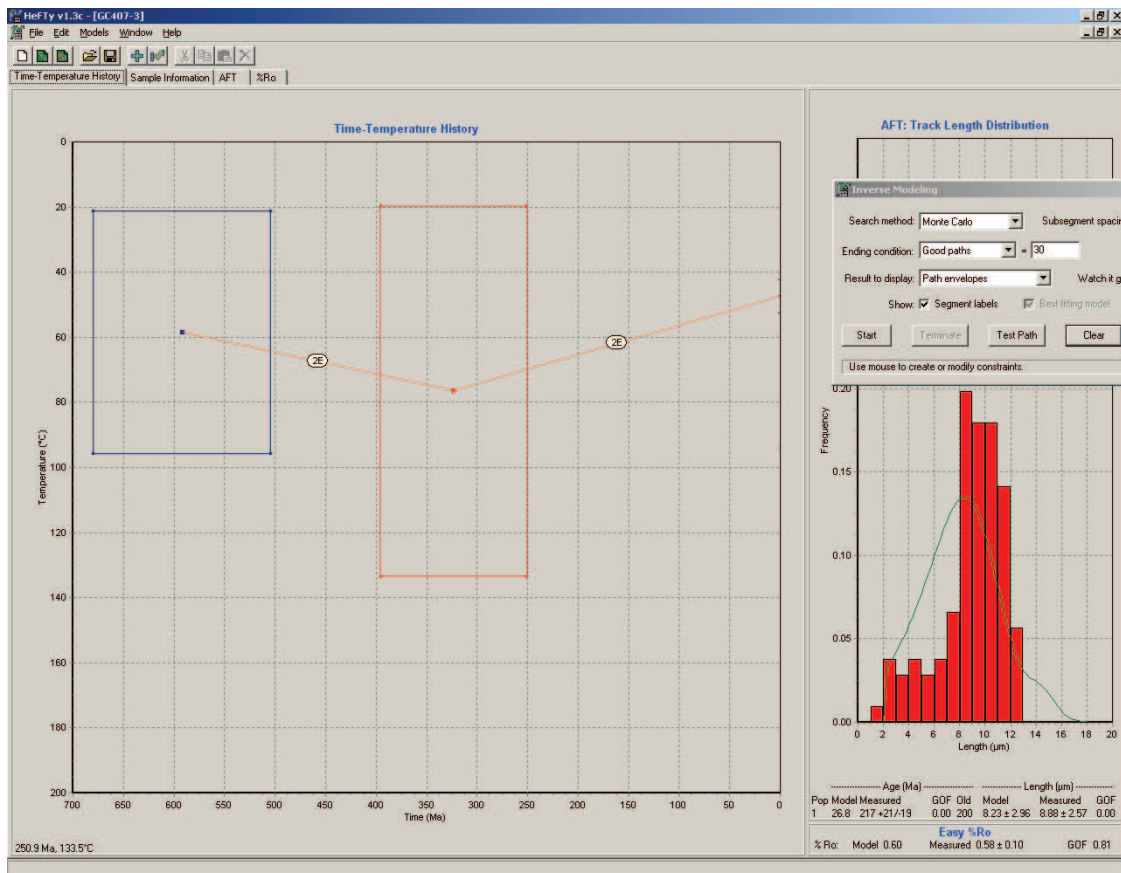
U kolumni time-temperature history nalazi se opcija za inverzno modelovanje (slika 2.11). Izborom ove opcije otvoriće se mali prozor u kome je moguće podešavati parametre za inverzno modelovanje kriva starost-temperatura (time-temperature paths). U ovoj fazi najvažniji parametar koji treba definisati je 'krajnji uslov' (the ending condition). U principu broj od 1000 isprobanih kriva ('paths tried') dovoljan

je kako bi se proverilo da li postavljene uslovi imaju smisla. U finalni model treba, međutim, uključiti minimum 10000 isprobanih kriva kako bi model bio dovoljno kvalitetan i što realnije prikazivao krive starost-temperatura (time-temperature paths) koje odgovaraju AFT podacima.



Slika 2.11 HeFTy opcija za inverzno modelovanje (prema Ketcham et al., 2003).

U svrhu dodatnih podešavanja mogu se dodati ili ukloniti granične kućice (constraint boxes) u kolumni time-temperature history (slika 2.12). Duplim klikom na (2E) oznake između kućica kontroliše se vrsta segmenta između graničnih kućica. Izborom opcije 'test-path' proverava se kakve efekte ovako definisani parametri imaju na izgled kriva starost-temperatura. Duplim klikom na x- ili y-osu menjaju se njihove maksimalne vrednosti, odnosno maksimalni definisani iznosi temperatura i starosti. Vrednosti današnjih temperatura u površinskim uslovima mogu se menjati pomeranjem malih markera koji se nalaze na desnoj margini prozora starost-temperatura.

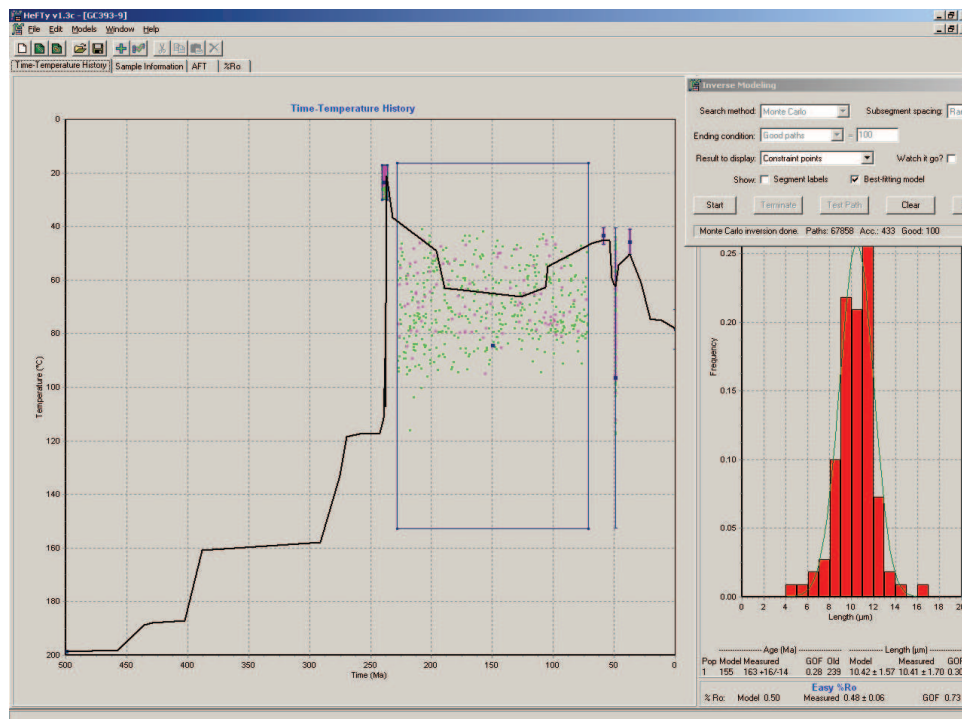


Slika 2.12 HeFty prozor kolumne time-temperature history (prema Ketcham et al iz 2003).

Kada su precizno podešene granične kućice i karakteristike segmenata može se pokrenuti inverzni model ('inverse modelling' box-> start). Izborom opcije 'watch it go' prate se sve krive koje model razvija. Ova opcija usporava model za faktor 2 ili više, tako da je finalno modelovanje najbolje obavljati bez 'vizuelnog efekta'. Modelovana distribucija dužina traka prikazana je u vidu tanke linije u prozoru za distribuciju traka u desnom uglu ekrana. Prikazani su i statistički parametri modela: merena i simulirana dužina traka i distribucija starosti i indikatori uspešnosti preklapanja rezultata (goodness of fit indicators-GOF).

Postoje tri opcije za prikaz rezultata inverznog modelovanja: 'paths', koja prikazuje individualne krive; 'path envelopes', koja prikazuje dobre i prihvatljive pojaseve i 'constraint points', koja prikazuje tačke koje predstavljaju granicu između dva segmenta u okviru svake granične kućice. Krive/pojasevi/tačke koje predstavljaju statistički dobar model prikazane su u ljubičastoj a prihvatljive u zelenoj boji (slika

2.13). Statističke vrednosti za dobre i prihvatljive krive mogu se naći u opciji za ‘inverse modeling’.



Slika 2.13 Statističke vrednosti za dobre i prihvatljive krive kod HeFTy modela (prema Ketcham et al iz 2003).

Glavne rezultate i zaključke inverznog modelovanja termalnih istorija Čileanskih Anda treba prikazati u vidu kratkog eseja u kome će se dati odgovori na pitanja:

Koji su glavne faze tektonskog izdizanja Čileanskih Anda i koliki su procenjeni iznosi ekshumacije tokom odvijanja ovih faza?

Zašto je izdizanje Anda počelo znatno kasnije od početka subdukcije pre oko 200 Ma?

Zbog čega na granici okeansko-kontinentalne subdukcione zone postoji tako prominentan planinski pojas?

4. Studija: Rekonstrukcija tektonsko-termalne evolucije severoistočnog oboda Dinarida pomoću inverznog modelovanja U-Pb, ZFT, AFT i U-Th/He podataka.

Severoistočni obod pasivne margine Dinarida odlikuje se složenom tektonskom evolucijom, što je rezultat subdukciono-kolizionih procesa između

adrijskih i evropskih kontinentalnih entiteta tokom krede. Promena regionalnog tektonskog režima iz kontrakcionog u ekstenziona u neogenu, rezultirala je snažnom tektonskom ekshumacijom pasivne margine Dinarida (Erak et al., 2017, Stojadinovic et al., 2013). Na granici pliocena i kvartara dolazi do nove izmene ekstenzionog režima u kontrakcionu. Uzorci za višestruka datovanja U-Pb na cirkonima, kao i cirkon fission-track i apatit fission-track i (U-Th)/He prikupljeni su u granitima i metamorfitima iz facije zelenih škriljaca duž čitavog oboda pasivne margine Dinarida, uključujući područja planina Fruška gora, Cer, Bukulja i Jastrebac (slika 2.14). Čitav prostor odlikuje se natprosečnim vrednostima geotermalnih gradijenata od ~ 40 °C/km (Lenkey et al., 2002). Dobijeni rezultati omogućili su jasno razdvajanje glavnih tektonskih faza i utvrđivanje vremena i iznosa tektonskog izdizanja na ovom području.

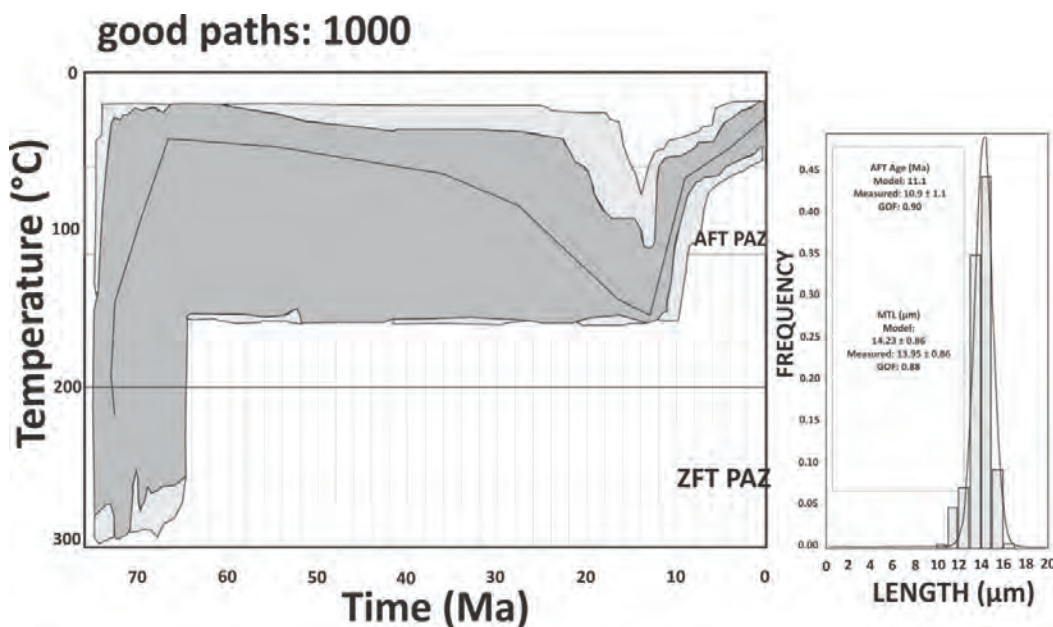


Slika 2.14 Metamorfiti Bukulje.

Cilj ove studije je rekonstrukcija tektonsko-termalne evolucije pasivne margine Dinarida, na osnovu rezultata dobijenih izradom odgovarajućih HeFTy modela (slika 2.15). Ulazni podaci za model obezbeđeni iz studija Erak et al. (2017) i Stojadinovic et al. (2013). Najbitnije zaključke treba predstaviti u vidu eseja u kome će se odgovoriti na pitanja:

Koji su iznosi tektonskog izdizanja i ekshumacije tokom trajanja glavnih faza evolucije pasivne margine Dinarida?

Kakvi efekte neotektonske deformacije u obodnim delovima unutrašnjih Dinarida imaju na formiranje i evoluciju Panonskog basena?



Slika 2.15 HeFty modelovanje u metamorfizima Fruške gore (prema Stojadinović et al., 2013).

Literatura:

Erak, D., Matenco, L., Toljić, M., Stojadinović, U., Andriessen, P.A.M., Willingshofer, E., Ducea, M. N. 2017. From nappe stacking to extensional detachments at the contact between the Carpathians and Dinarides – The Jastrebac Mountains of Central Serbia. *Tectonophysics*, 710-711, 162-183.

Juez-Larre, J., Kukowski, N., Dunai, T.J., Hartley, A.J., Andriessen, P.A.M. 2010. Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera arc of northern Chile revealed by thermochronological dating. *Tectonophysics*, 495, 48-66.

Ketcham, R.A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* 58, 275-314.

Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Donelick, M.B. 2003. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Am. Mineral.* 88, 929-939.

Lenkey, L., Dovenyi, P., Horvath, F., Cloetingh, S.A.P.L. 2002. Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the Neotectonics. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 3, 29-40.

Springer, M. & Forster, A. 1998. Heat-Flow Density across the Central Andean Subduction Zone. *Tectonophysics*, 291, 123-139.

Stojadinović Uroš. 2014. Interrelated Orogenic Building and Subsequent Extension at the Contact Between the Dinarides and the Pannonian Basin Evidence from low-temperature thermochronology. Vrije University Amsterdam (pp214).

Stojadinovic, U., Matenco, L., Andriessen, P.A.M., Toljić, M., Foeken, J.P.T., 2013. The balance between orogenic building and subsequent extension during the Tertiary evolution of the NE Dinarides: Constraints from low-temperature thermochronology, *Global and Planetary Change*, 103, 19-38.

Moores, E.M. and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. H.W. Freeman and Company. New York (415 pp).

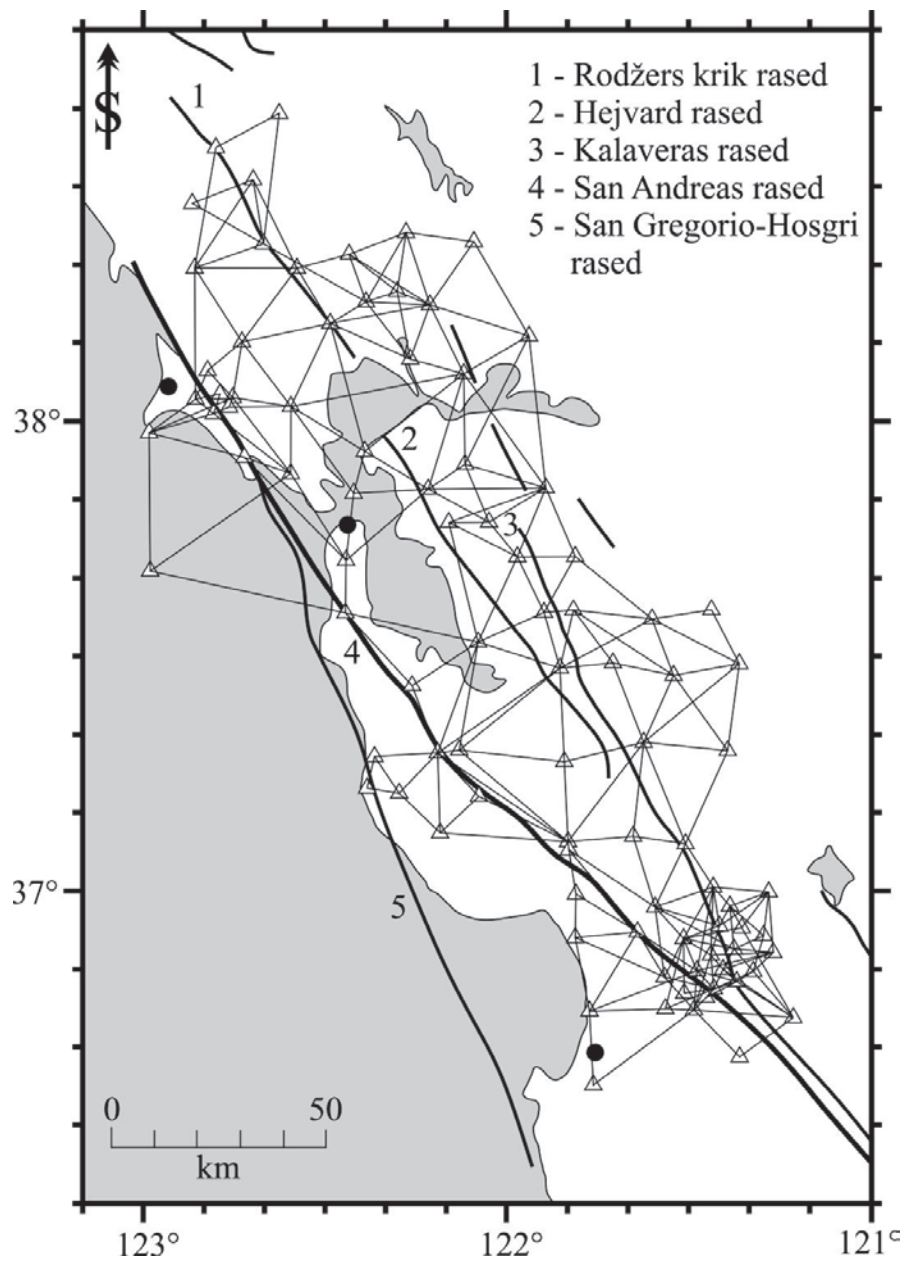
3 | **Direktna merenja savremenih kretanja**

Korišćenje geodetskih metoda u istraživanju savremenih tektonskih pokreta zasniva se na ispitivanju vremenske evolucije geodetske referentne mreže, koja je realizovana fizički stabilizovanim tačkama sa određenim trodimenzionalnim koordinatnim vrednostima (*Sušić, 2014*). Ponovljena geodetska merenja u određenim vremenskim intervalima omogućuju utvrđivanje iznosa horizontalnih i vertikalnih pomeranja u Zemljinoj kori. Najsavremenije geodetske metode koje se primenjuju u neotektonskim istraživanjima su GPS metode, zatim metode radarske i dugobazisne interferometrije. Ove metode redovno se koriste u kombinaciji sa drugim tektonskim i seizmotektonskim metodama pri istraživanjima koja se sprovode u tektonski aktivnim oblastima.

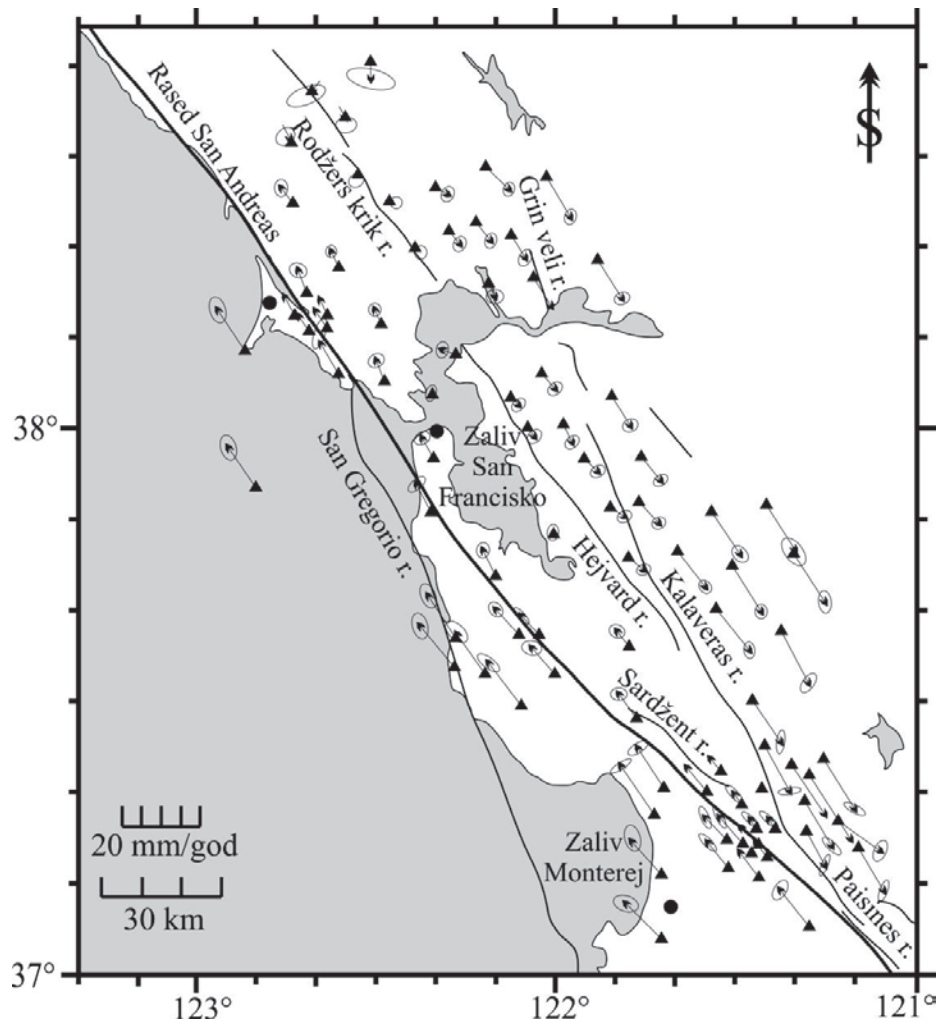
3.1 **GPS tehnologija**

Klasične metode direktnih merenja u okviru geodetskih mreža u tektonski aktivnim oblastima podrazumevaju precizno merenje promena horizontalnih rastojanja između parova referentnih tačaka grupisanih u trilateralne mreže (tzv triangulaciono-trilateracione metode, *Sušić, 2014*), dok se detaljna merenja vertikalnog rastojanja referentnih tačaka obavljaju postupcima geometrijskog nivelmana. Ponavljanjem istog postupka u regularnim intervalima, postaje moguće ispratiti potencijalne promene u dužini linija koje definišu rastojanja tačaka. Detektovanje sistematskih pomeranja duž određenih struktura predstavlja dokaz savremene tektonske aktivnosti. Glavni cilj sistematskih trilateralnih merenja je odredba veličine pomeranja duž aktivnih raseda. Promene u dužini linija između tačaka u mreži, konvertuju se geodetskim tehnikama u pomeraj svake tačke u odnosu na referentnu stanicu. Slika 3.1 prikazuje reprezentativnu trilateralnu mrežu u centralnoj Kaliforniji koja preseca glavne rasede San Andreas sistema (*Moore i Twiss, 1995*). Linija najveće debljine je San Andreas, zakrivljene linije manje debljine su drugi važniji rasedi. Slika 3.2 prikazuje rezultate merenja u intervalu od 15 godina u okviru mreže prikazane na slici 3.1. Dužina strelica pokazuje pomeraj svake od

tačaka i ukazuje nam na to da su tektonska kretanja raspodeljena na niz raseda u okviru San Andreas sistema.



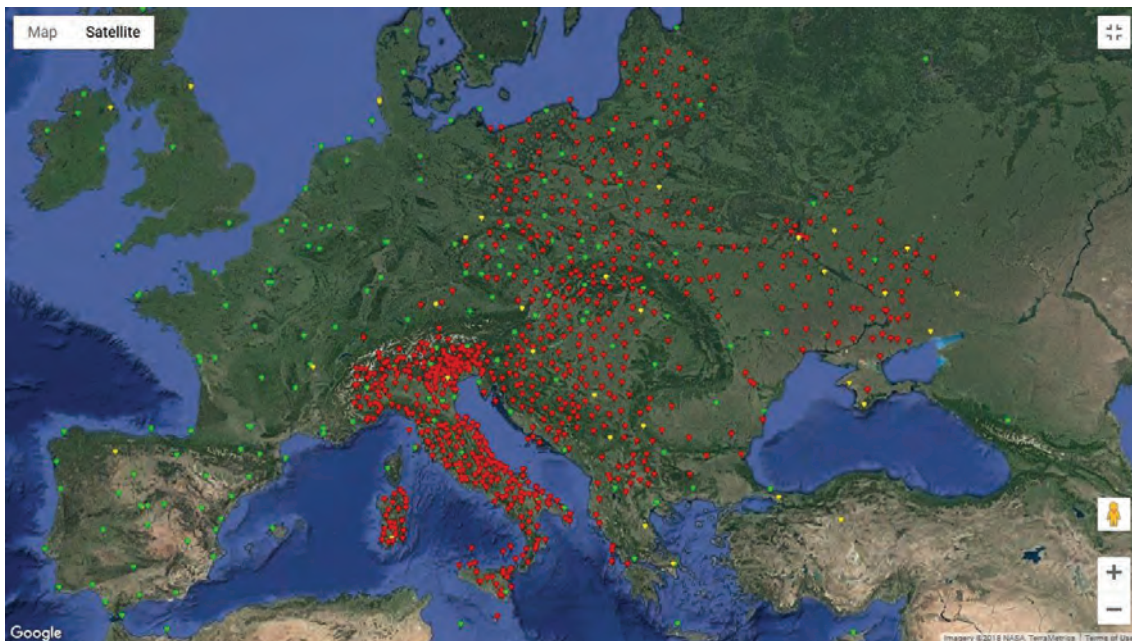
Slika 3.1 Trilateralna mreža razvijena po rasedima San Andreas sistema. Crne tačke predstavljaju stanice iz VLBI sistema (videti poglavlje 3.3) koje su korišćene kao referentne stanice. (modifikovano i pojednostavljeno prema Moores i Twiss, 1995)



Slika 3.2 Tektonska kretanja duž raseda San Andreas sistema. (modifikovano i pojednostavljeno prema Moores i Twiss, 1995)

GPS (Global Positioning System - Sistem za globalno pozicioniranje) je sistem koji omogućava tačno lociranje geografskih tačaka putem definisanja njihove udaljenosti od orbitirajućih satelita sa jasno definisanim pozicijama. Pozicija prijemnika na površini Zemlje precizno se utvrđuje merenjem vremena za koje radio-signal pređe put od satelita GPS sistema do datog prijemnika. Ovi podaci prevode se u rastojanja prijemnika od satelita korišćenjem poznatih podataka kao što su brzina svetlosti i precizna pozicija satelita. Rastojanja od najmanje četiri satelita GPS sistema precizno definišu lokaciju svake tačke na površini Zemlje. Prednost GPS satelitskog pozicioniranja u odnosu na klasične trilateralne mreže je mogućnost istovremene odredbe iznosa pomeranja u horizontalnom i vertikalnom smislu. Takođe, GPS

tehnologija dozvoljava da stanice u okviru geodetske mreže ne moraju biti međusobno fizički vidljive, što nije bio slučaj kod klasičnih trilateralnih mreža. Ponovljena GPS merenja danas predstavljaju najčešće primenjivanu metodu za analizu savremenih geodinamičkih pomeranja čiji se iznosi kreću od nekoliko mm do nekoliko cm godišnje. Geodinamičke mreže mogu biti organizovane u vidu aktivnih permanentnih stanica ili kao pasivne referentne GPS mreže (slika 3.3). Slika 3.3 prikazuje centralno-evropsku GPS geodinamičku referentnu mrežu (CEGRN - Central European GPS Geodynamic Reference Network) koja je uspostavljena od strane centralno-evropskog regionalnog geodinamičkog projekta (CERGOP - Central European Regional Geodynamics Project) u cilju dugoročnog praćenja recentnih tektonskih procesa u Centralnoj Evropi. Primenom metoda geodetske deformacione analize određuju se relativni intenziteti i azimuti pomeranja u svim tačkama referentnih mreža, odnosno vrši identifikacija stabilnih blokova, dok interpolacija podataka omogućava izračunavanje intenziteta i pravaca pomeranja u bilo kojoj tački područja istraživanja (Sušić, 2014).



Slika 3.3 Centralno-evropska GPS geodinamička referentna mreža (CEGRN) za period 2011-2017 godina.

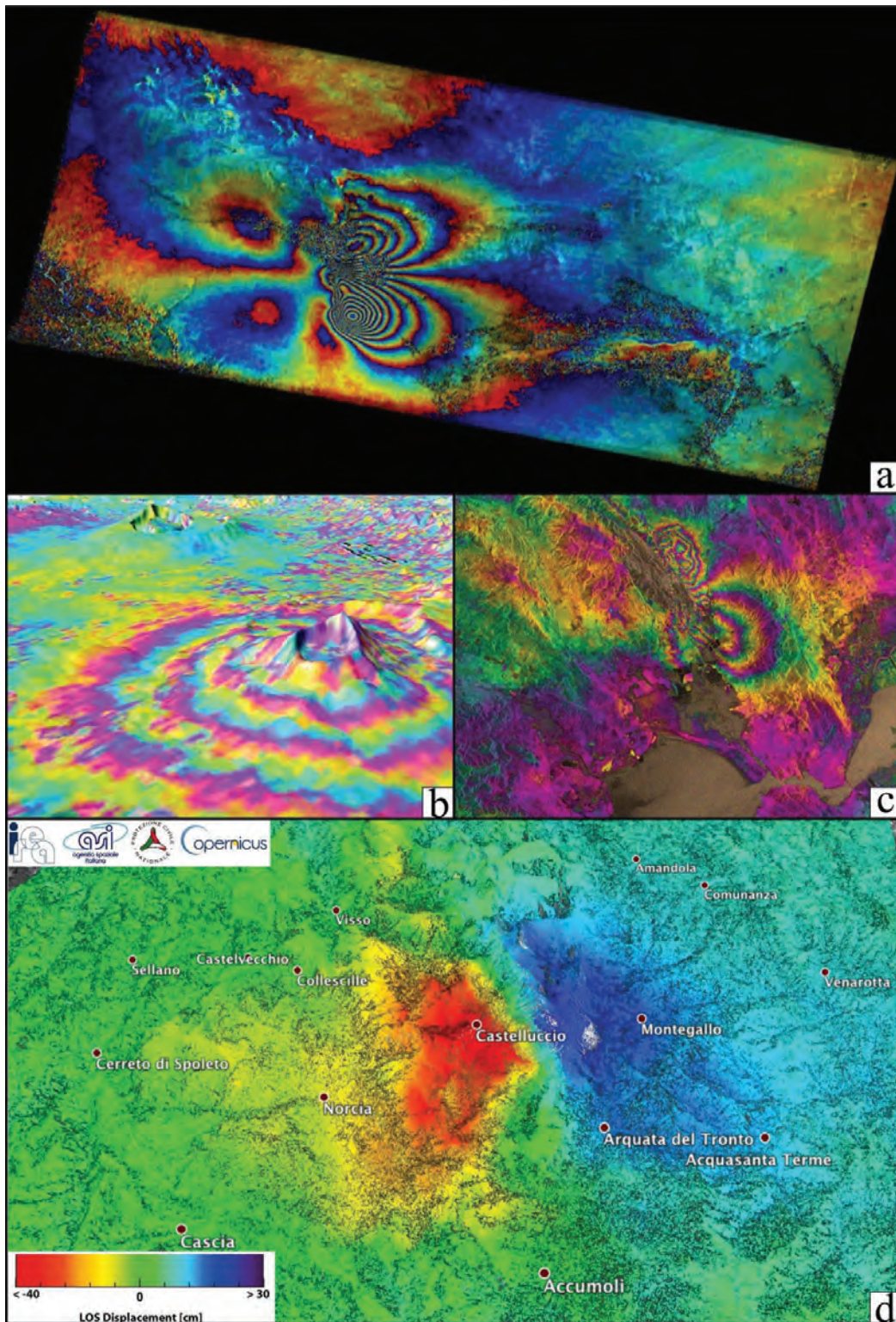
Crveno - CEGRN stanice; zeleno - EPN stanice A klase; žuto - EPN stanice B klase (preuzeto sa

<http://cegrn.cisas.unipd.it/CEGRN/default.htm>)

3.2 Radarska interferometrija

Radarska predstavljaju osnovni senzor iz grupe aktivnih mikrotalasnih senzora. Upotreba radara zasniva se na generisanju mikrotalasnog zračenja, koje se usmerava prema proučavanom objektu i, potom, registruje kao signal reflektovane energije nazvan eho. Intenzitet eha zavisi od karakteristika objekta koji reflektuje energiju. Ono što je veoma bitno kod kasnije obrade i analize signala je činjenica da je radar koherentni senzor što znači da može precizno i nezavisno da detektuje amplitudu i fazu primljenih mikrotalasa. Osnovna prednost radarskih metoda pri prikupljanju podataka je da se, usled upotrebe elektromagnetnog zračenja velikih talasnih dužina, one mogu primenjivati u različitim vremenskim uslovima i u odsustvu dnevnog svetla (*Pavlović et al., 2001*). Kod radara sa sintetičkom blendom (SAR-Syntetic Aperture Radar) antena senzora je veštački produžena tako što se stvarna antena elektronski pozicionira u sukcesivne položaje, a to za posledicu ima značajna poboljšanja kvaliteta snimaka. SAR interferometrija (InSAR-Interferometric Syntetic Aperture Radar) predstavlja jednu od najefikasnijih savremenih metoda za određivanje horizontalnih i vertikalnih geodinamičkih kretanja. Upotreba InSAR tehnologije bazira se na poređenju faza dva radarska snimka određene oblasti. Snimci se porede tako što se upoređuju faze svakog piksela prvog snimka sa fazama odgovarajućih piksela drugog snimka, koji pokrivaju identičnu oblast. Na razliku u fazama utiče više faktora: karakteristike reflektora, odnosno svih objekata od kojih se odbija emitovani signal, rastojanje između senzora i objekta koji se snima, atmosferski uslovi (npr, prisustvo aerosoli, oblaka, magle...) i šum (*Ferretti, 2014*). Različitim tehnikama uticaji ovih efekata se mogu umanjiti ili otkloniti kako bi do izražaja došao uticaj rastojanja između senzora i snimanog objekta, što je najvažniji faktor kod primene InSAR metode. Nakon obrade sirovih snimaka i poređenjem njihovih faza dobija se SAR interferogram (slika 3.4 a, b, c) kod kojeg se fazne razlike između dva analizirana snimka manifestuju kao spektar duginih boja. Što je učestalije ponavljanje spektra u određenom delu snimka to su fazne razlike na tom delu snimka veće. Interferogram se može formirati na osnovu dva snimka snimljena u malom vremenskom razmaku (npr, 1-2 dana), ali sa prostorno relativno udaljenih

orbita (npr. > 100 m) ili sa prostorno bliskih orbita (do nekoliko metara), ali vremenski više udaljenih (npr nekoliko meseci). U prvom slučaju, se površinska kretanja mogu zanemariti zbog malog vremenskog razmaka, pa se na osnovu dobijenog interferograma može kreirati precizni digitalni model visina (DEM - digital elevation model). U drugom slučaju se, zbog vremenske udajenosti dva snimka, kretanja na površini terena ne mogu zanemariti, pa se ovakvi interferogrami koriste za analizu deformacija (slika 3.4; *Ferretti, 2014*). Imajući to u vidu, InSar metoda ima značajnih primena pri proučavanju deformacija prilikom zemljotresa (slika 3.4 a, c, d), kod aktivnih vulkana (slika 3.4 b), kao i deformacija nastalih pod uticajem čoveka, npr. prilikom eksploatacije naftnih, gasnih ili geotermalnih polja. Za interpretaciju površinskih deformacija (slika 3.4 d) sa interferograma, važno je znati da ceo jedan spektar duginih boja predstavlja polovinu talasne dužine korišćenih mikrotalasa, što u većini radarskih sistema iznosi $\frac{\lambda}{2} = 28$ mm. Prostim brojanjem ponavljanja celog vidljivog spektra na snimcima i množenjem sa $\frac{\lambda}{2}$ može se na brz i jednostavan način dati procena intenziteta površinskih kretanja mm-cm reda veličine na određenom delu snimka (*Ferretti, 2014; Sušić, 2014*). Diferencijalna interferometrija (D-InSAR) predstavlja tehniku radarske interferometrije koja se koristi za poništavanje uticaja topografije na faznu razliku, pri čemu dobijeni diferencijalni interferogram preciznije definiše površinska smicanja i često se koristi prilikom istraživanja koseizmičkih i post-seizmičkih deformacija, kao i deformacija usled dejstva aktivnih vulkana. Ako za određeno područje za koje je izrađen interferogram postoji kvalitetan DEM, onda se na osnovu DEM-a konstruiše sintetički interferogram, koji se nakon toga oduzima od prvobitnog interferograma. Finalni produkt je diferencijalni interferogram kod kojeg je oklonjen uticaj topografije, a fazna razlika je posledica površinskih kretanja, atmosferskih i drugih faktora (*Ferretti, 2014*). Za otklanjanje ovih i drugih nedostataka InSAR i D-InSAR metoda razvijaju se nove napredne multi-interferogramske tehnike, a takođe se vrše i korelacije sa rezultatima drugih metoda kojima se proučavaju površinska pomeranja (*Ferretti, 2014*).

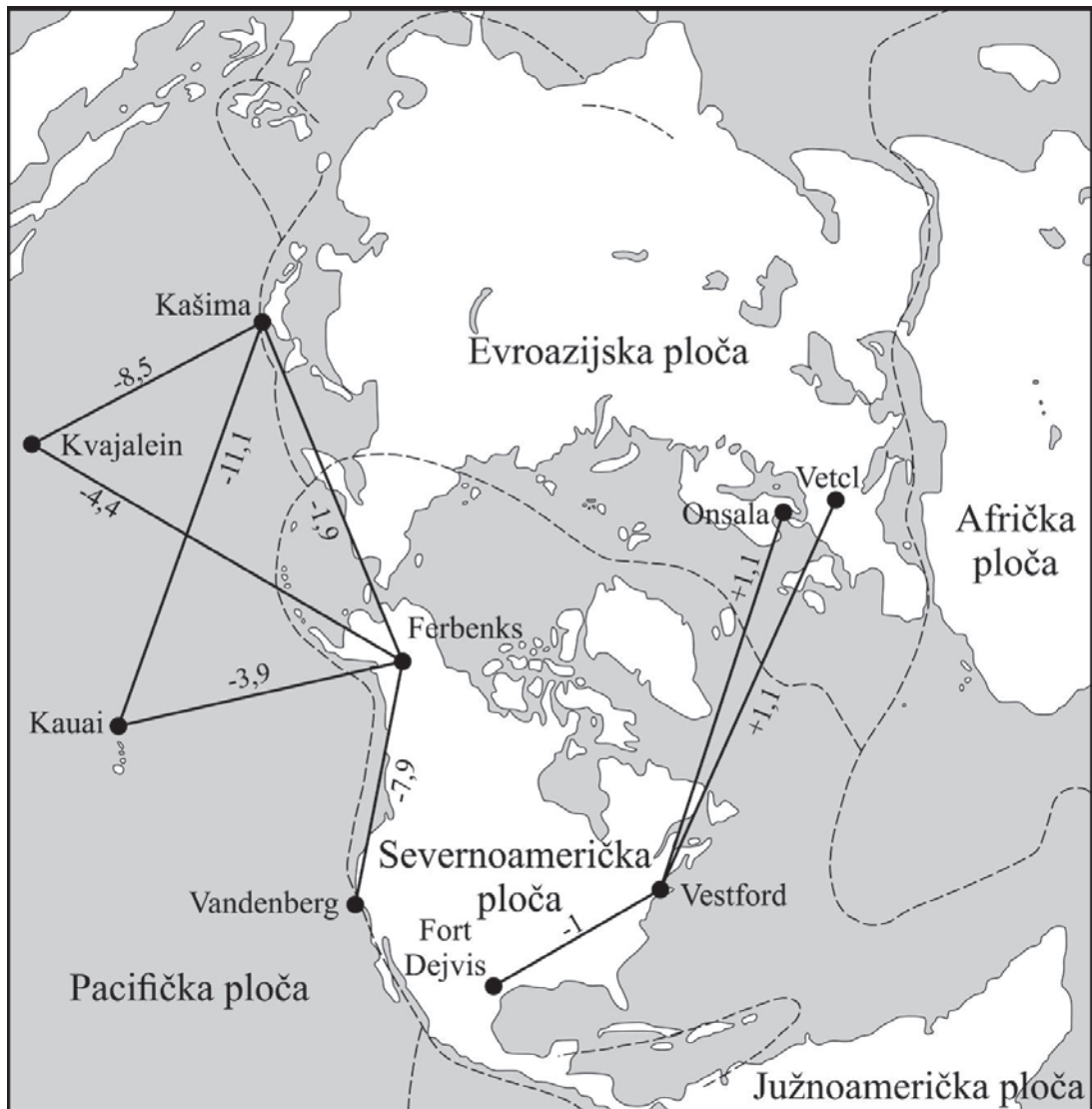


Slika 3.4 Primeri primene InSAR metode: a) Koseizmički interferogram zemljotresa koji se dogodio 26. decembra 2003. godine u oblasti Bam u Iranu. Za izradu interferograma korišćeni su snimci ENVISAT ASAR senzora kod kojeg polovina talasne dužine iznosi $\lambda/2=28$ mm. Prvi snimak je snimljen pre zemljotresa, a drugi nakon. Dobijeni interferogram pokazuje maksimalna kretanja prouzrokovana ovim zemljotresom od oko 30 cm. b)

ENVISAT ASAR interferogram u delu Istočnoafričkog rifta koji pokazuje izdizanja vulkana Longonot (u prvom planu) nasuprot relativno mirujućeg vulkana Susva (u pozadini). c) Koseizmički interferogram zemljotresa koji se dogodio 24. avgusta 2014. u dolini Napa u Kaliforniji, na osnovu snimaka Sentinel-1A misije. Maksimalna kretanja su preko 10 cm. d) Karta površinskih deformacija dobijena analizom koseizmičkih interferograma, na osnovu kombinacije snimaka Sentinel-1A i Sentinel-1B misija. Kretanja koja su se dogodila tokom zemljotresa 30. oktobra 2016. u centralnoj Italiji, po rasedu čije je pružanje SSZ-JJI, dostižu do 70 cm pri čemu je zapadni blok relativno spušten u odnosu na istočni blok. Sve figure su vlasništvo Evropske svemirske agencije (ESA) i preuzete su sa: <http://www.esa.int/spaceimages/Images>.

3.3 Dugobazisna interferometrija (VLBI)

Dugobazisna interferometrija (VLBI - Very-long-baseline interferometry) predstavlja najznačajniju metodu za precizno određivanje pomeranja na kontinentalnoj, odnosno skali tektonskih ploča. Osim toga, veliki značaj ova metoda ima u istraživanju globalnih dinamičkih fenomena poput promena rotacije ili pomeranja polova. VLBI koristi radio-teleskope na dve ili više stanica koje istovremeno snimaju emisije radio-talasa sa kvazara, izrazito sjajnih astronomskih fenomena, koji su udaljeni milionima svetlosnih godina i ukazuju na emisije zračenja iz jezgara udaljenih galaksija. Korišćenjem VLBI tehnologije određuju se položaji antena na Zemlji i položaji kvazara na nebu sa veoma visokom tačnošću, čime se obezbeđuje definisanje terestričkog i nebeskog inercijalnog referentnog sistema, kao i njihovo povezivanje (Sušić, 2014). Rastojanja između stanica uslovljavaju različito vreme prijema signala. Upoređivanjem signala sa različitih stanica vrši se postupak računanja vremenskog kašnjenja signala, koje se menja kako se menja rastojanje između stanica. Sistematska merenja omogućavaju preciznu detekciju relativnih pomeraja između stanica (slika 3.5).



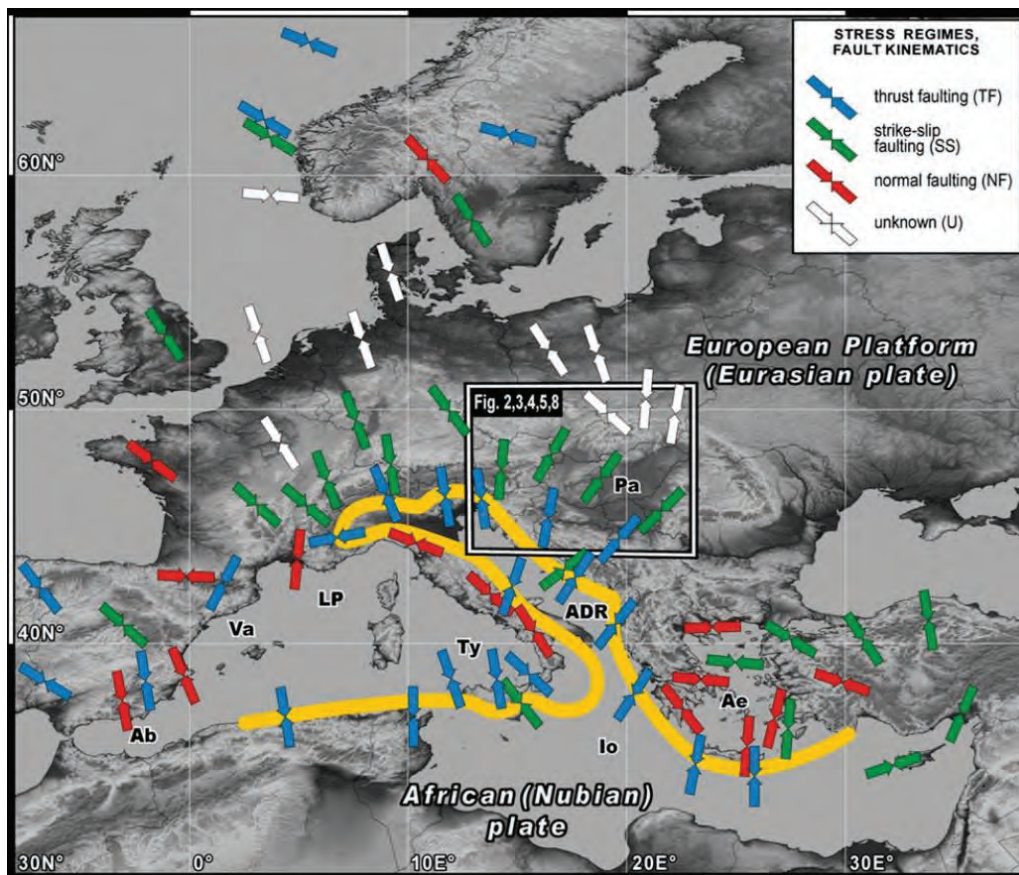
Slika 3.5 Pomeranja između VLBI stanica na severnoj hemisferi u cm/god. (modifiovano prema Moores i Twiss, 1995)

Pitanja i zadaci:

1. Studija: Savremeno polje stresa i tektonska inverzija Panonskog basena

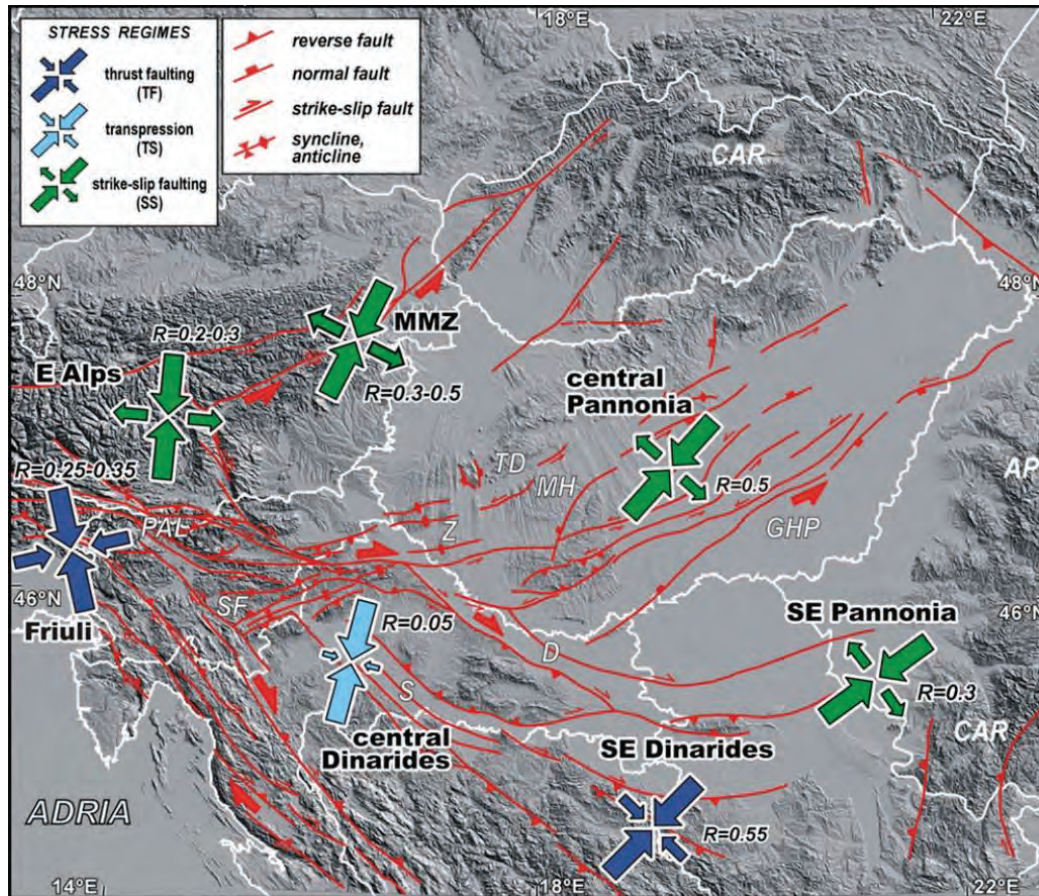
Panonski basen, pozicioniran u istočnom delu centralne Evrope, predstavlja relativno penepenzirano područje, okruženo Alpima, Karpatima i Dinaridima (slika 3.6). Formiranje basena otpočelo je u najranijem miocenu i predstavlja rezultat dejstva dva istovremena regionalna tektonska procesa. Prvi proces je gravitacioni

kolaps Istočnih Alpa i bočna ekstruzija litosfernih blokova u pravcu istoka (Alkapa i Tisa-Dakija). Drugi proces je povlačenje karpatske subdukcijske zone u pravcu istoka, što je zapravo omogućilo akomodacioni prostor za pomenute istisnute blokove. Transfer masa koji su izazvali procesi subdukcije i ekstruzije doveo je do nastanka Panonskog basena, kao tipičnog izalučnog basena (Bada et al., 2007). Do početka kvartara, došlo je do potpune konzumacije subdukovane karpatske litosfere i Panonski basen praktično postaje sistem zatvoren sa svih strana. Zapravo, počevši od pliocena nadalje dolazi do pozitivne strukturne inverzije basena i izmene celokupnog polja stresa iz ekstenzionog u kompresiono.



Slika 3.6 Pojednostavljeni prikaz savremene orijentacije maksimalnog horizontalnog stresa, odnosno vladajućih tektonskih režimi u Evropi (prema Bada et al. 2007). Žuta linija označava približne granice Adrijske mikroploče (ADR), ram označava položaj istraživanog područja na slici 3.7. Skraćenice: Ab-Alboransko more, Ae-Egejsko more, Io- Jonsko more, LP-Liguro-Provansalski basen, Pa-Panonski basen, Ty-Tirenski basen, Va-Valenijski trog.

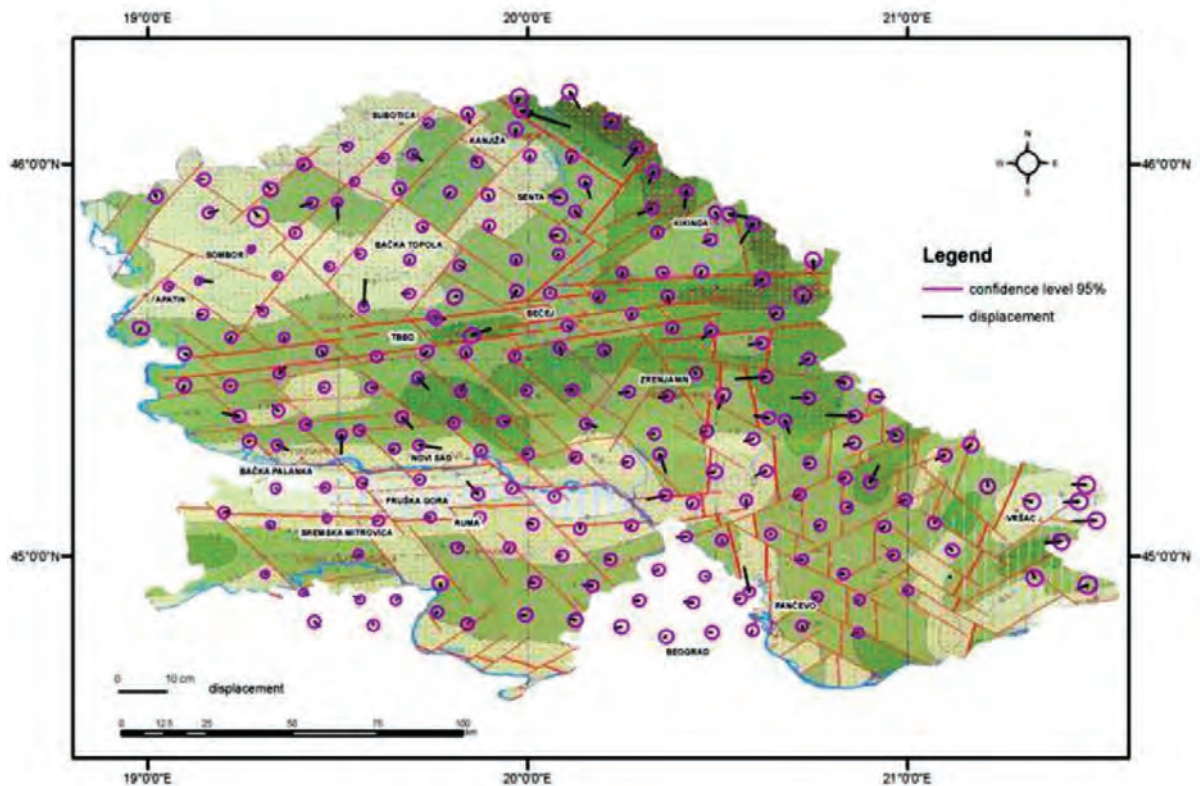
Na osnovu podataka GPS merenja, analiziranih indikatora stresa i kinematike neotektonskih struktura, moguće je rekonstruisati glavne mehanizme savremene kompresije i asocirane horizontalne kontrakcije u Panonskom basenu (slika 3.7).



Slika 3.7 Pojednostavljeni prikaz savremene orijentacije maksimalnog horizontalnog stresa na području Panonskog basena (prema Bada et al. 2007). Pojednostavljene orijentacije horizontalnog stresa predstavljene su strelicama, pri čemu su aktuelni režimi stresa označeni određenim bojama, veličinom strelica i vrednostima faktora R. Skraćenice: AP-Apuzeni, CAR-Karpati, D-Drava troy, GHP-Velika mađarska ravnica, MH-Srednje-mađarski sistem raseda, MMZ- Mur-Murz-Žilina rasedna zona, PAL-Periadriatski lineament, S-Sava troy, SF-Sava rasedi, TD- Transdanubijski masiv, Z-Zala basen.

Savremeno polje stresa i deformacije u Panonskom basenu nastaju usled složene interakcije procesa na granici ploča i onih unutar njih i pokazuju značajne lateralne varijacije (Slika 3.8, Marović et al., 2007, Sušić et al., 2016). Ovo se odnosi kako na orijentaciju osa maksimalnog horizontalnog stresa tako i na režime stresa. Najintenzivnije deformacije dešavaju se u zoni konvergencije, blizu margina Adrijske ploče u Alpima i Dinaridima. U području Južnih Alpa, gde preovlađuju

reversni rasedi, kompresija ima ortogonalan položaj u odnosu na pružanje planinskog pojasa. Dalje ka jugoistoku, snažna kontrakcija kombinuje se sa aktivnim transkurentnim rasedanjem, formirajući dekstralni Dinarski transpresioni koridor. Prenos stresa odvija se od Adrije duboko u Panonski basen, te se stoga preovlađujući stil deformacija postepeno menja iz jasne kontrakcije, preko transpresije, do “strike-slip” rasedanja. Mada se prenos stresa obavlja daleko na istok čak i do obodnih delova Karpata i Evropske platforme, postoje jasni indikatori o smanjenju stope tektonskog skraćanja u istočnim delovima basena. Takođe, mehanizmi zemljotresa u panonskoj regiji ukazuju na to da su aktivne deformacije primarno kontrolisane reaktivacijom miocenskih ekstenzionih raseda (Bada *et al.*, 2007).



Slika 3.8 Vektori pomeranja na neotektonskoj karti srpskog segmenta Panonskog basena (modifikovano, prema Marović *et al.*, 2007; Sušić *et al.*, 2016). Legenda: Izolinije - amplituda vertikalnih kretanja od donjeg miocena do u recentno vreme (u km); Zeleni tonovi - područje razvoja struktura orogenog kolapsa; Područja sa tačkastim paternom - basenske strukture u permanentnoj supsidenciji. Uspravne plave linije - područja inverzije basenskih struktura, izložena izdizanju različitog intenziteta.

Na neotektonskoj karti prikazanoj na slici 3.8 potrebno je detaljno analizirati pravce i iznose horizontalnih pomeranja, kao i područja neotektonskih izdizanja i supsidencije u južnom delu Panonskog basena. Na osnovu analize karte i raspoloživih geoloških, geodetskih i geofizičkih podataka za čitav Panonski basen (Slika 3.7, *Bada et al., 2007*) treba odgovoriti na sledeća pitanja:

Da li postoje i šta je uzrok potencijalnih varijacija u stepenu inverzije pojedinih segmenata Panonskog basena?

Kakva je uloga nasleđenih geoloških struktura u kvartarnim inverzionim procesima?

Koji je najbitniji mehanizam zaslužan za inverziju Panonskog basena?

Literatura:

Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S. 2007. Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. *Global and Planetary Change* 58, 165–180.

Ferretti, A. 2014. *Satelite InSAR Data: Reservoir Monitoring from Space*. European Association of Geoscientists and Engineers Publications bv. Houten, the Netherlands (159 pp).

Marović, M., Toljić, M., Rundić, Lj., Milivojević, J., 2007. *Neoalpine Tectonics of Serbia*, Belgrade, Serbian Geological Society.

Pavlović, R., Čupković, T., Marković, M. 2001. *Daljinska detekcija*. Rudarsko-geološki fakultet. Beograd (282 pp).

Sušić, Z. 2014. *Geodinamička analiza pomeranja Zemljine kore regionalnog karaktera*. Fakultet Tehničkih Nauka, Univerzitet u Novom Sadu (196 pp).

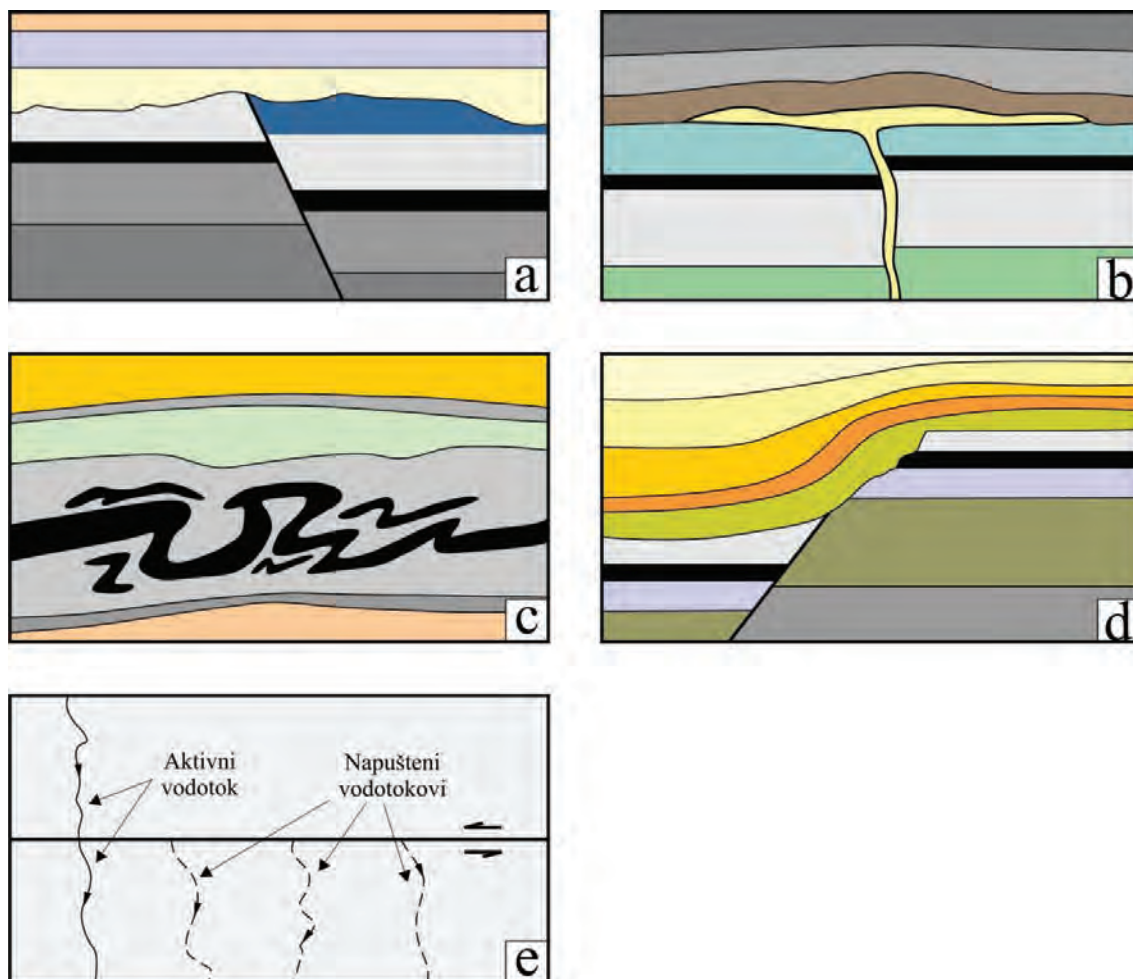
Sušić, Z., Toljić, M., Bulatović, V., Ninkov, T., Stojadinović, U., 2016. Present-day horizontal mobility in the Serbian part of the Pannonian Basin, inferences from the geometric analysis of the deformations. *Acta Geophysica* 64(5), 1626–1654.

4 | Geomorfološki indikatori tektonskih pokreta

Evolucija savremenog reljefa je u velikoj meri kontrolisana neotektonskom aktivnošću. Različite vrste dislokacija koje se uočavaju u drenažnim sistemima, terasnim sedimentima ili morenskim deponatima predstavljaju direktne dokaze o recentnim tektonskim kretanjima. U ovakve dokaze mogu se ubrojiti i deformacije u matičnim stenama ili tlu nastale kao posledica zemljotresa indukovanih duž aktivnih raseda, pomeranja obalskih linija, pravilnosti koje se uočavaju pri eroziji padina i drugo.

Paleoseizmičke rekonstrukcije podrazumevaju identifikaciju i određivanje vremena kretanja duž raseda koja su izazvali određeni zemljotresi. Geotehnički radovi koji se obavljaju u područjima aktivnih rasednih zona često omogućuju rekonstrukciju rasednog kretanja putem analize profila otvorenih upravno na njihovo pružanje. Paleoseizmički indikatori uključuju i rasede koji kidaju starije slojeve ali su prekriveni neporemećenim slojevima, pri čemu određivanje starosti ovih slojeva određuje i vreme rasedanja (Slika 4.1 a). Dajkovi i silovi peščara utisnuti usled tečenja tla tokom zemljotresa takođe mogu biti prekriveni mlađim, neporemećenim slojevima (slika 4.1 b). Povijanja, odnosno konvolucija slojeva uočavaju se u recentnim jezerskim ili marinskim sedimentima (4.1 c). Ovi slojevi su deformisani tokom zemljotresa dok su bili u još nekonsolidovanom stanju i zasićeni vodom, a kasnije su bili prekriveni mlađim slojevima. Treba još pomenuti i rasede koji su formirali jasan topografski odsek a zatim je došlo do taloženja novih deponata (4.1 d), kao i pomeranja tokova po seriji kanala, koja takođe mogu biti izazvana zemljotresima (4.1 e).

Značajan segment obalskih linija nalazi se u tektonski aktivnim oblastima. Brojne marinske terase, prisutne u ovim oblastima čuvaju dokaze o interakciji mora i kopna, odnosno o promenama nivoa mora ili izdizanjima i spuštanjima delova kopna. To uključuje eustatičke promene nivoa mora, koje su zapravo globalne promene nastale usled promena zapremine vode u okeanskim basenima.

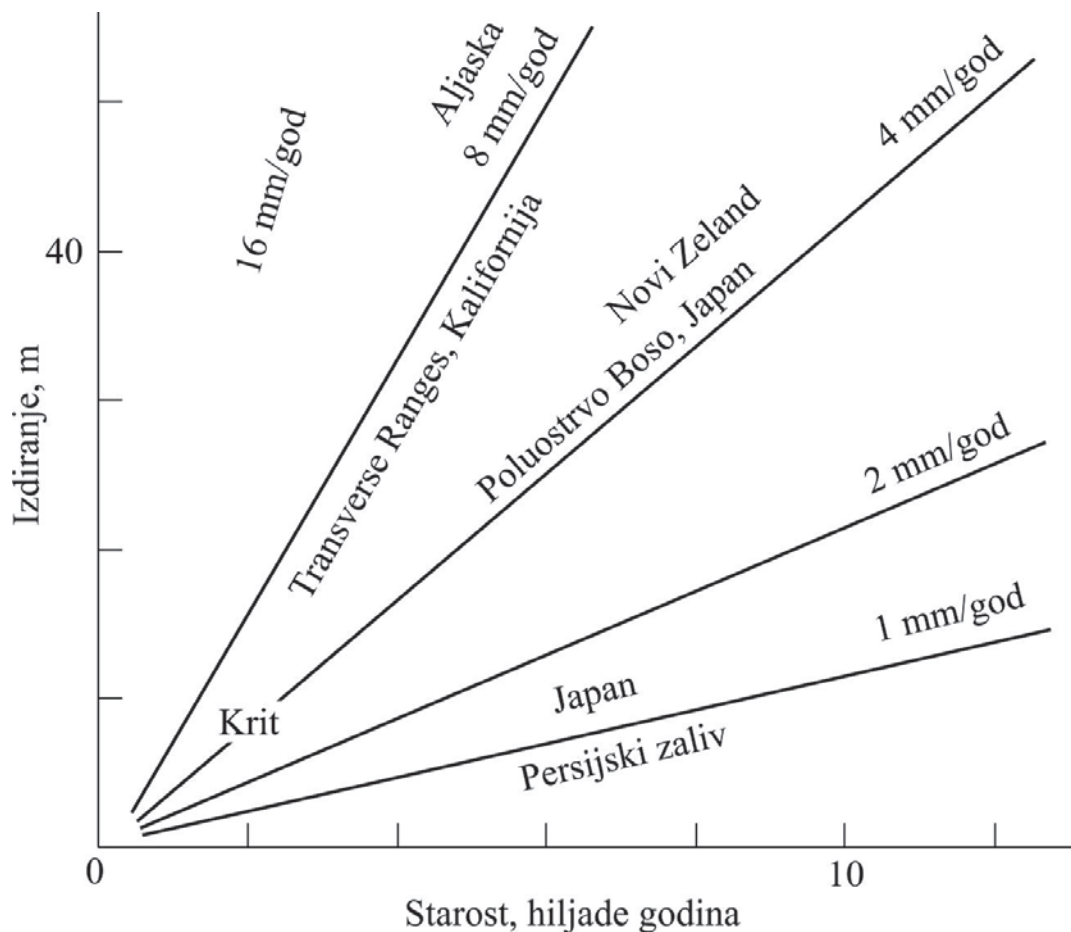


Slika 4.1 Primeri paleoseizmičkih indikatora. a) Profil raseda prekrivenog mlađim, nedeformisanim sedimentima. b) Profil peščarskog sila prekrivenog mlađim sedimentima. c) Profil sloja koji je deformisan pod uticajem zemljotresa pre potpune konsolidacije. d) Profil klifa formiranog zajedničkim uticajem smicanja po gravitacionom rasedu i erozije, a koji je naknadno prekriven mlađim sedimentima. e) Plan-skica levog transkurentnog raseda po kojem su vodotokovi progresivno smicani. (modifikovano prema Moores i Twiss, 1995)

Međutim, tu takođe spadaju i one promene nivoa mora koje su u vezi sa vertikalnim pomeranjima površine kopna. Osnovni zadatak neotektonskih studija je, dakle, da se razdvoje pomeranja obalskih linija izazvana tektonskim izdizanjima i spuštanjima od onih nastalih dejstvom klimatskih faktora:

$$\text{RELATIVNA PROMENA NIVOA MORA} = \text{EUSTATIČKI NIVO} - \text{VERTIKALNA POMERANJA KOPNA}$$

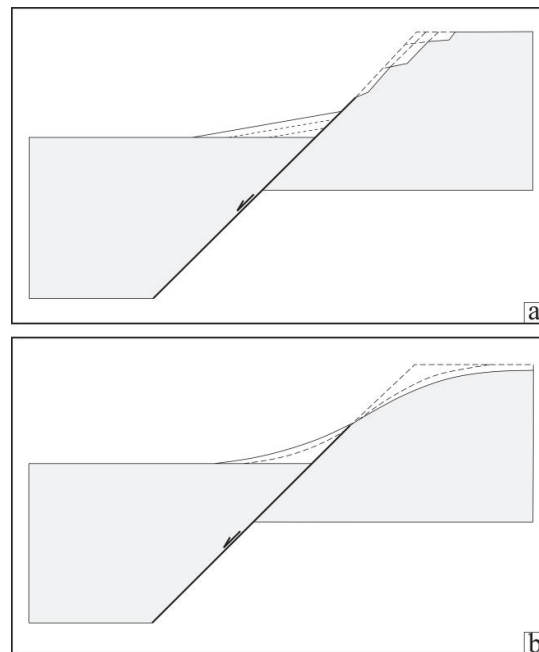
Tokom pleistocena dolazilo je do značajnih varijacija nivoa mora, da bi tokom starijeg holocena došlo do značajnog podizanja nivoa mora, što je u vezi sa otapanjem ledenog pokrova do pre 5000-7000 godina. Međutim, nakon ovog perioda eustatički nivo mora ostaje manje-više konstantan. U tom kontekstu, marinske terase formirane tokom poslednjih 5000-7000 godina direktno beleže pojedinačne epizode tektonskih izdizanja. Slika 4.2 prikazuje stope izdizanja pojedinih obalskih regiona tokom holocena.



Slika 4.2 Dijagram stopa izdizanja tokom holocena. (modifikovano prema Moores i Twiss, 1995)

Padine koje nastaju izdizanjem terena duž površi normalnih raseda eroduju se, odnosno migriraju ili paralelno toj površi (slika 4.3 a) ili dolazi do postepenog ublažavanja njihovog nagiba (slika 4.3 b). U prvom slučaju sav material nastao pri raspadanju uglavnom bude transportovan, dok se u drugom slučaju akumulira veća količina materijala nego što ga bude uklonjeno transportnim mehanizmima.

Zakrivljenost planinskog fronta, koju definišemo kroz količnik njegove ukupne dužine i one merene po vazdušnoj liniji, može predstavljati meru tektonske aktivnosti. Područja rapidnog izdizanja karakterisaće se strmim, pravolinijskim planinskim frontom, uz vrlo ograničen broj aluvijalnih zastora koji zadiru u unutrašnjost masiva (slika 4.4 a). Područja umerenog izdizanja karakteriše izvestan nivo penetracije već pomenutih aluvijalnih deponata (slika 4.4 b), dok slika 4.4 c predstavlja primer područja gde je aktivno tektonsko izdizanje odavno prestalo, a erozija značajno zahvatila planinski front.



Slika 4.3 a) Migracija padina paralelno rasednoj površi. b) Postepeno ublažavanje nagiba padina. (modifikovano prema Moores i Twiss, 1995)



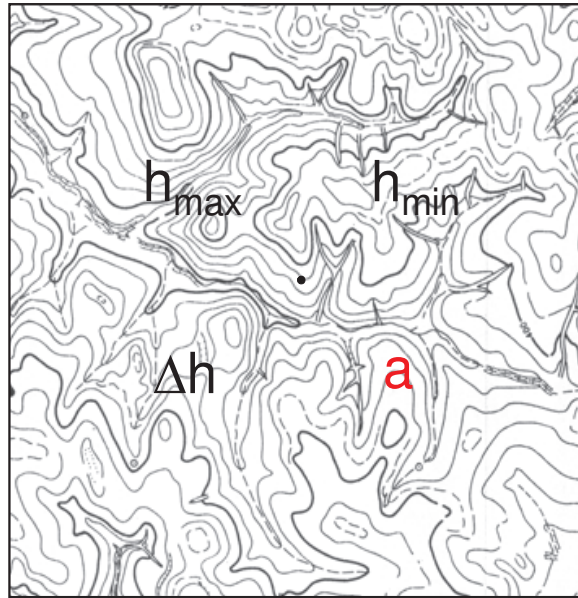
Slika 4.4 a) Područje brzog izdizanja (1-5 mm/god). b) Planinski front srednje stope izdizanja (oko 0,5 mm/god). c) Erozijom veoma razrušen planinski front kod kojeg je vertikalno izdizanje prestalo. (modifikovano prema Moores i Twiss, 1995)

4.1 Analiza evolucije savremenog reljefa

Geomorfološka analiza podrazumeva postupke utvrđivanja razlika u svojstvima reljefa određenog područja, kao i izdvajanje celina prema pojedinim svojstvima. Ovi postupci mogu biti kvalitativnog i kvantitativnog karaktera. Kvalitativna (logička, vizuelna) geomorfološka analiza najčešće podrazumeva upotrebu metoda daljinske detekcije pri analizi oblika reljefa na satelitskim i aerosnimcima (Pavlović *et al.*, 2001). Od metoda kvantitativne (instrumentalne, formalne) geomorfološke analize najščešće su korišćene analiza energije reljefa i analiza nagiba padina.

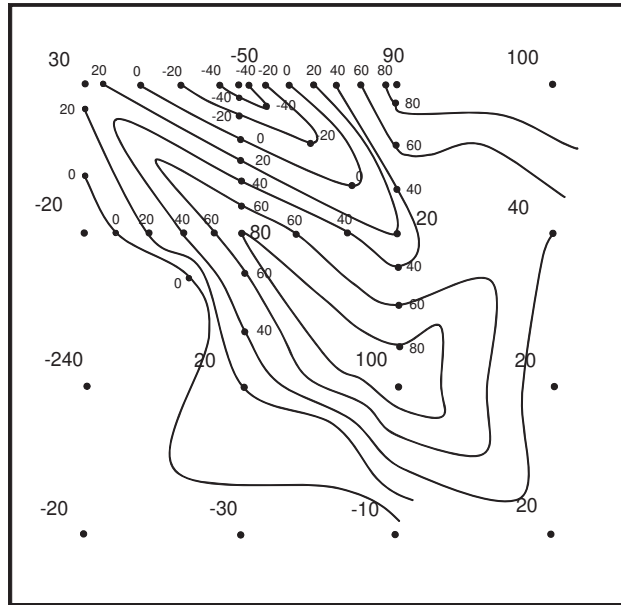
4.1.1 Analiza energije reljefa

Energija reljefa predstavlja meru njegove vertikalne raščlanjenosti i definisana je visinskom razlikom najviše i najniže tačke unutar posmatrane jedinične površine terena (Marković *et al.*, 2003). Sistematskim merenjem lociraju se područja maksimalne energije, odnosno najintezivnije erozije i minimalne energije, odnosno pojačane akumulacije. Posmatrano u regionalnom planu, pojačana erozija i akumulacija predstavljaju odraz neotektonske aktivnosti. U početnim fazama analize, preko odgovarajuće topografske osnove formira se mreža jediničnih površina. Na kartama razmere 1:25 000 i 1:50 000 najpodesnija jedinična površina ima dimenzije 1x1 kilometar (Marković *et al.*, 2003). Unutar svake jedinične površine utvrđuju se najviša i najniža kota terena, odnosno sračunava se njihova razlika $\Delta h = h_{max} - h_{min}$. Zatim se sračunava vrednost anomalije (a) za tu jediničnu površ. Anomalija se računa po formuli (4.1) $a = \Delta h - \Delta h_{sr}$, gde je Δh_{sr} referentni nulti nivo, odnosno srednja vrednost Δh svih jediničnih površina za dato kartirano područje (slika 4.5).

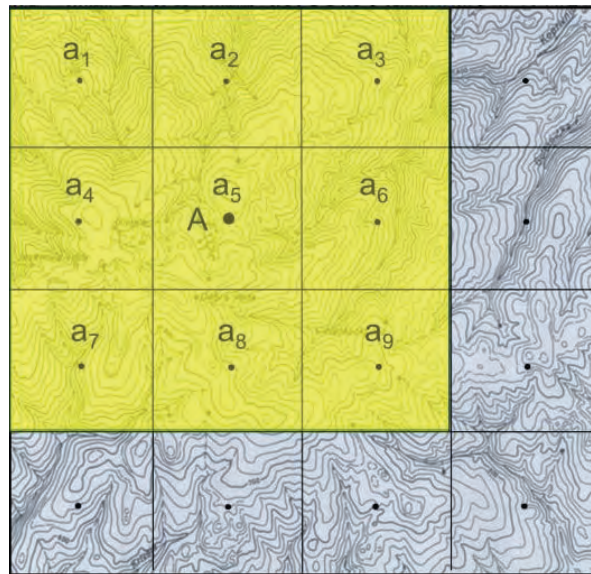


Slika 4.5 Analizirana jedinična površina terena.

Nakon toga se interpolacijom dobijenih vrednosti za a izvlače odgovarajuće izolinije, odnosno konstruiše karta energije reljefa na kojoj su izdvojena područja pojačane erozije i akumulacije (slika 4.6). Budući da na oblikovanje reljefa, odnosno intenzitet erozije i akumulacije, pored neotektonskih pokreta potencijalni uticaj imaju sastav i sklop stena, kao i lokalni geomorfološki procesi, potrebno je eliminisati sve te dodatne faktore. Isticanje efekata neotektonskih pokreta i redukcija dodatnih uticaja vrše se izravnavanjem statističkom metodom tekućih srednjih vrednosti (Marković *et al.*, 2003). Aritmetička sredina vrednosti energije reljefa a za 9 susednih polja upisuje se u centar površine koja obuhvata tih 9 polja (slika 4.7). Zatim se okvir sa 9 polja pomera za po jedno polje od zapada ka istoku i ponavlja postupak sračunavanja srednjih vrednosti energije reljefa A za čitavu površinu istraživanog terena. Ovako generalizovana karta, koja se naziva kartom prvog trenda energije reljefa, odražava samo uticaje regionalnih neotektonskih pokreta (slika 4.8). Izolinije na karti prvog trenda energije reljefa svojom orijentacijom ukazuju na položaj neotektonskih struktura, dok njihove vrednosti ukazuju na smer i intenzitet neotektonskih pokreta. Povećanje gustine izolinija indikator je prisustva neotektonski aktivnih raseda.



Slika 4.6 Karta energije reljefa.



Slika 4.7 Aritmetička sredina vrednosti energije reljefa.

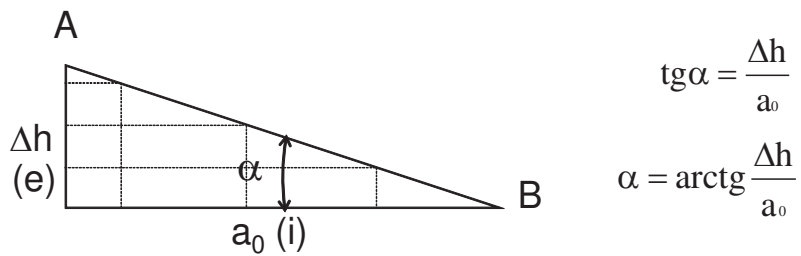
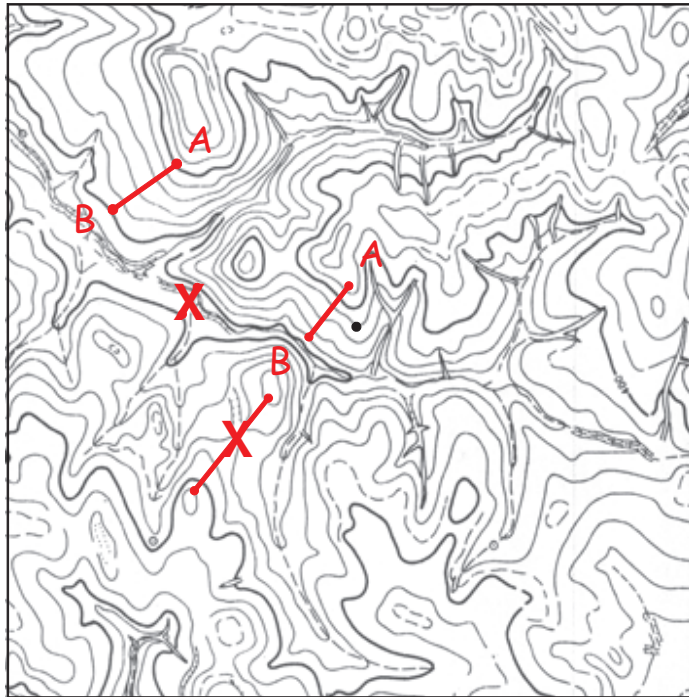


Slika 4.8 Karta proog trenda energije reljefa.

4.1.2 Analiza nagiba padina

Nagib padina definisan je vertikalnim uglom koji površina terena zaklapa sa horizontalnom ravni. Posmatrano u regionalnom planu, nagib određenog terena takođe predstavlja pokazatelj dejstva tektonskih pokreta. Trigonometrijski, nagib padine predstavlja odnos visinske razlike dve tačke na terenu i njihovog horizontalnog rastojanja. Pri tome, nagib padine se može relevantno meriti isključivo upravno ili približno upravno na izohipse, pri čemu to ne sme biti preko prevojnog područja (vrh ili dno potoka) i duž grebena (slika 4.9). Prva faza analize nagiba padina podrazumeva izdvajanje klasa prema različitom nagibu. Pošto je ekvidistanca izohipsi konstantna, lako se može definisati odnos između vrednosti nagiba i veličine intervala kod različitih klasa (tabela 4.1). Postupak određivanja klasa nagiba počinje time što se odredi vrednost visinske razlike (ekvidistance) koja

će biti konstantna za sve klase (npr. 100 m u razmeri karte, tabela 4.1). Zatim se pronađe padina sa najmanjim nagibom (α) za izabranu ekvidistancu, odnosno najvećim intervalom. Na osnovu poznate ekvidistance i izmerenog intervala izračuna se nagib te padine, koji predstavlja najmanji mogući nagib na kartiranom terenu. Isto se ponovi i za padinu koja ima najmanji interval, odnosno odredi se najveći mogući nagib na datom području. Vrednost najmanjeg nagiba se uveća, a najvećeg umanja za određeni iznos i tako se dobiju granice između prve i druge klase i najveće i klase pre nje (tabela 4.1). Granične vrednosti između ostalih klasa se sračunavaju tako što se ravnomerno rasporede između granica najmanje i najveće klase. Na osnovu ovako izračunatih graničnih nagiba sračunavaju se $\text{ctg}\alpha$ i interval za granice između svih klasa (tabela 4.1). Kada su poznati intervali za granice između klasa, konstruiše se razmernik koji se koristi prilikom određivanja klasa nagiba. Merenja nagiba i razdvajanje po klasama zatim se vrše na celoj površini terena i interpolacijom konstruiše karta nagiba padina sa izdvojenim izolinijama područja po klasama. Slično kao i kod analize energije reljefa, karta prvog trenda nagiba padina konstruiše se prema već opisanim postupcima i u svrhu otklanjanja neotektonskih uticaja. Izolinije sa višim vrednostima markiraju područja neotektonskih izdizanja, izolinije sa nižim vrednostima ukazuju na područja spuštanja, dok povećanje gustine izolinija ukazuje na postojanje neotektonski aktivnih rasednih struktura.



Slika 4.9 Analiza nagiba padina.

klasa	nagib α ($^{\circ}$)	ekvidistanca e (mm)	ctg α	interval (mm) $i = e \cdot \text{ctg } \alpha$
1	0	4	∞	∞
	10	4	5,67	22,69
2	20	4	2,75	11,00
3	30	4	1,73	6,92
4	>30	4	<1,73	<6,92

Tabela 4.1 Izdvojanje klasa prema nagibu padina.

4.2 Tektonski pokreti i razvoj drenaže

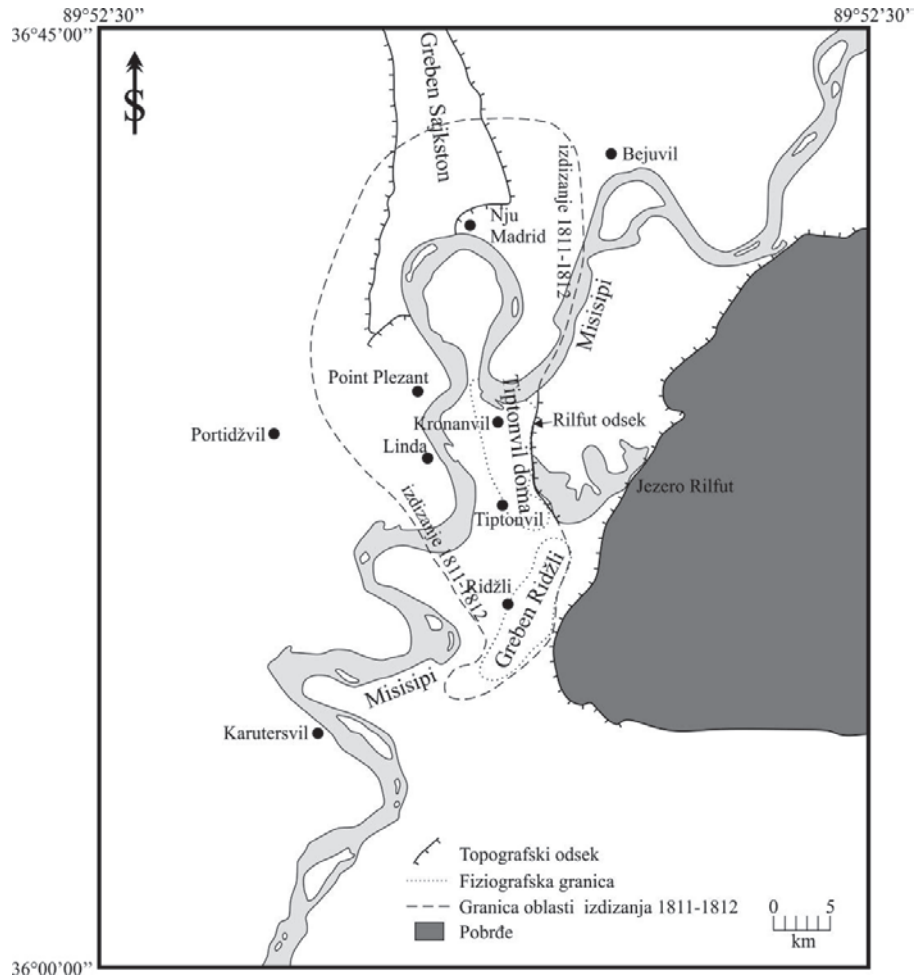
Kako je već odavno utvrđeno kroz različite geomorfološke studije, površinski tokovi predstavljaju najbitnije agense egzogenih geoloških procesa. Svojom aktivnošću, putem erozije, oni teže formiranju ravnotežnih profila koji će biti sve blaži idući od izvorišnog područja ka ušću. Visina bilo koje tačke na uzdužnom profilu nekog toka, definiše se u odnosu na visinu na kojoj se nalazi ušće. Ukoliko bilo koji faktor dovede do promene visine određene tačke na profilu, tok će putem produbljivanja svog korita ili deponovanjem sedimenata težiti da povрати ravnotežu u tom segmentu. Promene u nagibu toka dovešće i do promena oblika njegovog korita.

Kada se u nekom regionu menja raspored oblasti tektonskih izdizanja, drenažne mreže se prilagođavaju tim promenama. Stoga promene u drenaži mogu da budu upotrebljene u definisanju neotektonske aktivnosti na nekom području. Ovo je posebno validno za srednjeročne vremenske periode, odnosno one koji su duži od nekoliko desetina ili stotina godina (proučavaju se GPS merenjima, poglavlje 3), a kraći od perioda od milion ili više miliona godina (vidi poglavlje 2). Slika 4.10. prikazuje efekte neotektonskih pokreta na tok reke Misisipi. Godine 1811-12. došlo je do velikog zemljotresa, praćenog izdizanjem tla (područje označeno isprekidanom linijom). Severno od područja izdizanja tok reke je relativno pravolinijski, u pomenutom području dobija sinusoidan oblik, da bi se na jugu ponovo vratio u pravolinijski položaj. Zajedno sa zakrivljenjem toka, u izdignutom delu terena došlo je i do povećanja nagiba rečnog korita.

Savremene metode za definisanje neotektonske aktivnosti koriste informacije dobijene upotrebom digitalnih modela visina (DEM). Kod ovog tipa studija informacije o tektonskoj aktivnosti dobijaju se proučavanjem interakcije različitih slivova u okviru istraživanog područja, koja zapravo predstavlja rezultat reorganizacije drenaže. Osnovna jednačina koja se koristi za definisanje rečnih profila je:

$$(4.2) S = K_s A^m$$

pri čemu je S - nagib rečne doline, A - slivno područje određene površine, K_s - konstanta koja definiše nagib samog korita, m -tzv indeks konkavnosti.



Slika 4.10 Karta oblasti zahvaćene izdizanjem za vreme serije zemljotresa u periodu 1811-1812 godine. Jasno se uočava promena zakrivljenosti toka Misisipija u izdignutoj oblasti. (modifikovano i pojednostavljeno prema Moores i Twiss, 1995)

Ukoliko se model ograniči, odnosno ciljevi istraživanja postave tako da su vrednosti K_s i m konstantne, uočava se da postoji direktna veza između nagiba rečnih dolina i veličine slivnog područja. Stoga bi najjednostavniji pristup istraživanju podrazumevao direktno poređenje nagiba padina i veličine područja. Glavna prepreka ovakvom pristupu je limitiranost vertikalne rezolucije DEM modela, koja je

najčešće do jednog metra. Ovo ograničenje dovodi do značajnih grešaka kod definisanja lokalnog nagiba padina.

Umesto prethodno opisane metode, zasnovane na diferencijaciji podataka o nadmorskim visinama zarad definisanja nagiba, kod najsavremenijih modela vrši se integracija podataka u okviru jednog sliva u uzvodnom smeru (*ter Borgh, 2013*). Parametre modela definiše sledeća jednačina:

$$(4.3) \quad z(x) = z(x_0) + \left(\frac{U}{K A_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi(x)$$

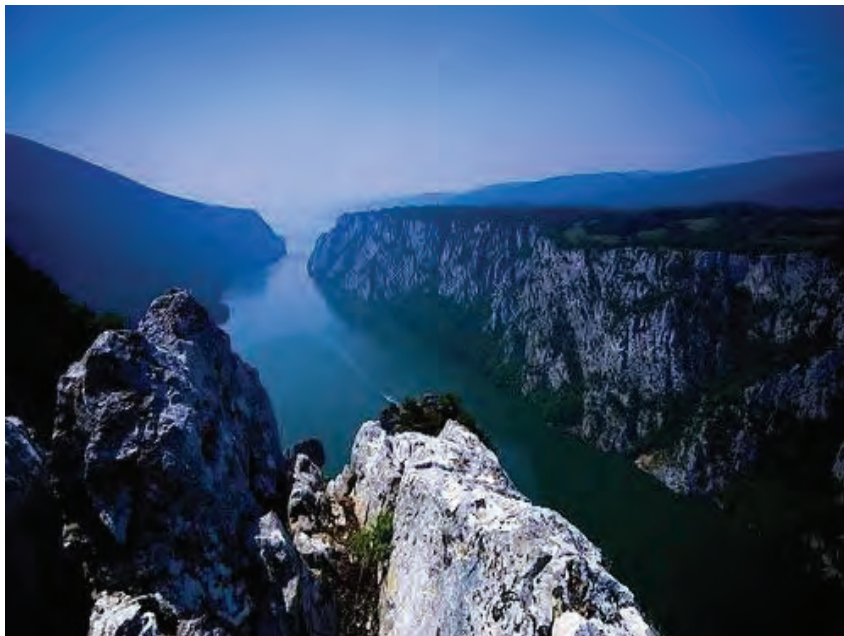
pri čemu je z je nadmorska visina neke tačke na profilu koja se nalazi na x -rastojanju od ušća odnosno od referentnog položaja x_0 ; U predstavlja stopu izdizanja; K je erodibilnost tj. stopa erozije; A_0 je referentno područje od 1 metra; m je indeks konkavnosti; n predstavlja broj tokova; dok χ predstavlja period usecanja, tj vreme potrebno da prelomna tačka migrira od referentnog položaja x_0 do nekog položaja x duž profila.

Na osnovu prethodne jednačine može se zaključiti da pri konstantnim vrednostima stopa izdizanja i erozije sve tačke u okviru jednog sliva treba da se nalaze na istoj visini, ukoliko imaju slične vrednosti perioda usecanja χ . Na taj način postaje moguće definisati područja odstupanja i tražiti njihove uzroke u promeni stopa izdizanja ili erodibilnosti stenske mase ili količine padavina koja može varirati za različite delove sliva. Ukoliko u jednom delu sliva postoje niže stope izdizanja na odgovarajućoj visini to će rezultirati nižim vrednostima za χ , odnosno kraćim periodima usecanja, usled toga što je potrebno erodovati manje materijala. Niže vrednosti stopa erozije rezultiraju višim vrednostima χ , odnosno dužim periodima usecanja i sporijom migracijom prelomnih tačaka. Smanjenje drenažnog područja nekog toka dovešće do povećanja perioda usecanja χ , u odnosu na tok iz istog sliva čije se drenažno područje nije smanjilo, a koje se nalazi na istoj nadmorskoj visini z . Ukoliko reka povećava svoje drenažno područje (npr piraterijom) dolazi do smanjenja perioda usecanja χ u odnosu na druge tokove iz istog sliva na sličnim

nadmorskim visinama. Upotreba DEM modela omogućava merenja ukupne dužine tokova, ukupne površine drenažnih područja i visina tačaka. Analiza je ograničena na one delove drenažnih sistema gde dolazi do izraženog usecanja korita, odnosno vertikalne erozije. Da bi se izračunalo χ neophodno je definisati odnos m/n , tzv. indeks konkavnosti, koji varira od 0.35 do 0.6. Na stopu erodibilnosti značajno utiče litologija, tako da se pri izradi modela uzimaju u obzir i svi raspoloživi podaci sa geoloških karata u istraživanim oblastima.

Pitanja i zadaci:

1. Studija: Nastanak Đerdapske klisure, hipoteze i dokazi

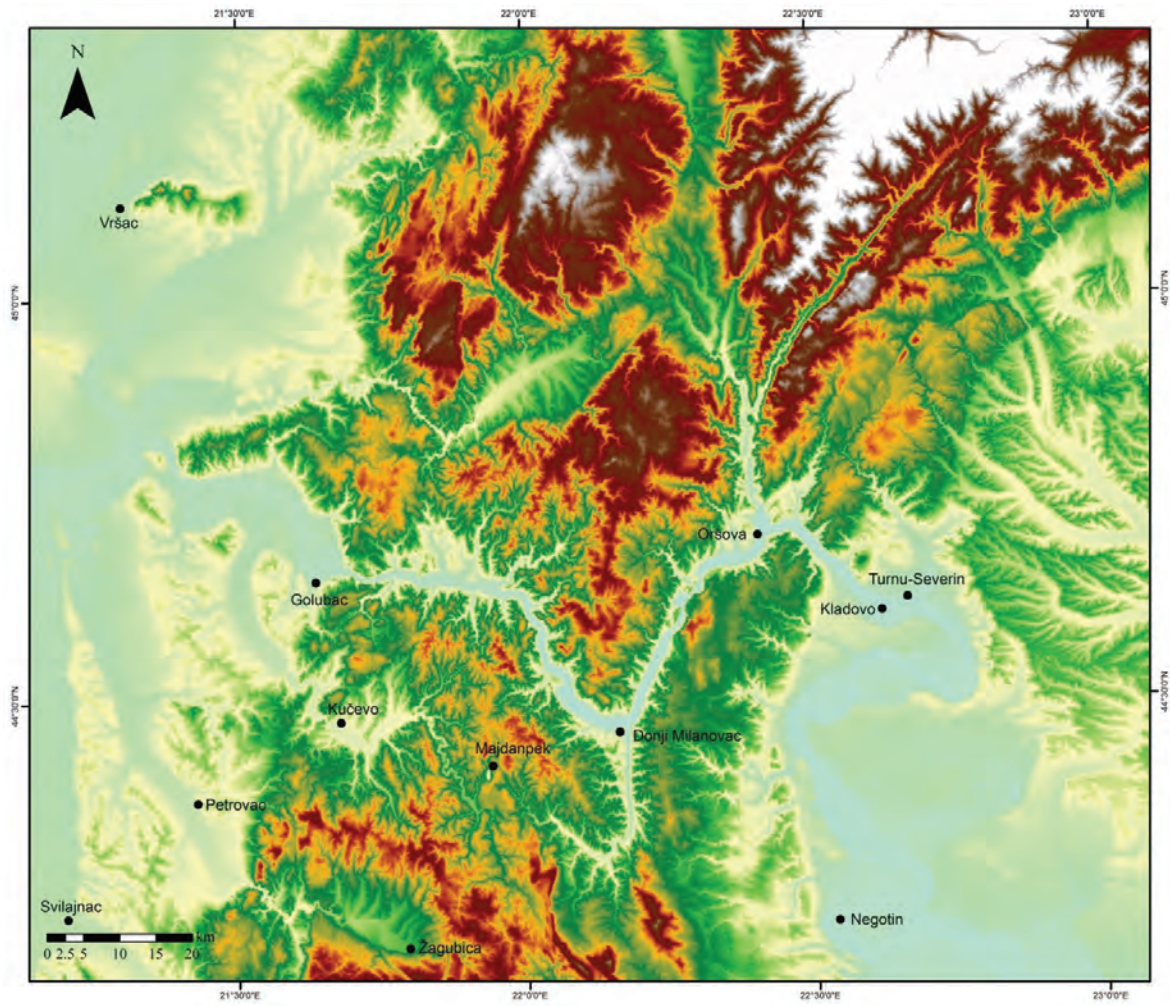


Slika 4.11 Đerdapska klisura

Dunav, po mnogim parametrima najvažnija reka Evrope, ima ogroman značaj za sve regionalne paleogeografske rekonstrukcije, budući da se njegov sliv proteže od Alpa do Crnog Mora. Đerdapska klisura predstavlja područje gde Dunav prolazi kroz Južne Karpate, na taj način povezujući Panonski i Dakijski basen (slika 4.11). Međutim, još uvek postoje nedoumice oko toga kada se i po kom mehanizmu Dunav probio kroz Karpate. Glavne razlike između postojećih modela nastanka Đerdapske klisure odnose se na vreme kada je ponovo uspostavljena veza između Panonskog i

Dakijskog basena na ovom prostoru (Leever, 2007; Marović et al., 1997, ter Borgh, 2013). Prema klasičnoj hipotezi o antecedenci veza između dva basena kroz Đerdapsku klisuru postojala je još u pliocenu. Nakon toga, prilagođavajući se tektonskom izdizanju u Južnim Karpatima, Dunav je usekao dolinu tipa klisure. Međutim, kod hipoteze o pirateriji govori se o postojanju dva odvojena hidrografska entiteta sa suprotno orijentisanim tokovima. U nekom trenutku dolazi do pojave piraterije, kada istočno orijentisani drenažni sistemi iz Dakijskog basena preuzimaju tokove zapadno orijentisanih drenažnih sistema iz Panonskog basena. Ova hipoteza je vremenski podudarna sa hipotezom o "prelivanju", koja govori o tome da je pojačano usecanje koje je dovelo do formiranja klisure, zapravo posledica podizanja nivoa i izlivanja voda iz Panonskog jezera u Dakijski basen. Da bi hipoteze o pirateriji i/ili "prelivanju" postale validne neophodno je da se ponovno uspostavljanje veze između Panonskog i Dakijskog basena odigralo u pleistocenu (ter Borgh, 2013). U svakom slučaju, pojačano usecanje koje je dovelo do formiranja Đerdapske klisure može biti posledica ili recentnog tektonskog izdizanja ili pojačane kinetičke energije toka Dunava.

Upotreba DEM modela u kombinaciji sa raspoloživim geološkim podacima omogućava analizu potencijalnih razlika u stopama usecanja kod pritoka Dunava na području Đerdapske klisure (Slika 4.12, ter Borgh, 2013). Uzroci eventualne neravnoteže u stopama usecanja se mogu nalaziti u različitim stopama izdizanja određenih delova drenažnog područja ili količini vode, odnosno kinetičkoj energiji pojedinih pritoka. Kako bi se utvrdilo da li je recentno izdizanje uslovlilo formiranje klisure potrebno je analizirati postojeće strukturne i termohronološke podatke o tektonskoj ekshumaciji na istraživanom području. Dok je kredno-pliocenska ekshumacija u Južnim Karpatima veoma dobro dokumentovana, mnogo manje podataka postoji o iznosima recentnog izdizanja (Bojar et al., 1998; Fügenschuh and Schmid, 2005). Procene o relativno niskim iznosima recentnog izdizanja napravljene na osnovu regionalnih tektonskih studija (Matenco et al., 2010) ograničavaju istraživanje na niskotemperaturne termohronološke studije kao što su apatit "fission-track" i (U-Th)/He.



Slika 4.12 DEM model Đerdapske klisure.

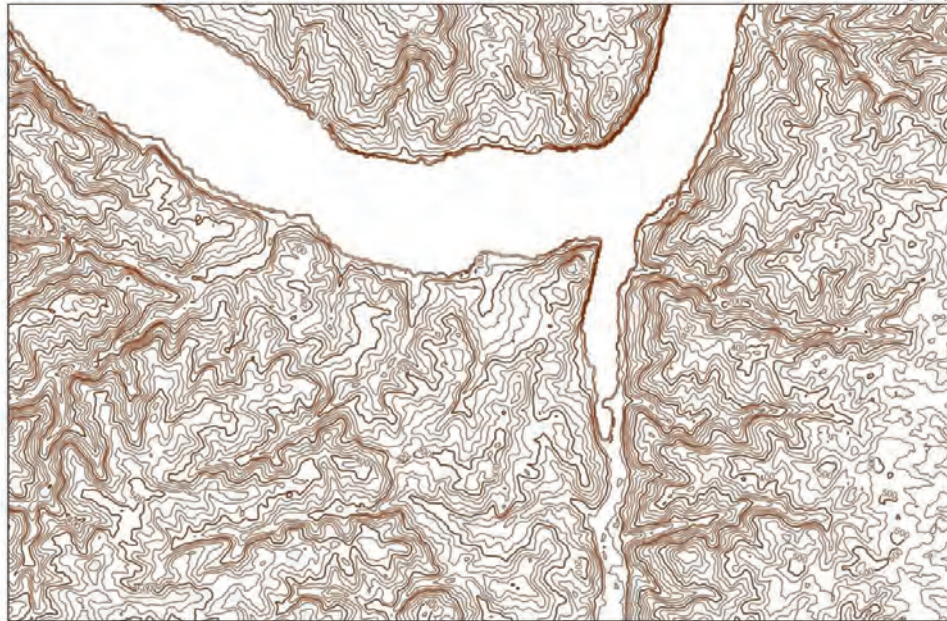
Koristeći prethodno opisane metode kvantitativne geomorfološke analize potrebno je konstruisati karte prvog trenda energije reljefa i nagiba padina za određene segmente Đerdapske klisure (slika 4.13). Na dobijenim kartama izolinijama izdvojiti područja neotektonskih izdizanja i neotektonskih spuštanja i označiti položaje potencijalnih neotektonski aktivnih rasednih struktura. Korišćenjem ostalih raspoloživih geoloških i niskotemperaturnih termohronoloških podataka (slika 4.14), dati odgovore na sledeća pitanja:

Kada je formirana Đerdapska klisura?

Koji su glavni mehanizmi formiranja Đerdapske klisure?

Topografska karta 11

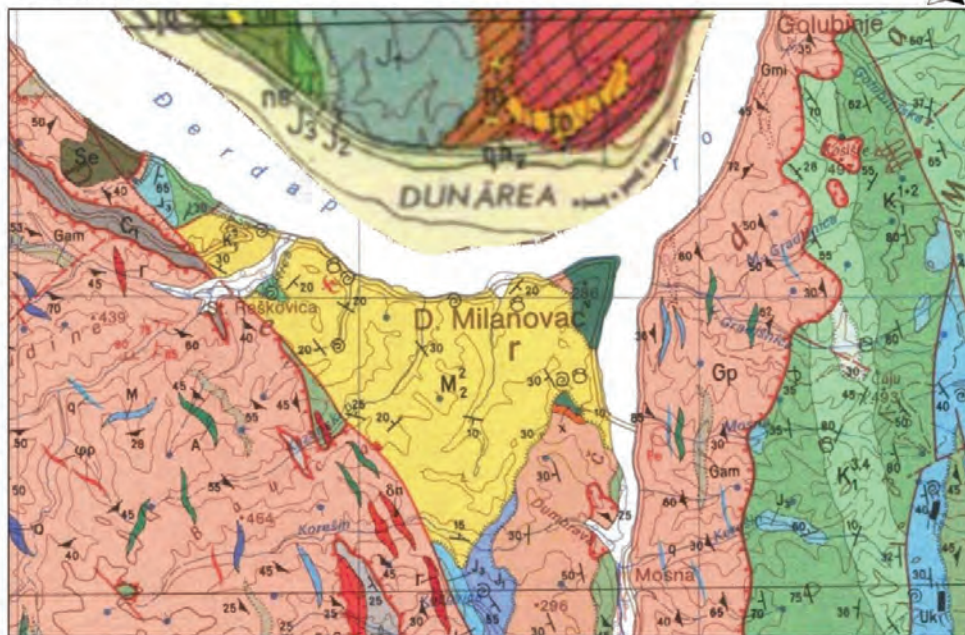
1:50,000



Slika 4.13 Topografska karta segmenta Đerdapske klisure u području Donjeg Milanovca

Geološka karta 11

1:50,000



Slika 4.14 Geološka karta segmenta Đerdapske klisure u području Donjeg Milanovca (modifikovano prema Bogdanović et al., 1973)

Literatura:

Bogdanović, P., Marković, V., Dragić, D., Dolić, D., Rakić, M., Babović, M., Rajčević, D., Popović, V., Milojević, Lj. 1973. Osnovna geološka karta SFRJ, List Donji Milanovac, 1:100000. Savezni geološki zavod, Beograd.

Bojar, A.-V., Neubauer, F., Fritz, H. 1998. Cretaceous to Cenozoic thermal evolution of the southwestern South Carpathians: evidence from fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 297, 229–249.

Fügenschuh, B., Schmid, S. 2005. Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, 404, 33–53.

Leever, K. A. 2007. Foreland of the Romanian Carpathians. Controls on late sedimentary basin evolution and Paratethys paleogeography. PhD thesis, VU University Amsterdam.

Marković, M., Pavlović, R., Čupković, T. 2003. Geomorfologija. Zavod za udžbenike i nastavna sredstva. Beograd (462 pp).

Marović, M., Grubić, A., Djoković, I., Toljić, M., Vojvodić, V. 1997. The genesis of Djerdap Gorge. In Grubic, A. and Berza, T., editors, *Proceedings International Symposium Geology in the Danube Gorges*, pages 99–104. Geoinstitute, Belgrade.

Matenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P. 2010. Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova*, 22(3), 155–165.

ter Borgh, M. 2013. Connections between sedimentary basins during continental collision: how tectonic, surface and sedimentary processes shaped the Paratethys. *Utrecht Stud. Earth Sci.* 45 (212 pp).

Moore, E.M. and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. H.W. Freeman and Company. New York (415 pp).

5 | Neotektonske studije sklopa

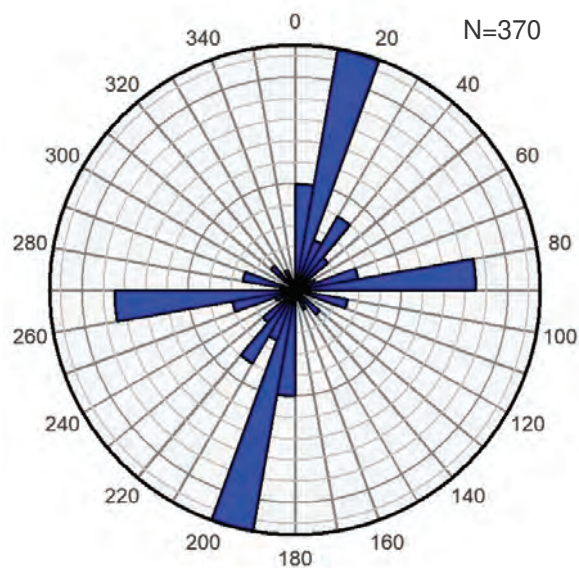
Ispitivanja aktivnih nabora i raseda ukazuju na to da postoji izvesna pravilnost u njihovom pojavljivanju. Aktivni rasedi koji su dostupni za analize mogu se izdeliti u autonomne segmente. Za svaki od ovih segmenata vezuju se pojave zemljotresa karakterističnih magnituda i povratnih perioda, koji na kraju i dovode do određenih pomeranja po tim rasedima tokom dužih vremenskih perioda. Granice tih segmenata prepoznaju se kao karakteristični prekidi duž trasa raseda, povijanja i slično. Na slici 5.1 prikazani su izdvojeni segmenti raseda San Andreas. Ova neotektonska struktura regionalnih razmera može se podeliti na severni segment, kod kojeg je poslednje pomeranje zabeleženo 1906., centralni segment koji aktivno klizi, južni-centralni segment koji karakteriše složena istorija kretanja u poslednjih 1500 godina i gde je poslednje kretanje zabeleženo 1857., kao i južni segment kod kojeg nisu generisani značajniji zemljotresi u istorijsko vreme. Takođe, upotreba analognih i numeričkih geoloških modela omogućava detaljne analize uticaja litosfernih povijanja regionalnih razmera na aktivne deformacije i razvoj reljefa.



Slika 5.1 Segmenti raseda San Andreas. (prema Moores i Twiss, 1995)

5.1 Analiza neotektonski aktivnih raseda

Klasične studije neotektonski aktivnih struktura podrazumevaju, pre svega, daljinsku detekciju lineamenta prepoznatih na satelitskim i aerosnimcima u svrhu definisanja regionalnog rupturnog sklopa (Pavlović et al., 2001). To se na prvom mestu odnosi na prepoznavanje karakterističnih trasa raseda, ali se takođe mogu proučavati i drenažni sistemi, grebeni, doline, obalske linije, kao i granične zone hipsometrijski ili litološki izdvojenih celina. Utvrđene anomalije kod svakog od pomenutih geoloških fenomena ukazuju na postojanje strukturnih i/ili litoloških diskontinuiteta. Kod analiza rupturnog sklopa prvenstveno je potrebno da se, korišćenjem raspoloživih geoloških podataka, na satelitskim ili aerosnimcima izdvoje rasedi aktivni u neotektonskom periodu. Zatim se tako izdvojeni aktivni rasedi dele na segmente na onim mestima gde se duž njihovih trasa prepoznaju karakteristični prekidi, povijanja i slično. Za svaki od ovih segmenata potrebno je utvrditi dužinu i orijentaciju i ove vrednosti uporediti sa ukupnom dužinom i prosečnom orijentacijom svih neotektonski aktivnih raseda. Sve izmerene vrednosti statistički se obrađuju i predstavljaju na strukturnim dijagramima, na kojima se mogu prepoznati karakteristike regionalnog rupturnog sklopa (slika 5.2).



Slika 5.2 Rozeta pružanja rasednih struktura na području Velikomoravskog rova.

Savremene metode analize satelitskih snimaka omogućavaju čak i relativno pouzdanu odredbu tipa i karaktera kretanja po rasedu. Odseci vertikalnih raseda sa izraženom horizontalnom komponentom kretanja jasno se na snimcima prepoznaju kao kontinuirane prave linije koje pomeraju tokove ili grebene. Odseci normalnih raseda generalno ograničavaju pomerene stenske blokove, pri čemu su konkavni u smeru relativno spuštenog bloka. Takođe, često su asocirani sa pojavama tektonski izazvanih klizišta. Pomeranja blokova stena morfološki se često prepoznaju po asimetričnim grebenima koji odvajaju dva drenažna sistema. Kod navlaka, rasedni odseci su generalno subparalelni topografskim površinama i često asocirani sa regionalnim antiformalnim strukturama. Recentno izdignuti blokovi duž aktivnih raseda često morfološki izgledaju kao trostrane piramide sa jako strmim padinama.

U seizmološkoj terminologiji često se govori o specifičnim magnitudama zemljotresa, kao i njihovim povratnim periodama, odnosno intervalima. Svrha seizmotektonskih studija je uspostavljanje veze između prosečnih stopa kretanja duž raseda i magnituda i učestalosti zemljotresa duž istog. Na ovu relaciju, međutim, utiču i dodatni faktori poput tipa stena, tipa raseda, orijentacije stresa. Tabela 5.1 prikazuje definicije četiri najčešće korišćena tipa magnituda zemljotresa.

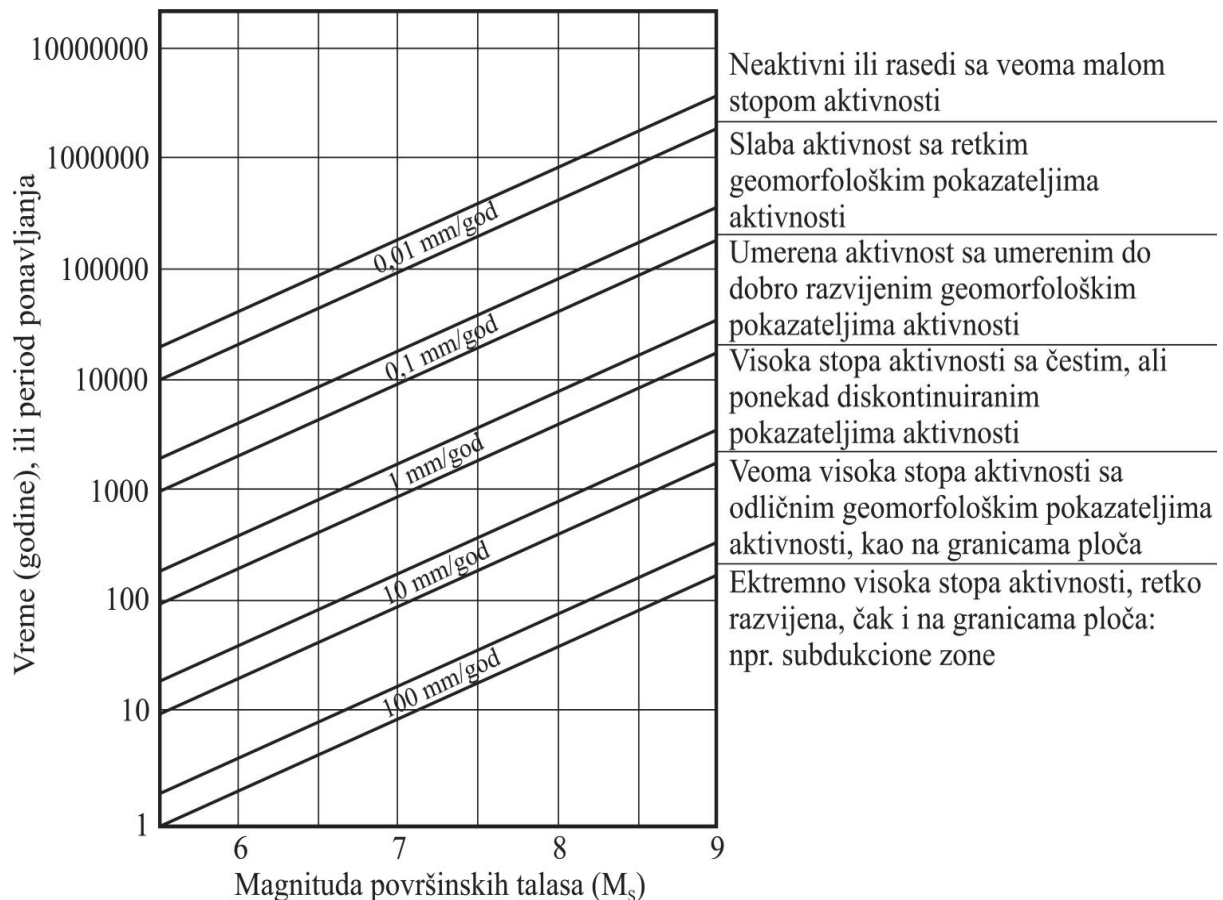
Simbol	Tip	Opis
M_L	Lokalna magnituda	Originalna Rihterova skala. Razvijena u južnoj Kaliforniji za zemljotrese sa epicentrima udaljenim do 600 km i fokalnim dubinama manjim od 15 km. Koristi talase sa periodom od oko 1 s.
M_S	Magnituda površinskih talasa	Pogodna za rastojanja globalnih razmera. Koristi talase sa periodom od 20 s.
M_B	Magnituda zapreminskih talasa	Pogodna za rastojanja globalnih razmera. Koristi talase sa periodom od 1 s.
M_W	Magnituda momenta	Bazirana na seizmičkom momentu ($M_0 = \mu AD$), gde je μ - modul smicanja, A - rasednuta površina i D - pomeraj po rasedu. $M_w = 2/3 \log M_0 - 10,7$.

Tabela 5.1 Tipovi magnituda zemljotresa. (prema Moores i Twiss, 1995)

Prve tri veličine lokalna magnituda (M_L), magnituda površinskih talasa (M_S) i magnituda zapreminskih talasa (M_B) utvrđene su empirijskim putem. Njihove skale imaju određeni limit vrednosti, što znači da ne reprezentuju ukupnu energiju koja se oslobodi tokom aktivnosti zemljotresa. Sa druge strane magnituda momenta (M_W) nema ograničenu vrednost i u vezi je sa specifičnim geometrijskim i kinematskim svojstvima određenog raseda. Sledeća jednačina pokazuje vezu M_L i M_W :

$$(5.1) \quad M_W = 0.63 + 0.887 M_L$$

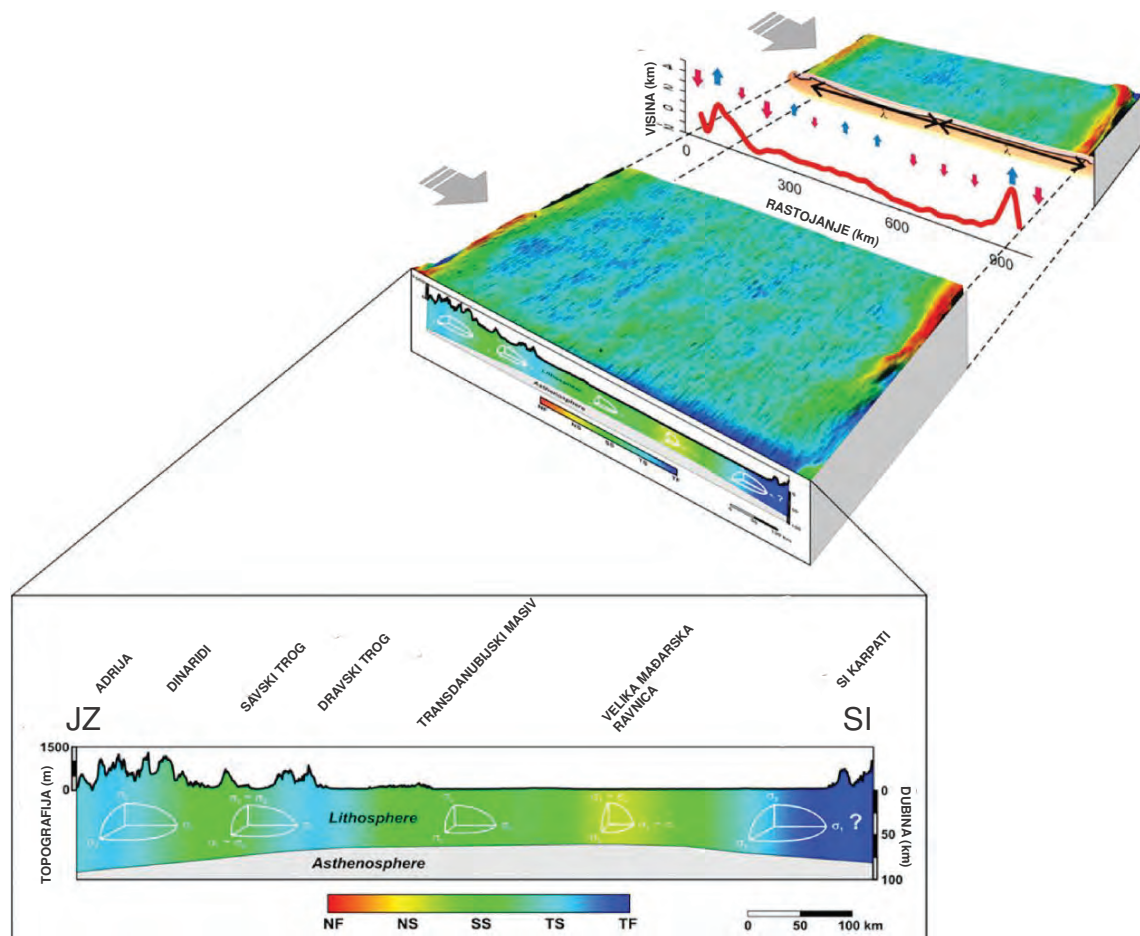
M_W izražava vezu između magnitude zemljotresa i pomeranja duž raseda. Na slici 5.3 prikazana je veza između magnitude površinskih talasa (M_S), učestalosti zemljotresa i pomeranja duž raseda.



Slika 5.3 Veza magnitude, učestalosti zemljotresa i pomeranja duž raseda. (pojednostavljeno prema Moores i Twiss, 1995)

5.2 Analiza litosfernih povijanja regionalnih razmera

Upotreba analognih modela ima veliku primenu u različitim geološkim istraživanjima. Kada su precizno definisane reološke karakteristike litosfere, odlike savremenog naponskog polja i obezbeđene dodatne smernice korišćenjem raspoloživih geoloških podataka, analogni modeli pružaju velike mogućnosti za proučavanje recentne tektonske evolucije. Ovo se prevashodno odnosi na efekte transfera stresa, kako na procese u litosferi tako i na razvoj reljefa. Metodologija analognog modelovanja tako je, na primer, primenjena u cilju simuliranja mehanizama formiranja i prenosa stresa kroz zagrejanu i reološki slabu litosferu Panonskog basena (slika 5.4, Dombradi et al., 2010).



Slika 5.4 Analogno modelovanje Panonske litosfere. (modifikovano prema Dombradi et al., 2010)

Panonska litosfera, istanjena tokom miocenske ekstenzije, lako je reaktivirana pod uticajem relativno niskog kompresionog stresa. Ovaj proces doveo je do litosfernih povijanja velikih razmera, koja su tokom kvartara manifestovana kroz formiranje morfološki izdignutih i spuštenih područja. Ove deformacije definisane su kroz nepravilna litosferna povijanja od nekoliko kilometara (lokalne inverzije basena) do više stotina kilometara. Povijanja panonske litosfere dovela su do značajnih vertikalnih pokreta, te nastanka međusobno blisko lociranih područja izdizanja i spuštanja, odnosno do generalnog formiranja reljefa.

Pitanja i zadaci:

1. *Studija: Proučavanje neotektonske aktivnosti na području Velikomoravskog rova*

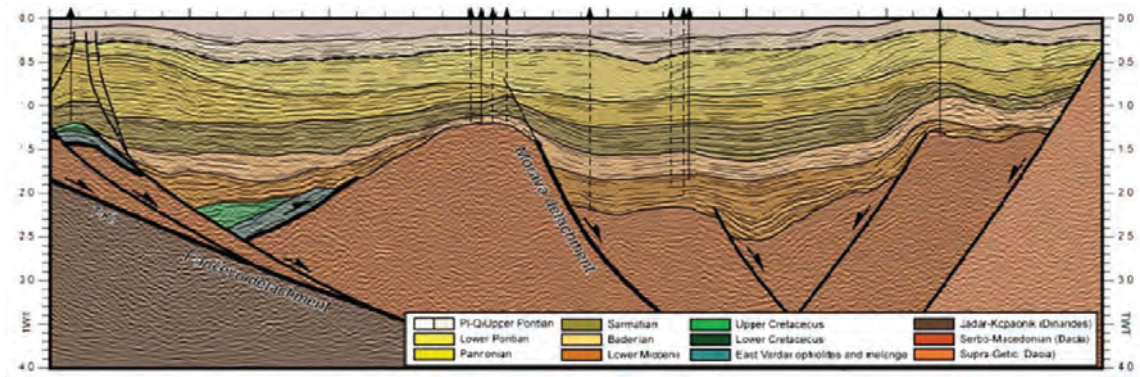
Rov Velike Morave predstavlja najjužniji segment Panonskog basena. Duž čitavog moravskog koridora, koji je zapunjen sedimentima miocenske do kvartarne starosti, postoji niz tektonski izdignutih oblasti kao što su Juhor, Crni vrh, Mojsinjske planine, Poslonske planine i Jastrebac. Ove prostore izgrađuju proterozojski do paleozojski metamorfiti amfibolitske facije, koji predstavljaju severni segment Srpsko-makedonske mase (slika 5.5).



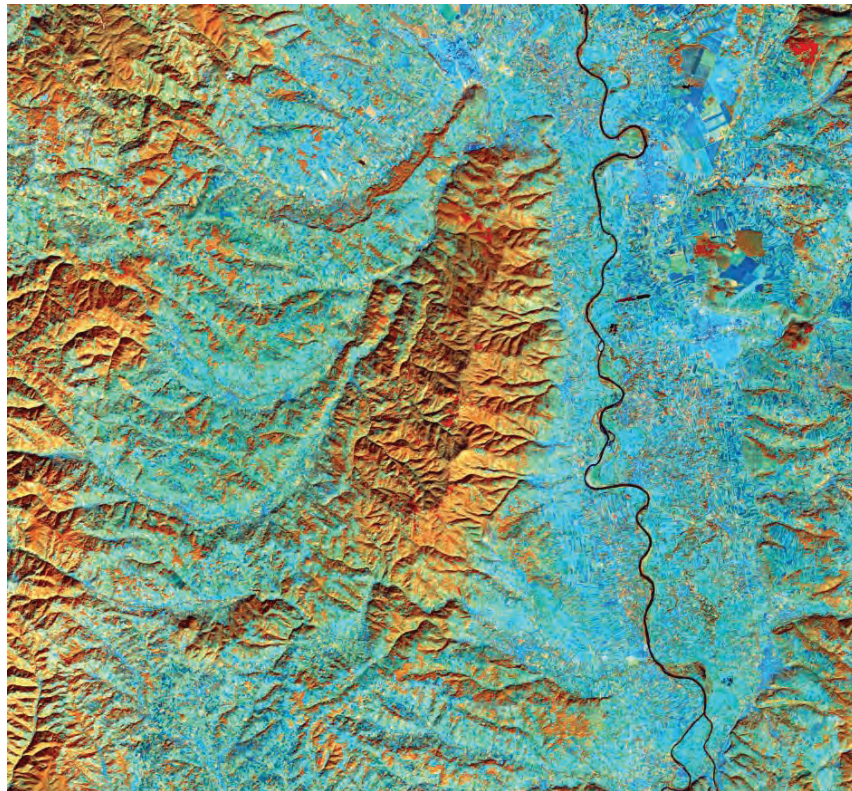
Slika 5.5 Planina Juhor.

Srpsko-makedonska masa predstavlja tektonsku jednicu izgrađenu od metamorfita, uglavnom gnajseva i amfibolita, srednjeg do visokog stepena metamorfizma (Dimitrijević, 1997). Ova jedinica se može korelisati sa Biharia navlakom u Apuzenskim planinama, pri čemu one zajedno predstavljaju strukturno najviši segment Dakijske mega-jedinice evropskog afiniteta (Matenco i Radivojević, 2012). Raspoloživi geološki podaci (Antić et al., 2016; Erak et al., 2016; Marović et al., 2007; Sant et al., 2016; Toljić et al., 2018) ukazuju na snažan morfološki, litostratigrafski i strukturni kontrast između metamorfita Srpsko-makedonske mase i okolnih miocenskih i kvartarnih sedimenata najjužnijeg Panonskog basena. Međutim, još uvek nisu precizno utvrđeni vreme i iznosi tektonskih izdizanja i spuštanja na ovom području, kao i to po kom su mehanizmu ove kontrastne jedinice dovedene u neposredan kontakt.

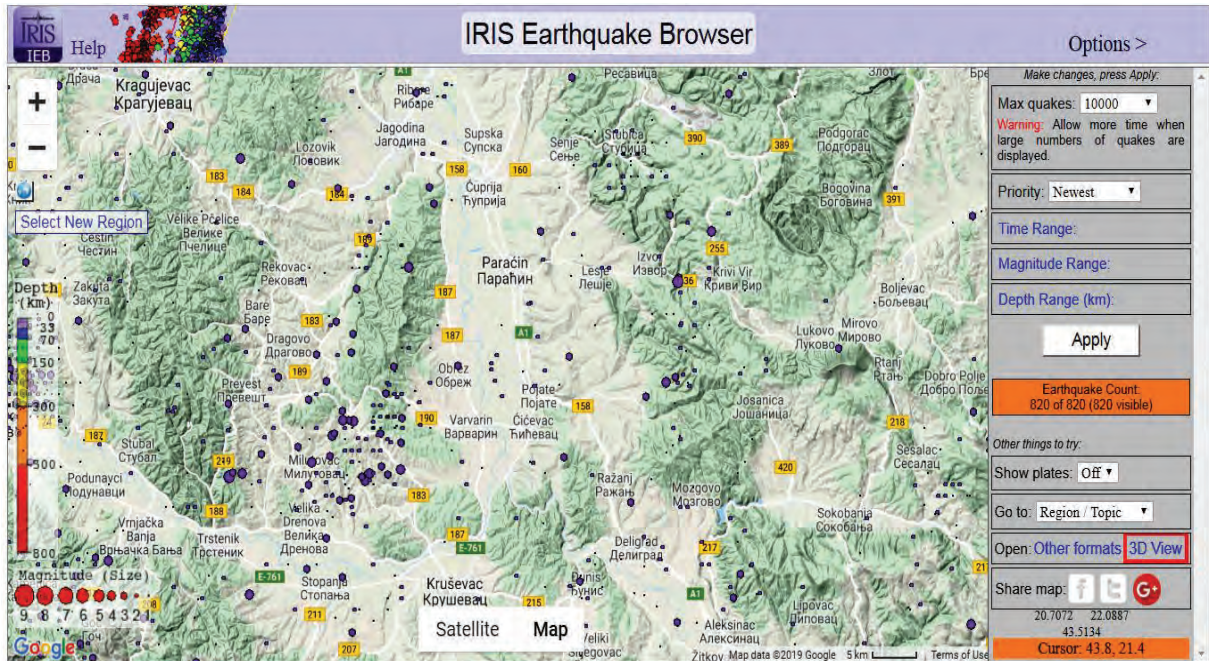
Korišćenjem raspoloživih podataka sa geoloških i tektonskih karata i profila ispitivanog područja (slika 5.6, Marović et al., 2007) potrebno je da se na odgovarajućim satelitskim snimcima misije Landsat 7 ETM+ prepoznaju i izdvoje rasedne strukture aktivne u neotektonskom periodu (slika 5.7). Svaku od izdvojenih ruptura potrebno je izdeliti na segmente, na onim mestima gde je došlo do povijanja ili kidanja njihovih trasa. Zatim treba izmeriti orijentaciju i dužinu svakog od izvojenih segmenata i rezultate statistički predstaviti na strukturnim dijagramima. Ove podatke treba uporediti sa onim dobijenim metodama kvantitativne geomorfološke analize na istom istraživanom području (analiza energije reljefa i nagiba padina). Rezultate dobijene kombinovanjem više prethodno navedenih metoda treba predstaviti u vidu karte neotektonski aktivnih struktura na kojoj će biti predstavljeni neotektonski izdignuti i spuštani blokovi kao i aktivne rupturi koje ih razdvajaju. Koristeći raspoložive seizmološke podatke, koji se odnose na prostornu distribuciju epicentara i magnituda dogođenih zemljotresa (slika 5.8), među izdvojenim rasedima posebno treba naznačiti seizmički aktivne strukture.



Slika 5.6 Profil kroz severni segment Velikomoravskog rova. (prema Matenco i Radivojević, 2012)



Slika 5.7 Satelitski snimak centralnog segmenta Velikomoravskog rova.



Slika 5.8 Prostorna distribucija zemljotresa na području Velikomoravskog rova (www.iris.edu)

Poređenjem podataka sa karte neotektonski aktivnih struktura i drugih raspoloživih geoloških i geohronoloških podataka napisati kratak prateći tumač uz kartu u kome će se nalaziti odgovori na pitanja:

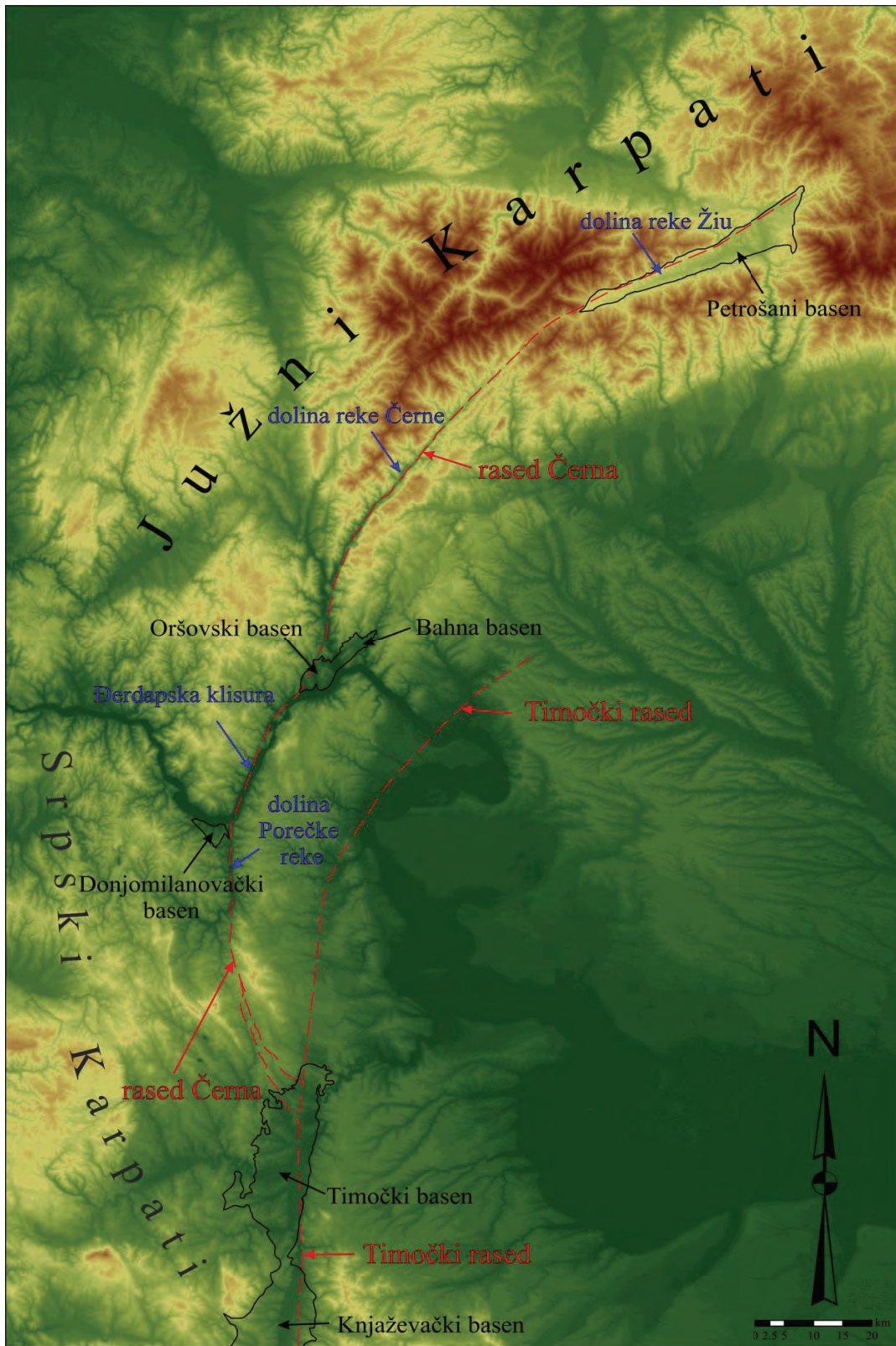
Koliki su procenjeni iznosi i koji je precizan period neotektonskih izdizanja i spuštanja na području Velikomoravskog rova?

Koji su najznačajniji mehanizmi (re)aktivacije neotektonskih stuktura?

2. Studija: Ocena neotektonske aktivnosti rasednih sistema Karpato-balkanida istočne Srbije

Karpato-balkanski orogeni pojas odlikuje se složenom geološkom građom, što je posledica polifazne tektonske evolucije tokom Alpske orogeneze (Krstekanić et al., 2017). Dominantna karakteristika u strukturi Karpato-balkanida je prisustvo regionalnih, istočno-vergentnih navlaka koje su formirane tokom kredne kolizije Dakijske mega-jedinice i Mezijske platoforme (Schmid et al., 2008). Karpato-balkanski orogen finalno je oblikovan u kenozoiku, tokom oroklinog povijanja Dakijske mega-jedinice, usled regresivnog povlačenja karpatske subdukujuće ploče (Matenco i Radivojević, 2012). Tokom kenozojskih tektonskih procesa, u pojedinim segmentima orogena, nastajale su deformacione strukture koje se međusobno razlikuju po tipu i karakteru. U srpskom segmentu Karpato-balkanida markantno je prisustvo brojnih transkurentnih rasednih struktura, među kojima dominiraju Timok i Černa (slika 5.9). Timok i Černa, predstavljaju desne transkurentne rasede, koji se nalaze u blizini kontakta između Dakije i Mezije i duž kojih su tokom perioda od oligocena do srednjeg miocena procenjeni iznosi kretanja od više desetina kilometara. Dalje od kontakta sa Mezijom prema Velikomoravskom rovu na zapadu, pored transkurentnih, zastupljeni su i normalni rasedi koji kontrolišu depoziju u brojnim intramontanskim basenima.

Primenom odgovarajućih metoda kvantitativne i kvalitativne geomorfološke analize potrebno je prepoznati i izdvojiti segmente neotektonski aktivnih rasednih struktura. Zatim je potrebno da se, korišćenjem raspoloživih kinematskih i strukturnih ali i drugih geoloških podataka, odrede tip, karakter i iznosi kretanja po prethodno izdvojenim rasednim strukturama u neotektonskom periodu. Ukoliko je moguće, korišćenjem geohronoloških podataka potrebno je preciznije definisati vremenski period odvijanja aktivnosti po odgovarajućim rupturama. Korišćenjem raspoloživih seizmoloških i seizmotektonskih podataka među izdvojenim rasedima treba naznačiti koje su potencijalno seizmički aktivne strukture. Sve rezultate treba predstaviti na karti neotektonski aktivnih struktura



Slika 5.9 Digitalni model visina (DEM) istraživanog područja sa označenim pozicijama Černa i Timok raseda i najvažnijim toponimima.

Literatura:

Antić, M.D., Kounov, A., Trivić, B., Wetzel, A., Peytcheva, I., Quadt, A. 2016. Alpine thermal events in the central Serbo- Macedonian Massif (southeastern Serbia). *Int. J. Earth Sci.* 105:1485. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-015-1266-z>.

Dimitrijević, M.D., 1997. *Geology of Yugoslavia*, 2nd edition. Geoinstitute, Belgrade, Belgrade, 187 pp.

Dombradi, E., Sokoutis, D., Bada, G., Cloeting, S., Horvath, F. 2010. Modelling recent deformation of the Pannonian lithosphere: Lithospheric folding and tectonic topography. *Tectonophysics* 484, 103–118.

Erak, D., Matenco, L., Toljić, M., Stojadinović, U., Andriessen, P.A.M., Willingshofer, E., Ducea, M. N. 2017. From nappe stacking to extensional detachments at the contact between the Carpathians and Dinarides – The Jastrebac Mountains of Central Serbia. *Tectonophysics*, 710-711, 162-183.

Krstekanić, N., Stojadinović, U., Kostić, B., & Toljić, M. 2017. Internal structure of the Supraetetic Unit basement in the Serbian Carpathians and its significance for the late Early Cretaceous nape-stacking. *Annales Geologiques de la Peninsule Balkanique*, 78, 1–15. <https://doi.org/10.2298/GABP1778001K>

Marović, M., Toljić, M., Rundić, Lj., Milivojević, J., 2007. *Neoalpine Tectonics of Serbia*, Belgrade, Serbian Geological Society.

Matenco, L., Radivojević, D., 2012. On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides. *Tectonics* 31, TC6007, doi:10.1029/2012TC003206.

Sant, K., Mandić, O., Rundić, Lj., Kuiper, K.F., Krijgsman, W., 2016. Age and evolution of the Serbian Lake System: integrated results from Middle Miocene Lake Popovac. *Newsletters on Stratigraphy*. 51.10.1127/nos/2016/0360.

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, 139–183.

Toljić, M., Matenco, L., Stojadinović, U., Willingshofer, E., Ljubović-Obradović, L., 2018. Understanding fossil fore-arc basins: inferences from the Cretaceous Adria – Europe convergence in the NE Dinarides. *Global and Planetary Change*. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.018>.

**CIP - Каталогизација у публикацији
Народна библиотека Србије, Београд**

551.248.2(075.8)(076)(0.034.2)

СТОЈАДИНОВИЋ, Урош, 1981-

Praktikum iz neotektonike [Elektronski izvor] / Uroš Stojadinović,
Nemanja Krstekanić. - Beograd : Univerzitet, Rudarsko-geološki
fakultet, 2019 (Beograd : Copy House). - 1 elektronski optički disk
(CD-ROM) ; 12 cm

Sistemska zahtevi: Nisu navedeni. - Nasl. sa naslovne strane
dokumenta. - Tiraž 100. - Bibliografija uz svako poglavlje.

ISBN 978-86-7352-344-6

1. Крстеканић, Немања, 1991- [аутор]

а) Неотектоника -- Вежбе

COBISS.SR-ID 279155980