Gimnazija Kranj

Analiza digitalnega modela reliefa in interpolacija mikrotektonskih podatkov

Področje: fizika

Avtorji: Jan Drenovec, Sara Ručigaj

Mentor: Nataša Đurić, dipl. univ. inž. geod.

Somentor: dr. Jure Žalohar, prof. fiz.

2012

POVZETEK

V raziskovalni nalogi so predstavljeni postopki vizualizacije digitalnega modela reliefa ter interpolacije skalarnih vrednosti tenzorja deformacij zemeljske skorje na območju med Kropo in Kamnikom. Vizualizacija trirazsežnih podatkov omogoča karakterizacijo značilnih strukturnih oblik regionalnih in lokalnih razsežnosti, predvsem pa tudi oris tektonskih aktivnosti na s sedimenti zakritih nižinskih območjih. Izhodne podatke analize digitalnega modela reliefa smo nadgradili s kartami rekonstrukcije nekdanjih oz. t.i. paleonapetostnih polj, ki opišejo deformacije ozemlja. Karte smo pridobili z zvezno predstavitvijo relativnih vrednosti vertikalnih deformacij. Vrednosti temeljijo na kvantitativni napetostni in deformacijski analizi, kjer vhodni podatek predstavljajo meritve orientacije zdrsov ob prelomnih ploskvah. V nalogi smo tako z integracijo različnih vhodnih podatkov pripravili ustrezna izhodišča za nadaljnjo geološko interpretacijo in kartiranje glavnih smeri prelomov ter napetosti in razmejitev geotektonskih struktur.

Ključne besede: paleonapetostna analiza, digitalni model reliefa, interpolacija skalarnega polja

ZAHVALA

Za nasvete in strokovno podporo pri izdelavi raziskovalne naloge se zahvaljujeva mentorici Nataši Đurić, ki naju je seznanila s postopki obdelave trirazsežnih prostorskih podatkov ter metodami interpolacij skalarnega polja.

Zahvaljujejeva se tudi somentorju dr. Juretu Žaloharju, ki nama je podrobno predstavil zahtevna teoretična izhodišča paleonapetostne analize ter nastajanje prelomov v zemeljski skorji.

CONTENTS

UVOD

Raziskovalna naloga je nastala v okviru projekta Slovenija iz Vesolja, ki ga je pripravil Center odličnosti Vesolje, znanost in tehnologije. Pod vodstvom mentorja dr. Jureta Žaloharja smo skupina 6 dijakov Gimnazije Kranj v okviru projekta pripravili 2 raziskovalni nalogi, ki obravnavata obsežno geološko analizo območja med Kropo in Kamnikom. Geološka struktura je za omenjeno območje v dosedanji literaturi bodisi pomanjkljiva bodisi napačno intepretirana. Posebej je vprašljiv potek Južnoalpske narivne meje, ki predstavlja ločnico med Južnimi Alpami ter Zunanjimi Dinaridi.

V pričujoči nalogi so predstavljeni postopki za kvantitativno obdelavo rastrskega sloja digitalnega modela reliefa, z velikostjo celice 5 m, in mikrotektonskih meritev. Ti postopki omogočajo izvedbo raznovrstnih prostorskih analiz ter izdelavo tematskih kart, vendar rezultati kot taki ne smejo služiti le lastnemu namenu . Na njih naj bo v kasnejši fazi zasnovana geološka interpretacija ter paleonapetostna in deformacijska analiza obravnavanega območja. Analiza paleonapetosti vključuje dinamsko in kinematsko analizo zdrsov ob prelomnih ploskvah. Cilj takšne analize je določitev tenzorjev napetosti, s katerimi lahko pojasnimo smer premika ob prelomih, ki so bili aktivni v različnih tektonskih napetostnih stanjih v geološki preteklosti, kot tudi podamo rekonstrukcijo tektonskega razvoja ozemlja. Različne faze deformacij lahko kažejo na različne tektonske faze. Za tektonsko fazo je značilen točno določen tip tektonike, ki je prevladoval skozi daljše časovno obdobje. V tem obdobju so bila v kamninah prisotna različna napetostna stanja z različnimi orientacijami in velikostmi glavnih napetosti.

Uporabo digitalnega modela reliefa za potrebe geomorfološko-topografskega kartiranja in opis geoloških struktur obravnava kar nekaj avtorjev (Jamšek, 2011; Vrabec, 2001), vendar pa v slovenski geološki literaturi nismo zasledili raziskav in interpretacij, ki bi temeljile na interpolaciji skalarnih vrednosti tenzorja deformacij zemeljske skorje.

V raziskovalni nalogi tako preverjamo dve hipotezi:

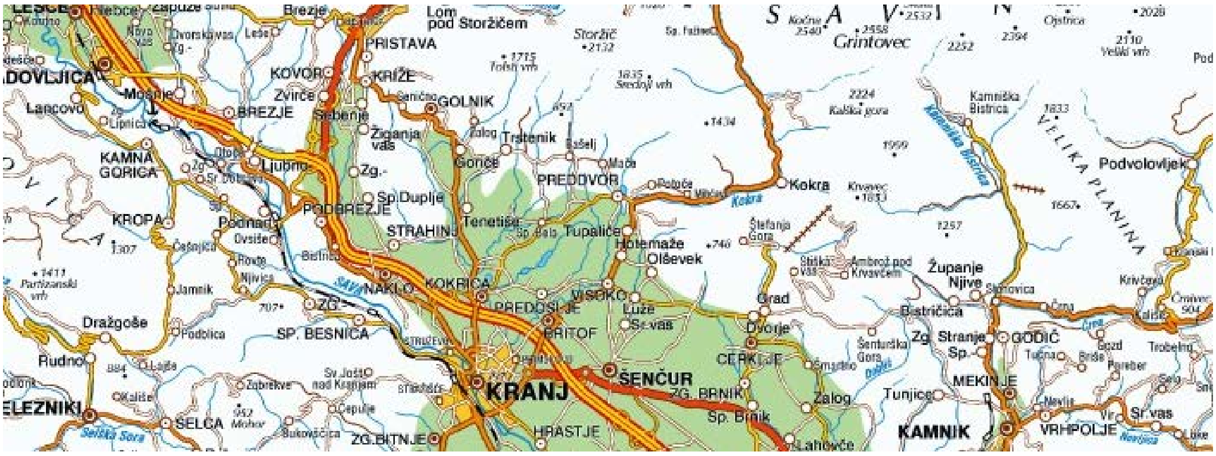
- Digitalni model reliefa predstavlja učinkovito izhodišče za geološke analize
- Interpolacija paleonapetostne in deformacijske analize mikrotektonskih meritev na posameznih lokacijah omogoča risanje paleonapetosnih in deformacijskih polj

Struktura naloge sledi fazam našega dela. Zasnovana je tako, da so teoretično predstavljena večja tematska področja, kot so digitalni model reliefa in njegova analiza, teorija tektonskih prelomov ter metode interpolacije. Znotraj vsakega omenjenega sklopa je podan opis praktičnega dela. Na koncu izpostavimo zaključne ugotovitve ter predlagamo možnosti za nadaljnje delo. Prostorske analize smo izvedli s pomočjo programskega orodja ArcGIS. Raziskovalna naloga je razkrila, da imajo analiza digitalnega modela reliefa ter interpolacijske metode skupaj z geološkim ovrednotenjem izreden potencial.

ŠTUDIJSKO OBMOČJE

Območje obravnave leži med Kropo na zahodu in Kamnikom na vzhodu (Slika 1). Med najpomembnejšimi geografskimi strukturami omenimo Jelovico na vzhodu, ki se proti NE strmo spušča proti Gorenjskemu bazenu. Veliko pozornost smo namenili predvsem ozemlju med Jamnikom in Rovnikom, kjer so pomembnejši kraji Kropa, Nemilje in Besnica. Tu se vzdigujejo manjše vzpetine kot sta Jamnik (831 metrov) in Rovnik (707 metrov). Obe vzpetini sta dobili ime po številnih jamah in rovih, saj sta sestavljeni iz močno zakraselega zgornjetriasnega apnenca, ki na tem ozemlju predstavlja osamel kras. Dalje proti vzhodu sledi Udinboršt, ki predstavlja gozdnato hribovito pokrajino z nadmorskimi višinami med 400 in 500 metrov. Zaradi kraških pojavov, kot so vrtače, kraške jame, brezna in ponori ter edinstvene kulturne dediščine so območje kraške planote Udinboršt razglasili za krajinski park. V nasprotju s prej omenjenim območjem, je ozemlje med Kranjem in Kamnikom bolj ravninsko, saj so zanj značilni obsežni vršaji rek Save, Kokre, Tržiške Bistrice in Kamniške Bistrice. Izjema je hribovit svet med Cerkljami in Kamnikom, ki je znan kot Tunjiško gričevje. Gričevje je dobilo ime po vasi Tunjice, v preteklosti znani predvsem po naravnem Zdravilnem gaju, nedavno pa je vas odmevala v geološki stroki, saj so geologi na tem mestu odkrili najstarejše fosile morskih konjičkov na svetu.

Proti severu se sicer nižinski svet Gorenjskega bazena in Tunjiškega gričevja nadaljuje proti Kamniško-Savinjskim Alpam, ki se s Tolstim vrhom, Storžičem, Zaplato, Grintovcem, Kočno, Krvavcem, Brano, Planjavo in Ojstrico markantno dvigujejo nad pokrajino.



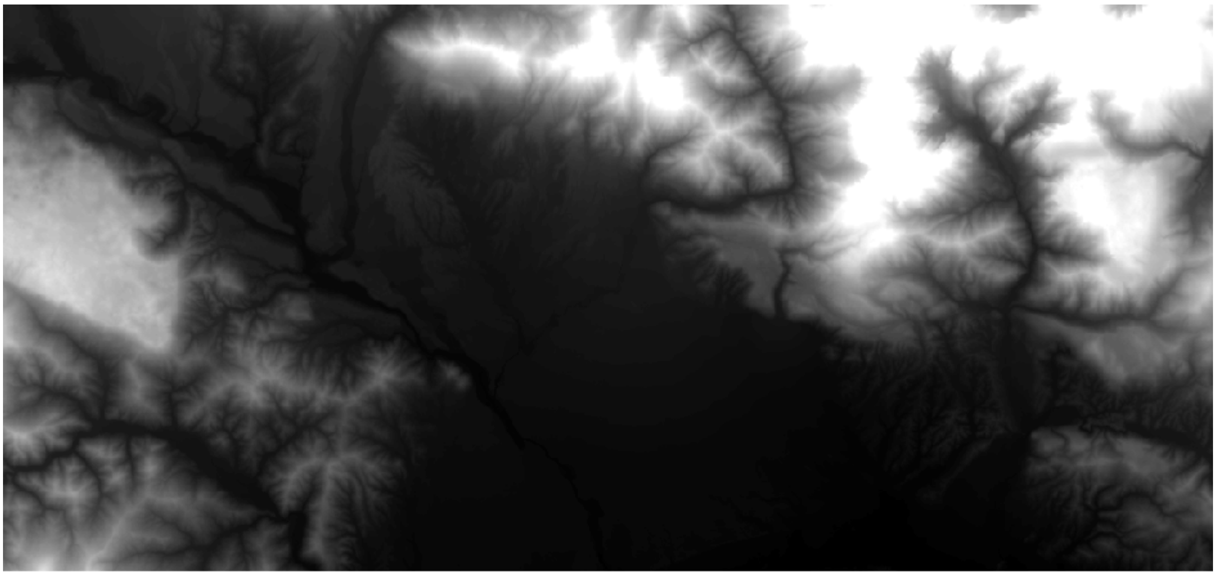
Slika 1: Pregledna karta obravnavanega območja v merilu 1:250000 (Vir: Geopedia, 2012).

Med najpomembnejšimi rekami na raziskanem ozemlju omenimo Savo, Kokro, Tržiško Bistrico, Kamniško Bistrico ter številne manjše vodotoke. Najpomembnejši kraji na raziskanem ozemlju pa so Kropa, Kranj, Cerklje ter Kamnik. Kropa, nekdanji železarski in kovaški trg, se nahaja v nekoliko razširjeni soteski hudourniškega potoka Kroparica. Kranj je bil zgrajen na strateškem pomolu ob sotočju Kokre in Save. Cerklje na Gorenjskem so gručasto ravninsko naselje v neposredni bližini letališča Jožeta Pučnika. Ravninski del se od Cerkelj preko Lahovč, Komende in Most nadaljuje južno proti Mengšu, severno pa proti Kamniku. Srednjeveško mesto leži ob vznožju Tunjiškega gričevja na zahodu, predstavlja pa zadnje večje urbanizirano središče pred grebenom Kamniško-Savinjskih Alp. Vzhodno od Kamnika se cesta odcepi proti Tuhinjski dolini, ki povezuje Celjsko in Ljubljansko kotlino. Za ozemlje so značilne dobre cestne povezave in lahka prehodnost.

DIGITALNI MODEL RELIEFA

Oblikovanost površja je zelo pomembna značilnost Zemlje, ki je posredno ali neposredno odvisna od naravnih in antropogenih lastnosti, hkrati pa nanje tudi vpliva. Pripomočki za učinkovito orientacijo v prostoru nujno vsebujejo tudi podatke o površju. V vsakdanjem življenju najpogosteje uporabljamo različne zemljevide, ki vsebujejo pri manjših merilih predvsem sence površja za učinkovit prikaz oblikovanosti ter barvne sloje za prikaz nadmorskih višin. Za potrebe prostorskih analiz nujno potrebujemo boljše podatke o zemeljskem površju. Zamisel o izdelavi digitalnega modela reliefa je stara skoraj toliko kot informacijska doba in uveljavljanje digitalnega računalništva, torej najmanj 50 let. Izraz sta sredi 50. let prejšnjega stoletja prva uporabila Američana s Cambridgea, Miller in Laflamme (1958). V času od njegovega nastanka so bile razvite različne tehnike za izdelavo. V zadnjih desetletjih so se tehnike razvijale predvsem v smeri izdelave DMR-ja večje kakovosti in verodostojnosti. Prav nezanesljiva in v praksi težko dosežena pričakovana kakovost podatkov reliefa je pogosto vplivala na njegovo dejansko uporabnost (Podobnikar, 2001).

DMR razumemo kot digitalni zapis oblikovanosti zemeljskega površja. Ob tem gre za predstavitev nadmorskih višin z nepretrgano in pogosto gladko ploskvijo (Slika 2). Uveljavil se je tudi izraz digitalni model višin (DMV), v katerem so višine predstavljene v obliki pravilnih kvadratastih celic, kjer vsaka celica vsebuje podatek o višini (Z). Mrežna predstavitev ploskve predstavlja funkcionalno ploskev, saj je za katerikoli položaj, določen s koordinatama x in y, podana le ena vrednost Z Funkcionalne ploskve so zvezne, vsaka celica vsebuje namreč le eno vrednost višine ne glede na to, s katere smeri se približujemo izbrani točki. Funkcionalne ploskve so 2,5 razsežne in ne prave trirazsežne ploskve (Childs, 2004). Tako pripravljen sloj je idealen za izvajanje prostorskih analiz, v katere preprosto vključujemo tudi satelitske posnetke. Pomen pojma DMR je bolj splošen in vključuje tudi druge objekte, ki opisujejo ploskev reliefa, kot so linije padnic, točke vrhov ali vrtač (Podobnikar, 2006).



Slika 2: Zapis DMV, kjer paleta sivih vrednosti ustreza različnim vrednostim nadmorskih višin. Prikazuje območje med Kropo in Kamnikom.

Digitalni model reliefa služi človeku kot pripomoček s katerim si pomaga pri predstavljanju področja na katerem živi in se giblje, saj ima na pomanjšanem modelu boljši pregled. Vendar pa model reliefa služi tudi drugim namenom. Iz DMR lahko dobimo model senčenega zemeljskega površja, višinske inske barvne sloje, izohipse in naklone; identificiramo lahko vrhove ali vrtače, grebene, ježe in doline, ravnine in hribovja, rečno mrežo ali izdelamo druge sloje, ki geomorfološko ali vizualno dodatno opisujejo zemeljsko površje; DMR lahko uporabimo pri iskanju paleogeomorfoloških struktur, kot so nekdanje struge rek ali tektonske prelomnice; iz natančnega modela lahko v grobem razberemo celó geološko strukturo tal. Ob prvih zamislih za izdelavo DMR se je porajala predvsem njegova uporabnost za načrtovanje rabe prostora ali posegov vanj, kar je vedno bolj aktualno. Model je uporaben tudi za simulacije plazov, erozije, poplav, osončenosti, vetra, temperature, {irjenja hrupa, za načrtovanje mobilne telefonije, poletov letal ali pa za pravičnejše obdavčenje zemljišč in cestninjenje. Pomaga tudi pri razumevanju naravnega rastja, v kmetijstvu, zdravstvu, pri spreminjanju podnebja, izboljšavi geodetskih zbirk itd. Po drugi strani pa lahko neodvisno od razmislekao zmožnostih uporabe na dovolj kakovostnem DMR opazujemo človekove dejavnosti, kakršni so obsežni obrambni nasipi prazgodovinskih gradišč, in še zlasti najnovejše posege v prostor, kot so kamnolomi in peskokopi, odlagališča odpadkov, železniško omrežje z večjimi nasipi in useki ter cestno omrežje, zlasti avtoceste kot največji in hkrati tudi najbolj opazen poseg v površje. Grajeni objekti, kot so hiše, mostovi in viadukti, na DMR niso zaznavni, saj niso del zemeljskega površja. Vsekakor lahko na zelo natančnem

DMR razpoznavamo detajle, ki so na običajnih topografskih kartah prikazani s posebnimi simboli in ne kot del površja. Skratka, DMR je uporaben skorajda pri vseh naših dejavnostih v prostoru (Podobnikar 2006).

Prve zamisli o izdelavi DMR-ja Slovenije segajo v konec šestdesetih let prejšnjega stoletja. DMR 100, ki so ga začeli izdelovati leta 1973, so dokončali leta 1984 in vzdrževali vse do leta 1997. Leta 1975 je bil izdelan prvi digitalni model reliefa za vso Slovenijo, in sicer DMR 500. Od konca osemdesetih in v devetdesetih letih ni bilo vidnega napredka, v ozadju pa je bilo izdelanih kar nekaj študij. Od leta 1995 do 2005 so izdelovali DMR 25 kot vzporedni proizvod digitalnega ortofota v merilu 1 : 5000. Leta 2000 je bil dokončan t. i. InSAR DMV 25, leta 2005 pa iz geodetskih podatkov različne kakovosti – z metodo integracije obstoječih podatkov – DMR Slovenije z bližnjo okolico, z ločljivostjo posameznih DMV-jev 12,5, 25 in 100 m. Zadnji v vrsti DMR-jev za vso Slovenijo je DMV 5 iz leta 2007, izdelan s prevzorčenjem DMV-ja 12,5 ter s fotogrametrično obdelavo (Podobnikar, 2008).

V raziskovalni nalogi smo uporabili DMV5. Digitalni model višin z ločljivostjo 5 m je bil po naročilu Geodetske uprave RS V izdelan v letu 2007. Izdelava DMV-ja 5 je potekala neodvisno brez upoštevanja smernic vzdrževanja DMR-ja Slovenije. Pri tem niso bili uporabljeni metapodatki, ki za vsako točko opredeljujejo potencialno natančnost DMR-ja Slovenije in hkrati predlagajo območja popravkov modela. Glavne značilnosti izdelanega DMV-ja 5 so naslednje (Podobnikar, 2008):

- DMV 12,5, prevzorčen na ločljivost 5 m kot osnova za izdelavo,
- (stereo)fotogrametrična obdelava prevzorčenega modela na osnovi stereoparov CAS pri uporabi ploskovnih, linijskih in točkovnih CAD-orodij, s katerimi so operaterji lokalno obdelovali DMV 5 na mestih, kjer so ugotovili večja odstopanja, in druge metode,
- delo so opravljali operaterji, ki so bili različno usposobljeni za svoje delo, kar se pozna v
- kakovosti izdelka,
- ocena kakovosti DMV-ja 5 v primerjavi z DMV-jem 12,5:
- statistično (numerično) – če upoštevamo višinsko kakovost podatkov za vso Slovenijo – je
- boljši
- geomorfološko – če upoštevamo večja območja – je DMV 5 slabši, še posebno od DMVja
- 25, in vsebuje več grobih napak

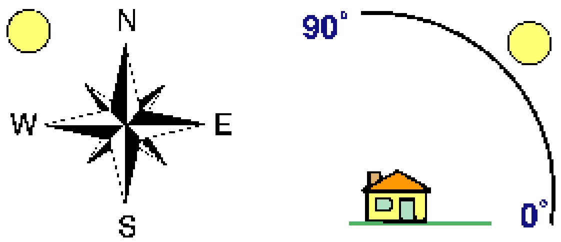
METODE VIZUALIZACIJE RELIEFA

Tehnike vizualizacije trirazsežnih rastrskih podatkov omogočajo pridobivanje pomembnih informacij, ki so v pomoč pri razumevanju in napovedovanju prostorskih pojavov (Zakšek, 2011). Digitalni model višin, prikazan na sliki 2 v dvodimenzionalnem prikazu ne daje dovolj nazorne predstave o razgibanosti površja; svetli toni prikazujejo višja območja, temni pa nižja. Podrobnosti se pokažejo šele, ko model osenčimo in uporabimo ostale pristope analiz, ki so predstavljene v nadaljevanju.

ANALITIČNO SENČENJE

Metoda analitičnega senčenja (angl. hillshading) temelji na hipotetični osvetlitvi ploskve, pri čemer za vsako celico rastra definiramo vrednosti osvetlitve. Namen senčenja reliefa je pridobitev navideznega trirazsežnega videza in dvoprostorske predstave obravnavanega območja, ki bo naravna in intuitivno zaznavna.

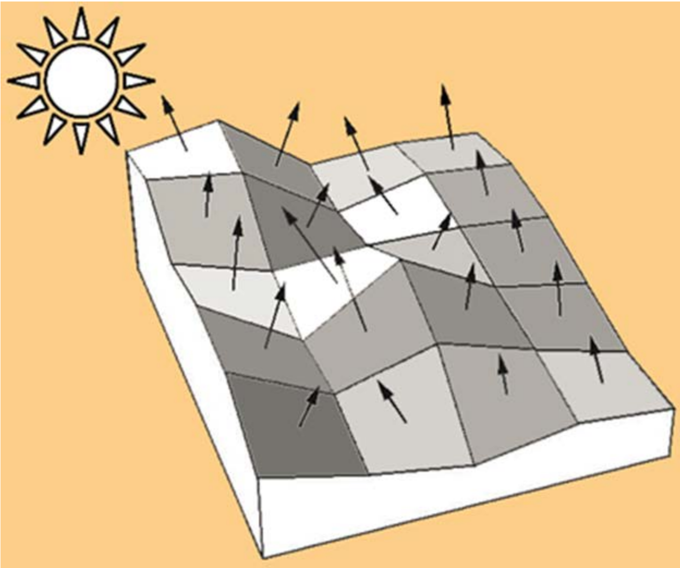
Operacija senčenja se v orodju ArcMap izvede tako, da se orientacija celice (usmerjenost in naklon) primerja z lokacijo vira svetlobe, ki ga določimo z azimutom in višinskim kotom (Slika 3).



Slika 3: Ponazoritev azimuta in višinskega kota svetlobnega vira.

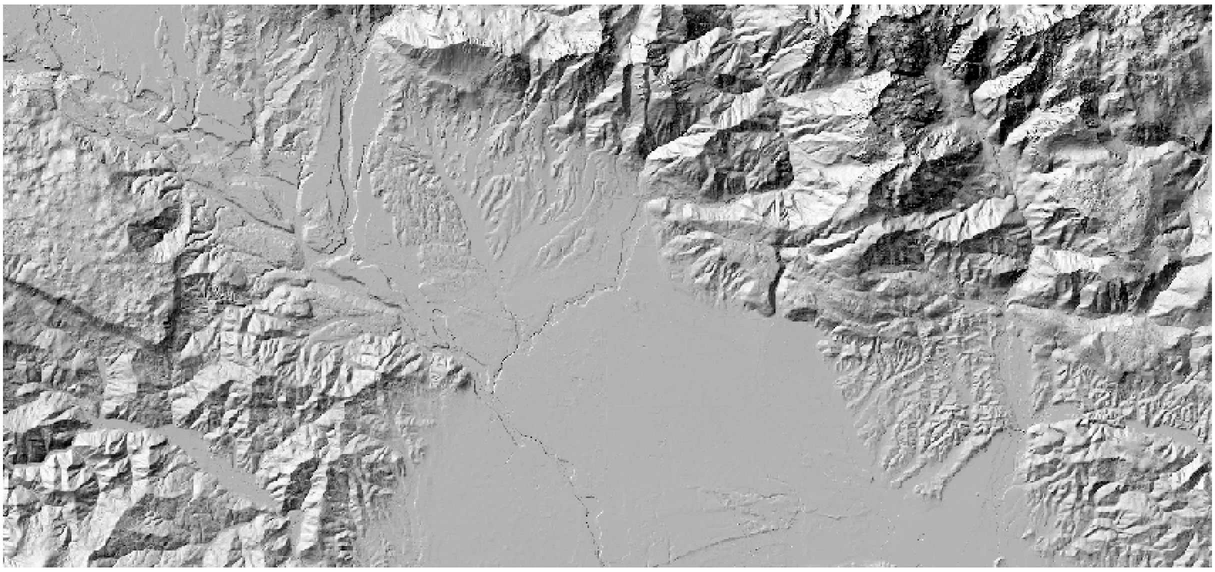
Slika 3: Azimut je kot med smerjo severa in izbrano smerjo v smeri urinega kazalca. Zavzema vrednosti med 0° in 360°. Višinski kot je kot vira osvetlitve nad horizontom. Zazvame vrednosti med 0° in 90°. Nižja vrednost višinskega kota je primerljiva s položajem Sonca v zimskem času, ko je Sonce nizko nad obzorjem.

Celicam, na katere svetloba pade direktno, se pripiše vrednost 255 (bela), celicam, na katere pa svetloba sploh ne pade, se dodeli vrednost 0 (črna). Ostale celice so sive barve, odvisno od količine svetlobe, ki pade nanje (Slika 4).



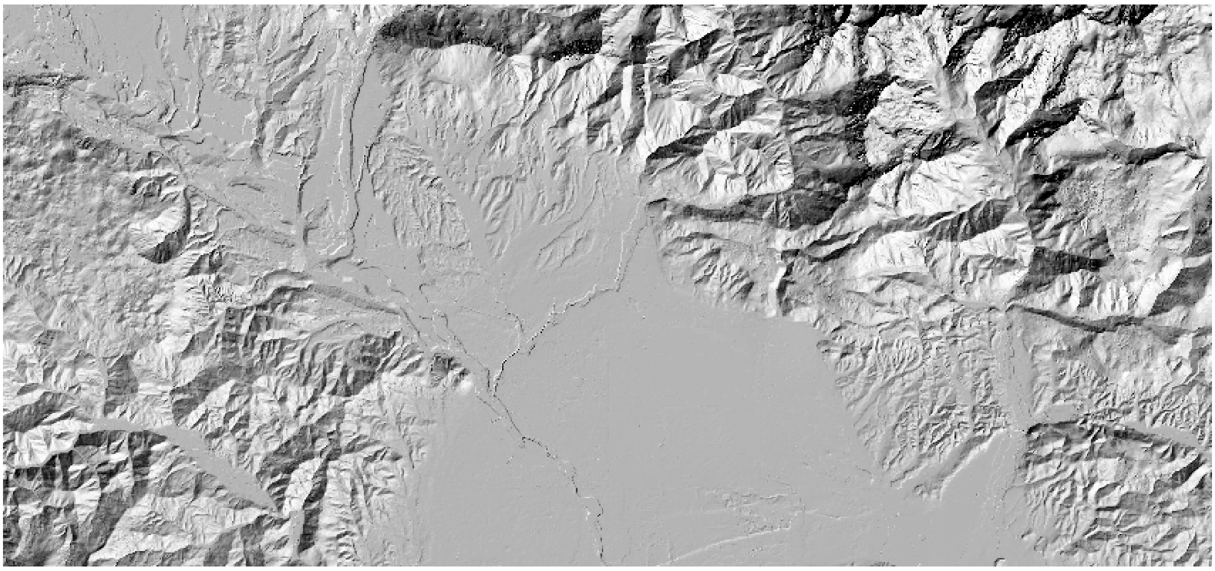
Slika 4: Shematičen prikaz analitičnega senčenja. Metoda predpostavlja vir osvetlitve na neskončni oddaljenosti ter konstantno vrednostjo azimuta in višinskega kota za vse celice v rastrskem sloju digitalnega modela reliefa.

Če spremenimo azimut vira svetlobe, se bodo osvetlile druge celice, spreminjanje višinskega kota pa bo vplivalo na dolžino senc. Oblika reliefa je na osojnih območjih zakrita s sencami, na prisojnih pobočjih pa zaradi kota vpada žarkov podoba reliefa izgubi kontrast (Slika 5).



Slika 5: Senčen digitalni model reliefa. Azimut Sonca znaša 315°, višinski kot pa 45°.

Vpliv postavitve vira svetlobe je zelo velik, saj se na posameznih območjih podoba reliefa zaradi tega popolnoma spremeni. Pri kartografskem senčenju mora vir svetlobe vedno ležati severozahodno, med 270 in 360 stopinjami. Tako dosežemo, da so sence močnejše ob vznožju gora. Izkaže se, da lahko neizkušen uporabnik na takšni podobi razmeroma hitro zazna glavne strukture zemeljskega površja. Če bi vir svetlobe postavili na jug, kjer bi se sonce dejansko nahajalo, bi se sence izrisale na vrhovih gora. Takrat gore zaznamo kot doline in doline kot gore (Slika 6) (Bobnar in sod., 2010).



Slika 6: Senčen digitalni model reliefa. Azimut Sonca znaša 135°, višinski kot pa 45°.

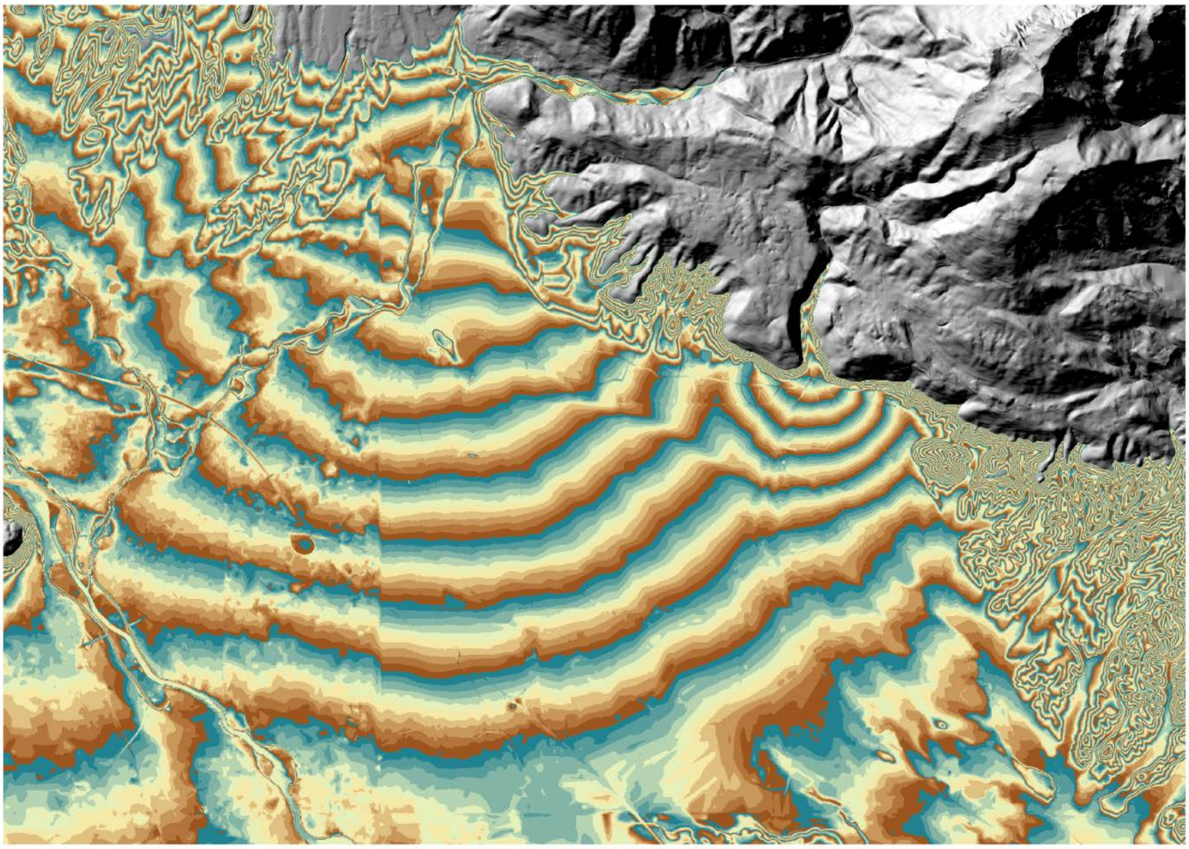
Senčenje ima poleg uporabe v kartografiji tudi analitičen pomen. Sive vrednosti med 0 in 255 si lahko razlagamo kot kazalec izpostavljenosti soncu. Celice z majhno izpostavljenostjo imajo nizke vrednosti (blizu 0), celice z veliko izpostavljenostjo pa visoko vrednost (255). To dejstvo lahko uporabimo pri izgradnji modela primernosti površin za kmetijstvo, za klasifikacijo vegetacije, itd. (Bobnar in sod., 2010).

BIPOLARNO DIFERENCIRANJE

Metoda bipolarnega diferenciranja (angl. height coding with the modulo distribution) razdeli rastrski sloj digitalnega modela reliefa v enako velike višinske pasove in jih obarva glede na višino v posameznem višinskem pasu. Metoda je izredno primerna za analizo nižinskih območij in ravnin, kjer do izraza pridejo manjše spremembe zemeljskega površja. Kot taka je zato, posebej v kombinaciji s senčenim modelom reliefa, lahko odlično izhodišče za izločanje starih kanalov, rečnih vršajev ter prelomov (Kokalj in sod., 2010). Na hribovitem območju lahko vektorska ponazoritev intervalov izhodnega sloja bipolarnega diferenciranja predstavlja plastnice.

V programskem okolju ArcGIS metoda bipolarnega diferenciranja temelji na matematični operaciji modulo. Modulo je v matematiki in računalništvu operacija, ki izračuna ostanek pri celoštevilskem deljenju dveh števil. Vhodni podatek te operacije predstavlja rastrski sloj digitalnega modela reliefa ter celoštevilska vrednost števila, s katerim želimo deliti vrednosti celic sloja reliefa. Vrednost delitelja izberemo glede na karakteristike površja, ki ga obravnavamo. V kolikor bi radi orisali ravninske značilnosti uporabimo manjšo številko, saj so višinske razlike v teh področjih načeloma majhne. Izbira večjega števila delitelja ter s tem intervalov naredi končno podobo nepregledno in manj primerno za nadaljnje analize.

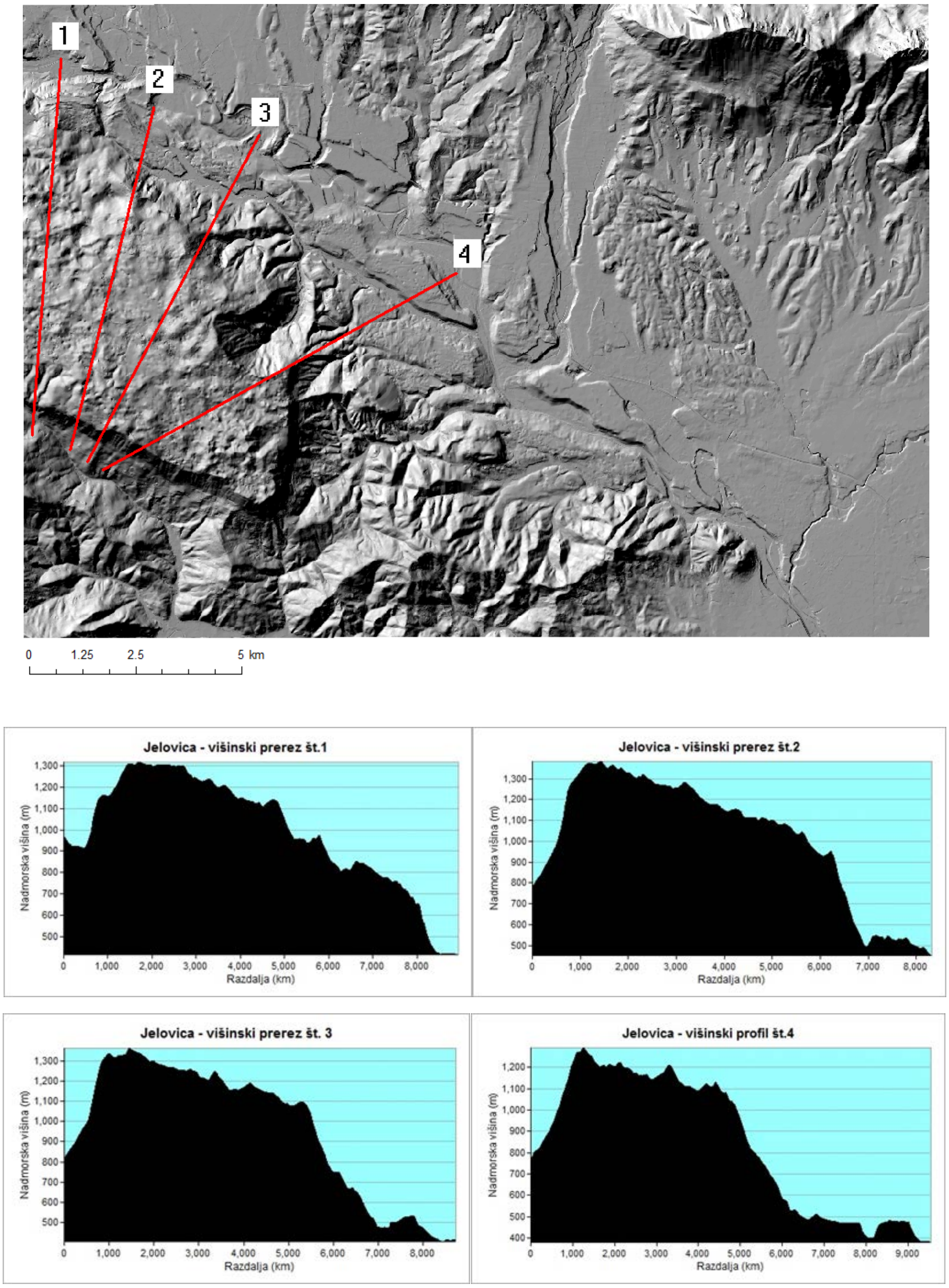
Slika 7 predstavlja primer izhodnega sloja računske operacije v ArcGIS. Na sliki lahko vidimo, da se barvna intervalna shema ponovi v vsakem pasu. Ekvidistanca oz. interval posamezne lestvice je v tem primeru znašala 5 m. Na sliki so prav tako dobro vidne karakteristike in razsežnost obsežnega vršaja reke Kokre, Cerkljanski prelom ter železnica. Podoba razkrije tudi pojav napake v vhodnem sloju digitalnega modela reliefa. Ta artefakt v podatkih se pojavi v obliki ravne črte na območju vršaja reke Kokre. Metoda bipolarnega diferenciranja oz. prikaz z diskromatsko barvno lestvico je tako lahko orodje za kontrolo videza izdelanega digitalnega modela reliefa.



Slika 7: Prikaz digitalnega modela reliefa z metodo bipolarnega diferenciranja.

VIŠINSKI PROFILI

Izris višinskih profilov omogoča prikaz spremembe nadmorske višine v odvisnosti od razdalje. Slika 8 prikazuje območje prerezov skozi kraško planoto Jelovica ter pripadajoče prečne profile. Razvidno je, da Jelovica predstavlja obsežno planoto, ki je nagnjena proti severovzhodu. Uporaba višinskih profilov lahko torej razkrije dodatne karakteristike struktur na zemeljskem površju, ki so nam v pomoč pri interpretaciji procesov v geološki preteklosti.



Slika 8: Višinski prerez skozi Jelovico.

Paleonapetosti

Izraz 'paleo-napetosti' vsebuje grški koren '*palaios (παλαιός)'*, kar pomeni '*star, starodaven'*. Iz tega bi lahko povzeli, da so *paleonapetosti* napetostna stanja, ki so se pojavljala oz. delovala v starejših geoloških obdobjih. Delovanje teh paleonapetosti je v preteklosti povzročilo pokanje in prelamljanje kamnin. Nastali so prelomi, ob katerih so se bloki kamnin gibali drug ob drugem. Večina sledečih podatkov je po Žaloharju (2001, 2008) ter Vrabcu (2001).

Analiza paleonapetosti

Analiza paleonapetosti vključuje dinamsko in kinematsko analizo zdrsov ob prelomnih ploskvah. Meritve, potrebne za ta postopek, obsegajo usmerjenosti (orientacije) preloma, vpad prelomne ploskve, vpad drs na prelomni ploskvi in določitev smeri premika ob prelomu.
Cilj analize je določitev *tenzorjev napetosti*, s katerimi lahko pojasnimo smer premika ob prelomih, ki so bili aktivni v različnih tektonskih napetostnih stanjih. Tenzor napetosti vsebuje podatke o orientaciji in velikosti glavnih napetosti. Njegovo točno definicijo bomo podali v matematični obravnavi.

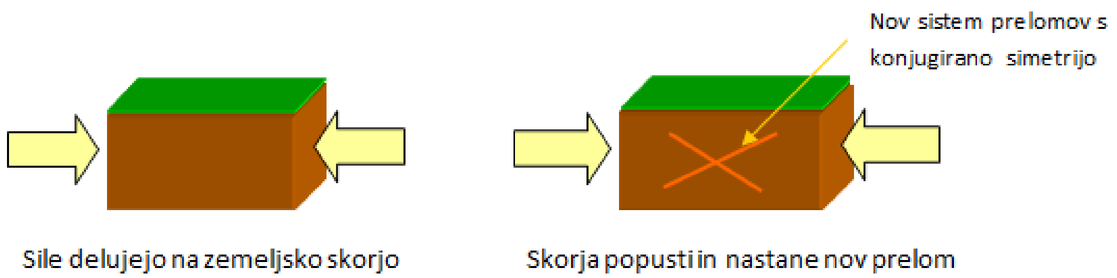
Običajno so bila v geološki preteklosti na nekem ozemlju prisotna številna napetostna stanja, ki so spremljala različne faze deformacij ali tudi tektonske faze. V *fazi deformacij* prihaja do bolj ali manj intenzivnih premikov ob prelomih in hkratne izmenjave smeri delovanja glavnih napetosti. Pogosto se zgodi, da smer maksimalne kompresije ozemlja ostaja konstantna, smeri srednje in minimalne kompresije pa se medsebojno izmenjujeta.
Iz sprememb, ki nastanejo tekom različnih faz deformacij lahko sklepamo na različne *tektonske faze*. Zanje je namreč značilen točno določen tip tektonike (npr. Kompresija v smeri N-S), prisotna pa so različna napetostna stanja z značilno orientacijo in smerjo delovanja glavnih napetosti. Tako stanje vztraja do nove tektonske faze, ko se spet vzpostavi nova orientacija in smer delovanja glavnih napetosti.
Z analizo paleonapetosti lahko ugotovimo, kateri prelomi so nastali v eni posamezni fazi. Takšne skupine prelomov imenujemo homogeni sistemi prelomov. Običajno prelomi v kamninah pripadajo različnim fazam deformacij, zato jim pravimo heterogeni sistemi prelomov. Z analizo paleonapetosti ugotovimo in ločimo posamezne faze deformacij oziroma tektonske faze med seboj.

ANALIZA PRELOMOV

Prelomi v kamninah nastanejo zaradi delovanja različno usmerjenih sil v zemeljski notranjosti in površju (Slika 9). Velike napetosti najprej povzročijo, da kamnine počijo. Če se na mestu pokanja ne zgodi noben premik, govorimo o *razpoki* (Goldstein in Marshak, 1988).

Največkrat pa sile, ki so povzročile nastanek razpoke, delujejo še naprej. Tako pride do zdrsa ene strani relativno glede na drugo vzdolž prelomne ploskve. To se zgodi v smeri strižnih napetosti. V takem primeru govorimo o *prelomih.*

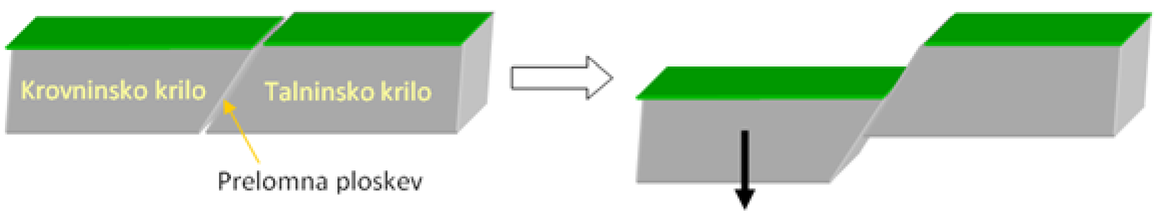
Prelomi nastajajo in drsijo v vseh smereh. Lahko so veliki vse od enega metra in imajo komaj opazne premike, pa do stotin kilometrov dolgih prelomnic, kot je slavna San Andreas (pribl. 1300km) v Kaliforniji.



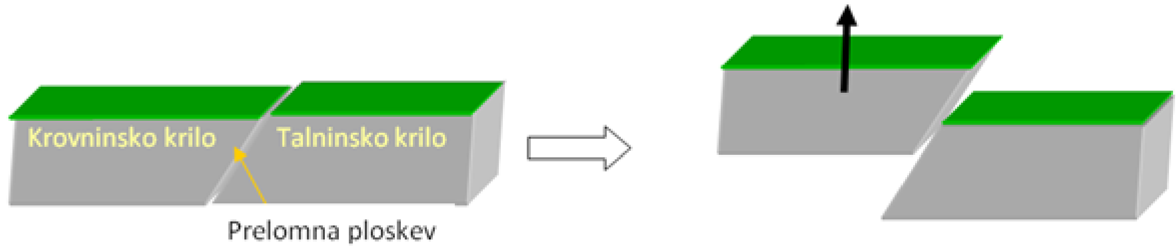
Slika 9: Shema procesa prelamljanja zemeljske skorje.

Prelome glede na orientacijo delimo na tri osnovne tipe: **normalni** (Slika 10), **reverzni** (Slika 11) **in zmični prelom** (Slika 12). Določamo jih glede na smer *premika* enega bloka kamnin glede na drugega (Ghosh, 1993; Roberts, 1996).

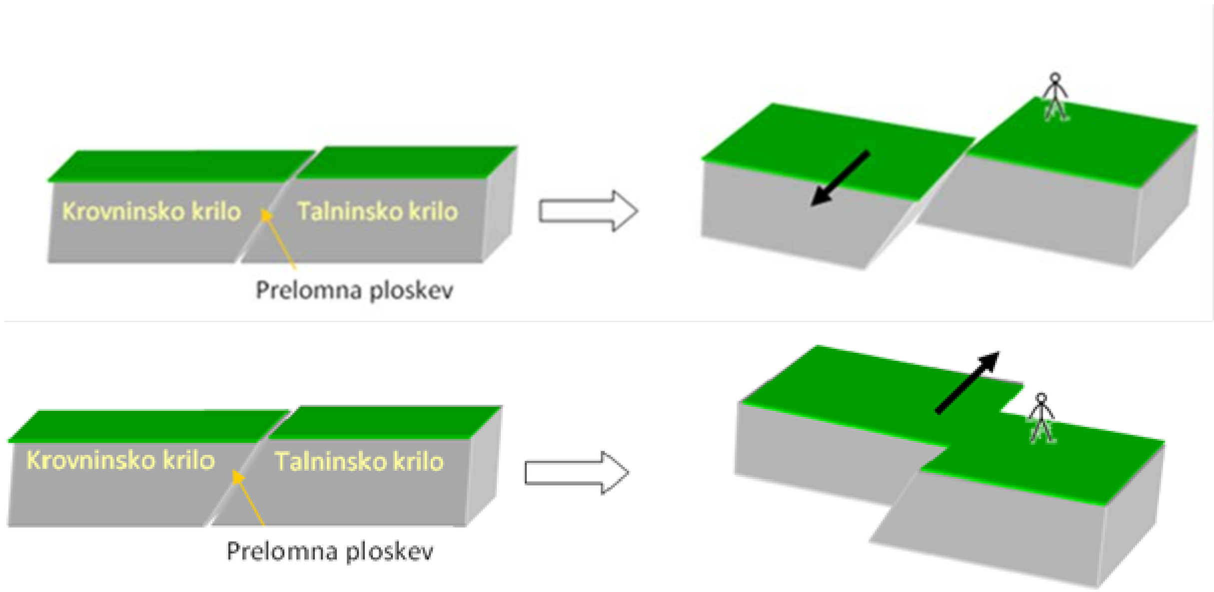
Premik opredelimo kot relativni premik enega bloka preloma v primerjavi z drugim, pri tem pa naše gledišče postavimo na tisti del, ki je za nas spodnji. Spodji del preloma poimenujemo *talninski*, zgornji pa *krovninski*.



Slika 10: Normalni prelom: Krovninsko krilo (nad prelomno ploskvijo) se je relativno spustilo glede na talninsko (pod prelomno ploskvijo).



Slika 11: Reverzni prelom: Krovninsko krilo (nad prelomno ploskvijo) se je relativno dvignilo glede na talninsko (pod prelomno ploskvijo).



Slika 12: Zmični prelom: Horizontalen premik ob prelomu. Glede na mesto opazovalca (na talninskem krilu) je lahko desnozmični (prvi primer) ali levozmični (drugi primer).

Premiki ob prelomih so seveda lahko tudi poševni. V tem primeru jih označujemo kot npr. levo-reverzne, desno-normalne…

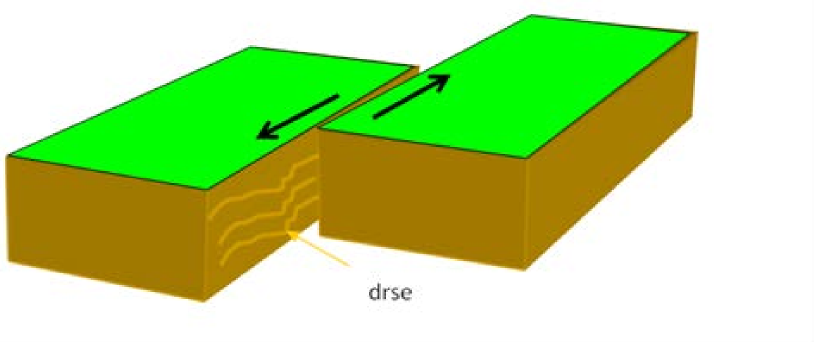
UGOTAVLJANJE SMERI PREMIKA

Ko bloka preloma drsita, drug na drugem puščata značilne sledi. Te so posledice velikega trenja med premikanjem.

Najpogostejša oblika sledi so t.i. *drsne lineacije* oz. *drse* (Slika 13). Nastanejo na dva načina:

1. Ko se manjši kosi kamnin, ujeti med prelomnima ploskvama obeh blokov, drgnejo ob ploskvi in na njih puščajo značilne raze.
2. V razpoki na prelomu se formirajo vlaknasti minerali – vlakna rastejo v smeri premika.

Na podlagi drsnih lineacij lahko ugotavljamo le *usmerjenost* premika, ne pa tudi dejanske smeri. Lahko denimo ugotovimo, da je bil prelom zmičen, ploskvi sta recimo drseli druga ob drugi v smeri vzhod – zahod, vendar pa ne moremo ugotoviti, ali v levo ali desno.

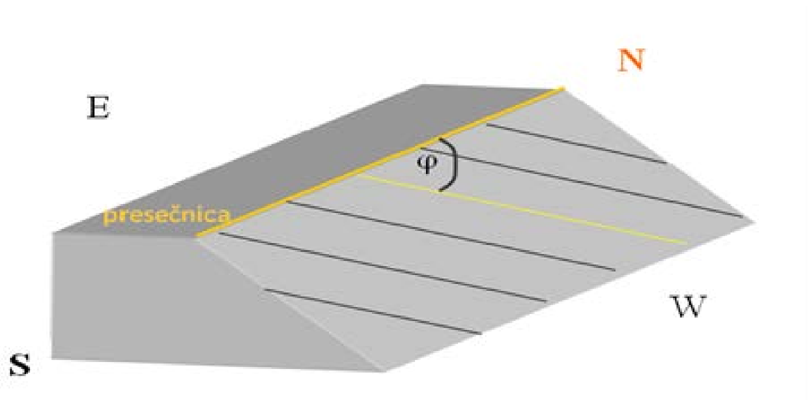


Slika 13: Nastanek drsnih lineacij.

MERJENJE NAKLONA DRSNIH LINEACIJ

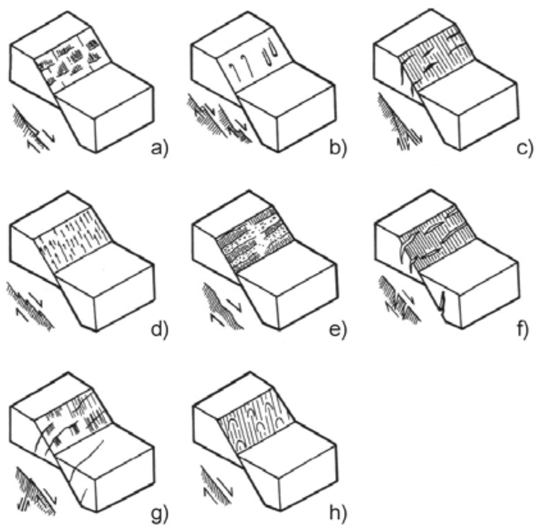
Odklon drsnih lineacij definiramo kot *kot*, ki ga drsne lineacije oklepajo s presečnico ravnine preloma in horizontalne ravnine. Kot lahko zavzame vrednosti od 0 do 90°, k podatku pa moramo vnesti še smer neba, od katere merimo (N – sever, S – jug, W – zahod, E – vzhod).

Primer: 40 N (Slika 14):



Slika 14: Merjenje naklona drsmih lineacij.

Dejansko smer vektorja premika lahko ugotovimo na podlagi opazovanja še drugih struktur na in ob drsnih ploskvah. To so npr. značilne akrecijske oblike kristalnih vlaken (posledica strganja) in orientacija *spremljajočih oz.sekundarnih razpok*. Take strukture se imenujejo *kinematski indikatorji* (Slika 15) (Doblas, 1998).



a) akrecijske stopnjaste mineralne tvorbe

b) sledi tektonskega vleka zrn

c) Riedlove razpoke

d) stilolitski zobci (slikoliti)

e) izmenjavanje gladkih in hrapavih ploskev

f) natezne razpoke

g) konjugirane strižne razpoke,

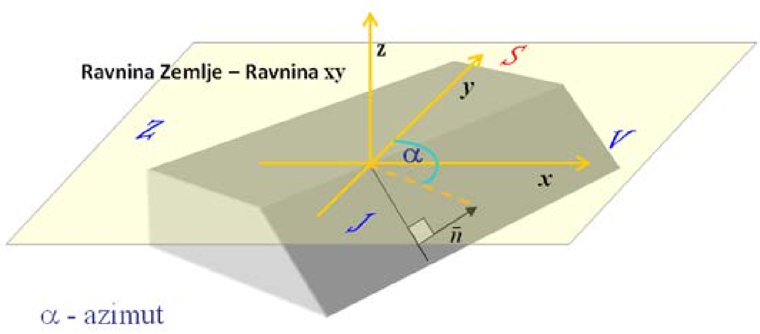
h) lunaste razpoke

Slika 15: Kinematski indikatorji – obstaja več različnih oblik kinematskih indikatorjev, ki jih uporabljamo kot kriterij za določanje smeri premika

MERJENJE ORIENTACIJE PRELOMOV

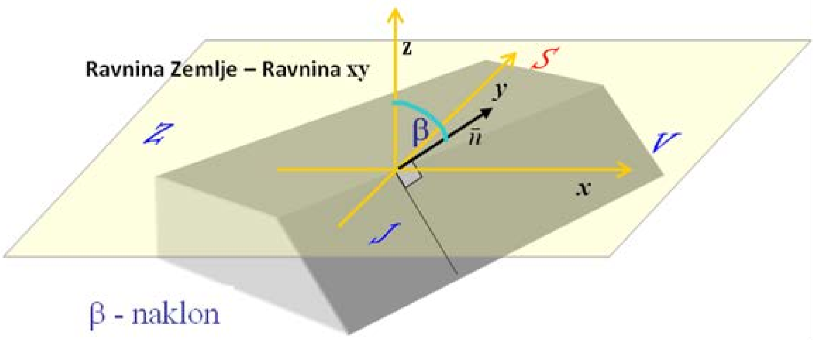
Orientacijo prelomov in smer premika posameznih delov lahko ponazorimo v lokalnem kartezičnem koordinatnem sistemu. Os *x* kaže od izhodišča proti vzhodu, os *y* proti severu in os *z* navpično navzgor. Orientacijo preloma izmerimo s pomočjo geološkega kompasa, in sicer z elementi vpada: Z *azimutom* in *naklonom.*

Azimut je definiran kot *kot* med osjo *y* in projekcijo normale preloma $\vec{n}$ (pravokotnica na ravnino preloma) na ravnino *xy* v smeri urinega kazalca (Slika 16). Lahko zavzame vrednosti od 0 do 360°.



Slika 16: Azimut je definiran kot kot med osjo y in projekcijo normale preloma   (pravokotnica na ravnino preloma)

Naklon je definiran kot kót med prelomno ploskvijo in ravnino *xy*, oz. kot kót med normalo in osjo *z* (Slika 17). Zavzame lahko vrednosti od 0 do 90°.



Slika 17: Naklon je definiran kot kot med prelomno ploskvijo in ravnino xy, oz. kot kot med normalo in osjo z. Zavzame lahko vrednosti od 0 do 90°.

KINEMATSKA IN DINAMSKA ANALIZA MERITEV ZDRSOV OB PRELOMNIH PLOSKVAH – RAČUNANJE PALEONAPETOSTNIH STANJ

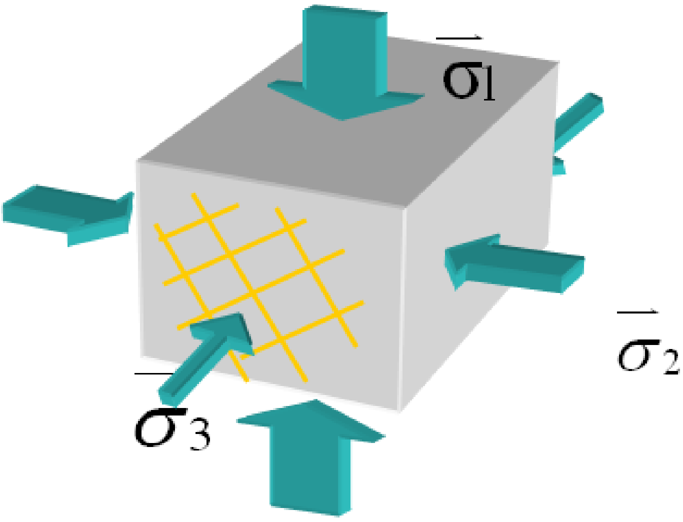
Vhodni podatek za kvantitativne napetostne in deformacijske analize so meritve zdrsov ob prelomnih ploskvah. Te obsegajo:

1. Meritev smeri vpada prelomne ploskve (azimut),
2. Meritev nagiba prelomne ploskve,
3. Meritev vpada drs na prelomni ploskvi,
4. Določitev smeri premika oziroma tipa preloma (normalni, reverzni, levo- ali desno-zmični, poševni),
5. Zanesljivost določitve tipa preloma (C – zanesljivo, P – verjetno, S – hipotetično, * - smer premika ni znana),
6. Utežni faktor (pomembnost posamezne meritve).

Napetosti v zemeljski skorji lahko opišemo z napetostnim tenzorjem $\underline{\underline{\sigma}}$, ki ga zapišemo kot:

$$\underline{\underline{\sigma}} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \tag{1}$$

σ_1, σ_2 in σ_3 so lastne vrednosti tenzorja napetosti. Lastne vektorje $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ in $\vec{\sigma}_3$ imenujemo glavne osi napetosti. $\vec{\sigma}_1$ je vektor maksimalne kompresije, $\vec{\sigma}_2$ vektor srednje kompresije in $\vec{\sigma}_3$ vektor minimalne kompresije. Andersenova teorija pravi, da je zemeljsko površje glavna napetostna ravnina, zato dve izmed glavnih napetosti vedno delujeta v horizontalni smeri, tretja pa je vertikalna. Glavne napetosti so tako med seboj pravokotne (uredimo jih v lastni koordinatni sistem) (Jaeger in Cook, 1969; Ghosh, 1993) (Slika 18).



Slika 18: Glavne napetosti so med seboj pravokotne.

Napetost na prelomni ploskvi z normalo $\vec{n} = (n_1, n_2, n_3)$ je:

$$\vec{\sigma} = \underline{\underline{\sigma}}\vec{n} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11}n_1 + \sigma_{12}n_2 + \sigma_{13}n_3 \\ \sigma_{21}n_1 + \sigma_{22}n_2 + \sigma_{23}n_3 \\ \sigma_{31}n_1 + \sigma_{32}n_2 + \sigma_{33}n_3 \end{pmatrix} \tag{2}$$

MOHROVA REPREZENTACIJA NAPETOSTI

Stanje napetosti v kamninah reprezentiramo z Mohrovo reprezentacijo, ki je zelo pregleden način grafičnega prikaza napetosti v kamninah (Jaeger in Cook, 1969). Zaradi enostavnosti in preglednosti jo mnogo uporabljamo ne samo v mehaniki kamnin, temveč tudi pri analizi paleonapetosti. Mohrova reprezentacija znatno poenostavi tudi razumevanje procesov prelamljanja.

Najprej si poglejmo dvodimenzionalen primer. Osi *x* in *y* izberemo v smeri glavnih osi napetosti, in sicer $\vec{\sigma}_1$ vzdolž osi *x* in $\vec{\sigma}_2$ vzdolž osi *y*. To pomeni, da tenzor napetosti zapišemo kot

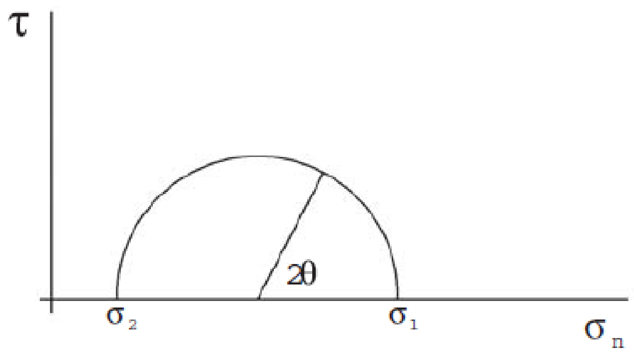
$$\underline{\underline{\sigma}} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 \\ 0 & \sigma_2 \end{pmatrix} \tag{3}$$

Pri tem naj bo $\sigma_1 > \sigma_2$. Napetost na neki namišljeni prelomni ploskvi z normalo $\vec{n} = (\cos\theta, \sin\theta)$ je $\vec{\sigma} = \underline{\underline{\sigma}}\vec{n} = (\sigma_1 \cos\theta, \sigma_2 \sin\theta)$. Tu je θ kot med normalo in osjo $\vec{\sigma}_1$ oz. *x*. Napetost $\vec{\sigma}$ lahko razstavimo na **normalno napetost** σ_n in **strižno napetost** τ (Jaeger in Cook, 1969)**:**

$$\sigma_n = \left(\underline{\underline{\sigma}}\vec{n}, \vec{n}\right) = \sigma_1 \cos^2\theta + \sigma_2 \sin^2\theta = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\cos 2\theta, \tag{4}$$

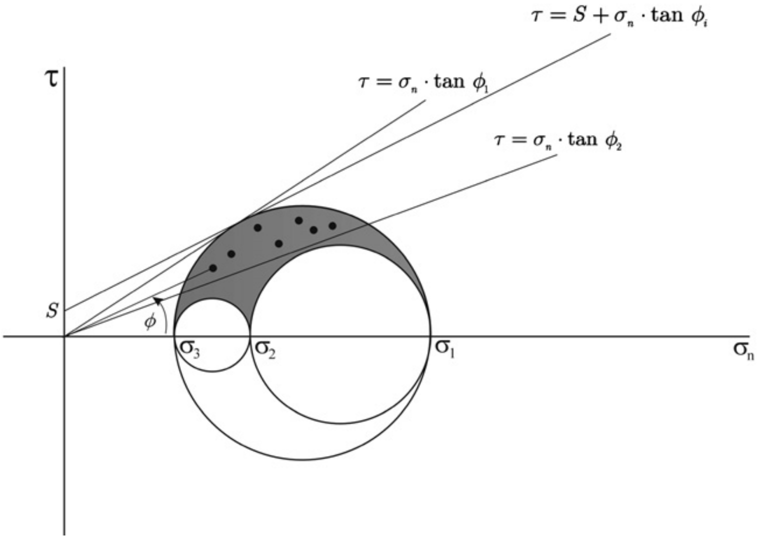
$$\tau = \left(\underline{\underline{\sigma}}, \vec{t}\right) = (\sigma_1 - \sigma_2)\sin 2\theta, \tag{5}$$

Kjer je $\vec{t} = (\sin\theta, -\cos\theta)$ vektor pravokoten na normalo $\vec{n}$. Vidimo, da na ravnini σ_n, τ točka, ki predstavlja stanje napetosti na izbrani ploskvi, leži na krožnici s središčem $1/2(\sigma_1 + \sigma_2)$ in s premerom $(\sigma_1 - \sigma_2)$. To krožnico imenujemo **Mohrova krožnica (Slika 19).**



Slika 19**:** Mohrov diagram v dveh dimenzijah. Predznak strižne napetosti vpliva le na njeno smer, zato nas pri Mohrovi konstrukciji zanima le velikost strižne napetosti τ .

Konstrukcija Mohrovega diagrama v treh dimenzijah je nekoliko bolj zapletena. V tem primeru imamo tri Mohrove krožnice (Slika 20). Če leži normala $\vec{n}$ v ravnini $\sigma_1\sigma_2$, leži pripadajoča točka na Mohrovem diagramu na krožnici s središčem $1/2(\sigma_1 + \sigma_2)$ in premerom $(\sigma_1 - \sigma_2)$. Če leži normala $\vec{n}$ v ravnini $\sigma_2\sigma_3$, leži pripadajoča točka na Mohrovem diagramu na krožnici s središčem $1/2(\sigma_2 + \sigma_3)$ in premerom $(\sigma_2 - \sigma_3)$. Če ima normala kako bolj splošno orientacijo, lego točke na Mohrovem diagramu določata dva kota ϕ in θ, ki jih normala $\vec{n}$ oklepa z osjo σ_1 oziroma σ_3.



Slika 20: Mohrov diagram v treh dimenzijah prikazuje normalno in strižno napetost na prelomnice (črne 'Mohrove točke'). σ_1, σ_2 in σ_3 predstavljajo glavne napetosti, S pa je kohezija.

NAPETOSTI V ZEMELJSKI SKORJI

Napetosti v kamninah v zemeljski skorji so posledica več različnih procesov in pojavov. Omenimo napetosti zaradi gravitacije, tektonske napetosti, strukturne napetosti in rezidualne napetosti.

Napetosti zaradi gravitacije so posledica lastne teže kamnin in naraščajo z globino. Horizontalne napetosti so (če ni deformacije v horizontalni smeri) približno tretjina vertikalnih (Jaeger in Cook, 1969). Na globini 100 m v kamnini z gostoto npr. 2500 kg/m^3 znašajo vertikalne napetosti okoli 2,5 MPa, horizontalne napetosti pa približno 0,8 MPa. Na globini 10 km pa znašajo vertikalne oziroma horizontalne napetosti okoli 250 MPa in 80 MPa.
V splošnem površje Zemlje ni ravno. Natančnih analitičnih rešitev, kakšne napetosti so zaradi gravitacije v kamninah, ne moremo izračunati (Jaeger in Cook, 1969). Lahko si pomagamo npr. s fotoelastičnimi modeli ali pa z metodo končnih elementov. Analitično lahko rešimo le kake zelo preproste primere.
Površina zemeljske skorje je prosta površina in ne more prenašati strižnih napetosti. Zato mora biti ena lastna os tenzorja napetosti pravokotna na površino. Z globino (Jaeger in Cook, 1969) vpliv neravnega površja hitro pojenja. Ena lastna os postane vertikalna, kot v primeru ravnega površja. Takšno usmerjenost glavnih smeri napetosti oz. lastnih osi tenzorja imenujemo **Andersonova napetostna stanja** (Jaeger in Cook, 1969; Angelier, 1994; Fry, 1999).

Tektonske napetosti so posledica premikanja in interakcij litosferskih plošč in hitrostnih polj pod zemeljsko skorjo v zunanjem plašču (Tikoff in Wojtal, 1999). Te napetosti so **glavni vzrok**

nastajanja prelomov in premikanja ob njih (Jaeger in Cook, 1969; Tikoff in Wojtal, 1999). Recentni premiki se manifestirajo kot potresi.

Strukturne napetosti: Prisotnost anizotropij v zemeljski skorji, kot so npr. prelomi, razpoke, razne votline itd., lahko lokalno močno vpliva na napetostno polje, kar pripišemo strukturnim napetostim.

Rezidualne napetosti so definirane kot 'ujete' napetosti, povezane z zgodovino kamnine. Takšne napetosti se pojavljajo tako v mikro- kot v makro-merilu (Jaeger in Cook, 1969). Primer rezidualnih napetosti so npr. napetosti, ki nastanejo kot posledica spremembe volumna dela kamnin v zemeljski skorji zaradi denimo kemijskih reakcij (absorbcija ali izguba vode) in npr. segrevanja kamnin pri metamorfozi (Jaeger in Cook, 1969).

OSNOVNE TEORIJE O NASTANKU PRELOMOV

Nastajanje prelomov, družin prelomov ter različnih sistemov prelomov poskušajo pojasniti številni modeli. Kljub temu ne obstaja enotna teorija, ki bi veljala v vseh primerih (Ghosh, 1993). Rezultati laboratorijskih poskusov kažejo, da lahko govorimo o dveh vrstah prelamljanja:

a) Prelamljanje glede na napetostne robne pogoje
b) Prelamljanje glede na deformacijske robne pogoje.

Če poteka prelamljanje glede na napetostne robne pogoje, so napetosti neodvisni parameter, deformacije pa so odgovor materiala na napetosti v njem. V primeru, če se prelamljanje odvija glede na deformacijske robne pogoje, pa so deformacije neodvisni parameter. Pri tem se v kamnini vzpostavijo takšne napetosti, da se deformacija kar najlažje izvrši s premiki ob prelomih (Tikoff in Wojtal, 1999).

Razumevanje rezultatov laboratorijskih poskusov je za razumevanje prelomov v naravi temeljnega pomena. V laboratoriju lahko namreč kontroliramo napetostne in deformacijske robne pogoje in jih povežemo z geometrijo nastalih prelomov in razpok (Angelier, 1994). Te študije so temelj pri ugotavljanju napetosti, ki so povzročile nastanek prelomov v zemeljski skorji.

V sledečih poglavjih se bomo omejili le na prelamljanje glede na napetostne robne pogoje, saj študije kažejo, da tako v primeru prelamljanja glede na na deformacijske kot tudi na napetostne robne pogoje veljajo enake fizikalne zakonitosti (Oertel, 1965; Rechtez, 1978, 1983; Kranz, 1988), razlika je le v neodvisnem parametru.

(RE)AKTIVACIJA PLANARNIH DISKONTINUITET V KAMNINI: DIREKTNI PROBLEM

Prelomi v zemeljski skorji lahko nastanejo v določeni tektonski fazi bodisi na novo (**neoformirani** ali **novotvorjeni prelomi**), bodisi z (re)aktivacijo že obstoječih planarnih diskontinuitet (prelomi iz starejših tektonskih faz, razpoke, ploskve plastnatosti…). V tem primeru govorimo o **reaktiviranih ploskvah** ali o **reaktiviranih prelomih**. V tem poglavju si poglejmo, kako pride do premikov ob reaktiviranih ploskvah glede na napetostne robne pogoje. Napetosti bomo torej smatrali za neodvisen parameter.

Osnovni pogoj, da na neki planarni diskontinuiteti lahko pride do premika je:

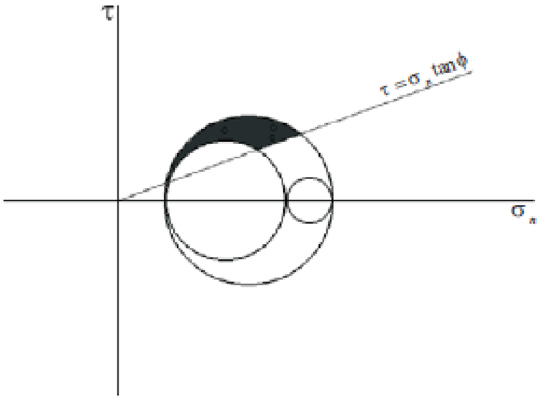
$$\tau = \mu\sigma_n = \tan\phi\ \sigma_n \tag{6}$$

Tu je τ strižna napetost, σ_n normalna napetost, μ je koeficient (navadnega) trenja, ϕ pa je kot (navadnega) trenja. Koeficient (navadnega) trenja ima pri kamninah najpogosteje vrednosti med 0,3 in 1 (Engelder in Marshak, 1988; Agelier, 1989). Zgornja zveza je znana kot **Amontonov zakon trenja**. Ta enačba velja v kompresijskih napetostnih stanjih, kjer je normalna napetost σ_n pozitivna (kompresija). Prelomi v naravi so večinoma nastali v takšnih napetostnih stanjih, kjer je bila normalna napetost pozitivna (Jaeger in Cook, 1969; Sibson, 1985; Ranalli in Yin, 1990, 1992).

Pri neizotropnih prelomih imamo na prelomnih ploskvah razne geometrijske nepravilnosti. Te so lahko vidne s prostim očesom ali pa tudi ne. Ne glede na njihovo velikost vse nepravilnosti na prelomni ploskvi efektivno povzročijo povečanje koeficienta trenja (Jaeger in Cook, 1969). Pogoj, da na neki planarni diskontinuiteti lahko pride do premika, zapišemo takole:

$$\tau \geq \mu\sigma_n \tag{7}$$

Na Mohrovem diagramu Amotonov zakon predstavlja premico (Slika 21). Do premika pride, če pripadajoča točka, ki predstavlja stanje napetosti na diskontinuiteti, leži nad to premico. V nasprotnem primeru je diskontinuiteta stabilna.



Slika 21: Do premika na neki planarni diskontinuiteti pride, če pripadajoča točka na Mohrovrm diagramu, ki predstavlja stanje napetosti na tej diskontinuiteti, leži nad premico $\tau = \sigma_n \tan\phi$ (Amotonov zakon). Točka mora torej ležati znotraj potemnjenega območja.

Naslednje vprašanje je, v kateri smeri se bo premik izvršil. To vprašanje je t. i. **direktni problem**. Vsi postopki za ugotavljanje paleonapetosti na podlagi merjenja orientacije prelomov in smeri premikov ob njih temeljijo na ugotovitvah povezanih s tem problemom.

Vprašanje, kakšna je smer premika ob neki razpoki, če so znani napetostni robni pogoji, je zahtevno. V kamnini imamo planarno diskontinuiteto, kar pomeni, da nimamo opraviti s kontinuumom. Analitično na to vprašanje ni možno odgovoriti brez precejšnjih poenostavitev (Dupin et al., 1993; Pollard et al., 1993). V celotno geometrijo je treba vgraditi zaželjeno diskontinuiteto in upoštevati, da le-ta povzroči precejšnjo nehomogenost napetostnega polja. Pri reševanju tega problema si lahko pomagamo z numeričnimi metodami, npr. z metodo končnih elementov. Rezultati takšnih numeričnih modeliranj so pokazali, da kljub diskontinuiteti v kamnini lahko uporabimo enačbe mehanike kontinuov (Dupin et al., 1993). Uporaba enačb mehanike kontinuov je v tem primeru sicer očitna poenostavitev, vendar daje smiselne rezultate.

Numerična modeliranja ter opazovanje v naravi kažejo, da na smer premika ob prelomih v zemeljski skorji vplivajo predvdem tektonske napetosti $\underline{\underline{\sigma_t}}$ (Dupin et al., 1993; Pollard et al., 1993). In sicer velja:

$$\vec{s} \approx \frac{\vec{\tau_t}}{\| \tau_t \|}, \tau_t = \underline{\underline{\sigma_t}}\vec{n} - \left(\underline{\underline{\sigma_t}}\vec{n}, \vec{n}\right)\vec{n}, \tag{8}$$

Kjer je $\vec{\tau}_t$ 'tektonska' strižna napetost na prelomni ploskvi, $\vec{s}$ pa je smer premika ob prelomu. Pri tem mora biti normala preloma $\vec{n}$ definirana tako, da kaže 'v Zemljo', sicer sta si $\vec{s}$ in $\vec{\tau_t}$ ravno nasprotna (Yamaji, 2000). Zgornja zveza je znana pod imenom **Wallace-Bottova hipoteza**. Po tej hipotezi naj bi bil vpliv nehomogenosti napetostnega polja zaradi strukturnih in rezidualnih napetosti, ter napetosti zaradi gravitacije in vseh drugih nepravilnosti v kamninah zanemarljiv v primerjavi s tektonskimi silami na prelomnih ploskvah. Smer premika ob prelomu po Wallace-Bottovi hipotezi kaže na smer tektonske strižne napetosti $\overrightarrow{\tau_t}$. Wallace-Bottova hipoteza dobro velja v primerih, če so tektonske strižne napetosti velike. To pomeni, da prelomna ploskev ni približno pravokotna na kako od glavnih smeri napetosti (Dupin et al., 1993).

MOHROVA HIPOTEZA

V prejšnjem poglavju smo obravnavali tektonsko (re)aktivacijo obstoječih planarnih diskontinuitet v kamnini. Lahko pa nastanejo v kamnini tudi nove prelomne ploskve oziroma t. i. **neoformirani ali novotvorjeni prelomi** (Angelier, 1989). Novotvorjeni prelomi nastanejo:

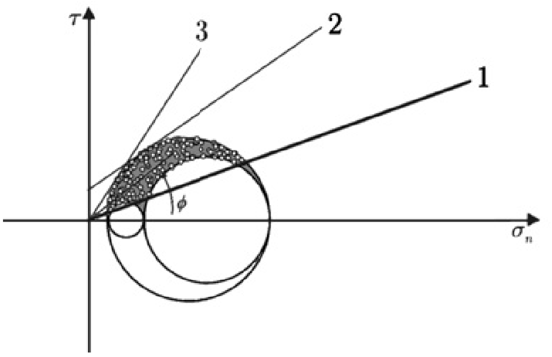
- V 'sveži', še neprelomljeni kamnini
- Kadar imajo obstoječe diskontinuitete neugodno orientacijo glede na glavne smeri napetosti in je energetsko lažji nastanek novih porušitev kot pa drsna aktivacija starih

Obstajajo številne teorije, ki poskušajo pojasniti nastanek novotvorjenih prelomov. V tem poglavju se omejimo le na **Mohrovo hipotezo**, ki se dobro ujema z opazovanji v naravi in laboratoriju (Jaeger in Cook, 1969).

Mohrova hipoteza pravi, da novotvorjene prelomne ploskve zavzamejo takšno orientacijo glede na glavne smeri napetosti, da je na njih izpolnjena določena povezava med strižno in normalno napetostjo:

$$\tau = f(\sigma_n) \tag{9}$$

Ponavadi to funkcijo poenostavljeno reprezentiramo kar z linearno funkcijo, ki na Mohrovem diagramu predstavlja premico (Jaeger in Cook, 1969; Angelier, 1989). Primer je na sliki 22, kjer Mohrovemu kriteriju ustreza premica številka 2.



Slika 22: Prelamljanje nastopi takrat, ko se Mohrova krožnica s središčem $1/2(\sigma_1 + \sigma_2)$ in premerom $(\sigma_1 - \sigma_3)$ dotakne krivulje 2 na sliki. To krivuljo imenujemo Mohrova ovojnica, saj jo dobimo kot ovojnico Mohrovih krožnic, ki ustrezajo prelamljanju pri različnih napetostih.

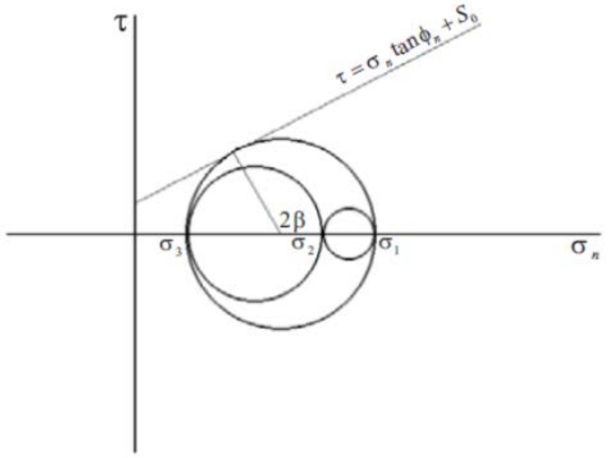
V nekem troosnem napetostnem stanju $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ lahko vrednosti strižne napetosti τ jn normalne napetosti σ_n na neki poljubno orientirani ploskvi ugotovimo na podlagi Mohrove konstrukcije. Če Mohrove krožnice ležijo pod Mohrovo ovojnico, ni na nobeni ploskvi izpolnjena zveza $\tau = f(\sigma_n)$. Do nastajanja prelomov pride, če se največja Mohrova krožnica s premerom $(\sigma_1 - \sigma_3)$ dotakne Mohrove ovojnice.

Mohrovo ovojnico oziroma pripadajočo funkcijo ugotovimo eksperimentalno kot ovojnico Mohrovih krožnic, ki pripadajo prelamljanju v različnih pogojih.

Posebej velja omeniti **Coulomb-Mohrov kriterij**, ki predvidi linearno zvezo med τ in σ_n:

$$\tau = \mu_n \sigma_n + S_0 \tag{10}$$

Tu je μ_n **koeficient notranjega trenja**, S_0 pa je kohezija (včasih zapišemo tudi C_0). Pri večini kamnin je koeficient notranjega trenja večji od koeficienta navadnega trenja in ima vrednosti od 0,5 in 1. kohezija pa ima najpogosteje vrednosti med 30 in 100 MPa (Schellart, 2000; Jaeger in Cook, 1969). Na Mohrovem diagramu je Coulomb-Mohrov kriterij premica z naklonom $\phi_n = \arctan \mu_n$ (Slika 23). Kot ϕ_n imenujemo **kot notranjega trenja**.



Slika 23: Coulomb-Mohrov kriterij in kot β med normalo na prelomno ploskev in osjo $\vec{\sigma}_1$. Kot β je največ $\pi/2$, če $\mu \to \infty$. Kot med osjo $\vec{\sigma}_2$ in novotvorjeno prelomno ploskvijo pa je vedno manjši od 45°.

INVERZNI PROBLEM

Pojavlja se vprašanje, če lahko podatke o paleonapetostih pridobimo kar z opazovanjem različno orientiranih prelomnic na nekem območju. Ker so bile napetosti, ki so povzročile premikanje na opazovanih prelomnicah precej različne od tistih, ki delujejo na območje danes, se problem imenuje 'paleonapetostna analiza' (Fleichmann and Nemcok, 1991; Angelier, 1994; Twiss and Unruh, 1998). Cilj analize prelomov in inverzne metode je najti tenzor napetosti, ki najbolje opiše smer premikov ob različno orientiranih prelomih in geometrijo opazovanega sistema prelomov.

Obstaja več paleonapetostnih metod , ki se problema lotevajo na različne načine, vse pa temeljijo na Wallace-Bottovi hipotezi in upoštevajo nekaj pomembnih poenostavitev (Angelier, 1994; Fry, 1999; Yamaji, 2000; Yamaji et al., 2006; Žalohar and Vrabec, 2007, 2008) (posplošitev):

1. med prelomnicami ne pride do interakcije (gibanje vzdolž enega preloma je neodvisno od gibanja vzdolž drugih prelomov),
2. bloki ob prelomnih ploskvah ne rotirajo,
3. napetost, ki je aktivirala prelomnice je časovno neodvisna in homogena (se ne spreminja).

Ker te domneve ne morejo biti veljavne v vseh geoloških situacijah, paleonapetostna analiza pogosto vodi do fizikalno vprašljivih rešitev (Twiss and Unruh, 1998; Žalohar in Vrabec, 2010; Žalohar, 2012)

Inverzna metoda da najboljše rezultate, če so podatki o prelomih, ki jih nameravamo uporabiti izmerjeni na več ločenih in različno orientiranih prelomih (Angelier, 1994; Twiss and Unruh, 1998). Zaradi fraktalnih lastnosti prelamljanja pa tudi iz podatkov pridobljenih le na manjšem območju lahko dobimo zanesljive rezultate, ki se nanašajo tudi na regionalno tektonsko dogajanje (Angelier, 1994) .

Podatki o prelomih na nekem območju ponavadi vključujejo meritve prelomov, ki so bili aktivirani ob zelo različnih časih (v večih različnih fazah deformacije), saj so se napetosti skozi geološko zgodovino zelo spreminjale. Taki sistemi prelomov so *heterogeni*. Z inverzno metodo lahko ločimo tak heterogeni sistem na več homogenih podsistemov. Posamezni homogeni fazi ustreza en tenzor napetosti (Twiss and Unruh, 1998).

Podatke o prelomih, ki smo jih obdelovali v tej nalogi, smo analizirali s programom T-TECTO (Ortner et al., 2002; Žalohar and Vrabec, 2007). Program deluje tako, da iz vnešenih podatkov o prelomu (azimut, naklon, odklon drsnih lineacij, vrsta preloma,...) izračuna normalo $\vec{n}$ in vektor premika $\vec{s}$ (ki

ga tudi izmerimo), od tod pa (WB hipoteza) najustreznejše tenzorje napetosti, nato pa po Gaussovi metodi izloči neprimerne rešitve in razdeli prelome po posameznih homogenih fazah deformacije.
T-TECTO rešuje problem tako, da skuša minimizirati neujemanje med izračunano in izmerjeno smerjo premika prelomnih ploskev ter najde tenzor napetosti, ki se najbolje ujema z eno homogeno skupino prelomov in najbolje pojasni smer premika ob vseh prelomih določenega homogenega podsistema.
V Gaussovi metodi podatku iz vsake prelomnice določimo kompatibilnostno mero, ki upošteva kot neujemanja med predvideno in dejansko smerjo premika $\measuredangle\left(\vec{\tau}, \vec{s}_i\right) = \alpha_i$ in pozicijo 'Mohrove točke' na Mohrovem diagramu:

$$\delta_i^2 = \alpha_i^2 + \left(w_{2,i} \left| \phi - \phi_2 \right| \frac{2\Delta}{\phi_2} \right)^2 + \left(w_{1,i} \left| \phi - \phi_1 \right| \frac{2\Delta}{\phi_1} \right)^2 \tag{11}$$

$$\begin{aligned} w_{1,i} &= 1, \text{ če je } \phi > \phi_1, \; w_{2,i} = 1, \text{ če je } \phi < \phi_2, \\ w_{1,i} &= 0, \text{ če je } \phi \le \phi_1. \; w_{2,i} = 0, \text{ če je } \phi \ge \phi_2 \end{aligned}$$

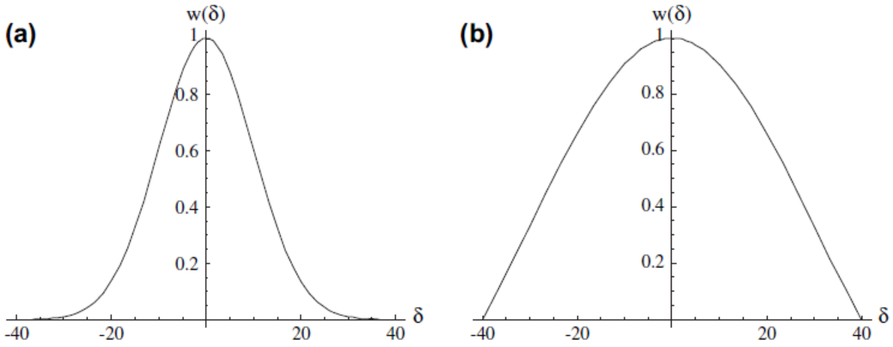
Kot trenja ϕ za posamezni prelom je izmerjen med σ_n osjo na Mohrovem diagramu in premico, ki povezuje 'Mohrovo točko' in začetno vrednost diagrama. Parametra ϕ_1 in ϕ_2 omejujeta zalogo vrednosti razmerja med strižno in normalno napetostjo preloma in tako določata območje mehansko sprejemljivih rešitev inverznega problema. Parameter ϕ_2 predstavlja kot rezidualnega trenja za drsenje po prelomnici $\left(\phi_2 = \arctan\left(\mu\right)\right)$, parameter ϕ_1 pa aproksimira kot notranjega trenja ϕ_i v neprelomljeni kamnini. Optimalne vrednosti teh parametrov za različne vrste kamnin najdemo v posebnih tabelah (Jaeger and Cook, 1969; Schellart, 2000). Ker ima kot notranjega trenja ϕ_1 višjo vrednost od kota rezidualnega trenja ϕ_2, je vrednost parametra ϕ_1 malo višja od ϕ_2. Tako parameter ϕ_2 omejuje najnižje možne vrednosti, parameter ϕ_1 pa predstavlja največjo možno vrednost kota trenja na že obstoječo prelomnico.

Parameter Δ predstavlja mejno vrednost za kompatibilnostno mero δ_i. Samo za tenzorje napetosti, ki pojasnijo smer premika na prelomu in pozicijo 'Mohrove točke' na Mohrovem diagramu s kompatibilnostno mero δ_i nižjo od izbrane mejne vrednosti Δ, velja, da so kompatibilni (so delovali v času, ko se je zgodil opazovani premik ob prelomu).

Sedaj definiramo kompatibilnostno funkcijo:

$$w_i = \frac{1}{1-\exp\left(-\Delta^2/2s^2\right)}\left(\exp\left(-\frac{\delta_i^2}{2s^2}\right)-\exp\left(-\frac{\Delta^2}{2s^2}\right)\right),\ \text{če je } \delta_i<\Delta,$$
$$w_i = 0,\ \text{če je } \delta_i \geq \Delta \tag{12}$$

Tako definirana funkcija je grafično predstavljena na sliki 24:



Slika 24: Utežna funkcija $w(\delta)$ za dve različni vrednosti parametra s: V a) primeru je $\Delta = 40°$, v b) primeru pa je $\Delta = 30°$

Tako definirana kompatibilnostna funkcija je veliko bolj uporabna kot splošna utežna funkcija $w_i = \exp\left(\alpha_i^2/2s^2\right)$, saj le prelomnice, ki so dejansko kompatibilne z izbranim renzorjem napetosti prispevajo k vrednosti objektne funkcije *F*. V idealnem primeru bi morala biti za vse nekompatibilne prelome vrednost kompatibilnostne funkcije nič, saj lahko predvidevamo, da vsi prelomi, ki so nekompatibilni z izbranim tenzorjem napetosti ali spadajo v drug homogeni (pod)sistem prelomov ali pa je na njih vplivalo lokalno napetostno polje in jih spremenilo.

Vrednosti parametrov Δ in s so odvisne od nehomogenosti napetostnega polja v času prelamljanja. Če je polje zelo nehomogeno, morajo biti vrednosti Δ in s precej velike (npr. $s \geq 30°$ in $\Delta \geq 60°$), če pa je napetostno polje manj homogeno, lahko uporabimo tudi nižje vrednosti.

Primerni tenzorji napetosti za posamezen homogeni sistem prelomov so definirani z lokalnimi maksimumi objektne funkcije *F*, kjer je *N* število prelomnic vključenih v izračun:

$$F = \sum_{i=1}^{N} w_i \tag{13}$$

Vnos v program T-TECTO mora tako vključevati podatke o prelomu ter vrednosti parametrov s, Δ, ϕ_1 in ϕ_2, ki jih nastavi uporabnik sam. Če želimo dobiti najboljše rezultate za tenzorje napetosti v posameznem homogenem podsistemu prelomov, moramo inverzno metodo večkrat ponoviti in vsakič uporabiti malo spremenjene vrednosti parametrov Δ in s. Vrednosti kotov trenja ϕ_1 in ϕ_2 lahko najdemo v tabelah (Jaeger and Cook, 1969; Schellart, 2000).

Optimalno rešitev dobimo, ko sta izračunana standardna deviacija kotnega neujemanja s_0 in maksimalno kotno neujemanje α_{max}, ki ju predvidimo iz izbrane rešitve za stresni tenzor približno enaka vrednostim Δ in s uporabljenih v inverzni metodi.

Izhodni rezultati računalniškega programa T-TECTO 3.0 so:

1. izdvojeni homogeni podsistemi prelomov, ki so bili aktivni v istem paleonapetostnem polju,
2. vprašljivi prelomi,
3. razmerje med glavnimi napetostmi $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$
4. paleonapetostne osi $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ in $\vec{\sigma}_3$ za vsako izločeno fazo deformacije
5. usmerjenost kinematskih osi (smeri maksimalnega krčenja ali raztezanja ozemlja) $\vec{\lambda}_1$, $\vec{\lambda}_2$ in $\vec{\lambda}_3$.
6. razmerje med glavnimi deformacijami $\lambda_1 : \lambda_2 : \lambda_3$,
7. relativna vertikalna deformacija,
8. smer maksimalnega horizontalnega krčenja in raztezanja ozemlja.

Še en zelo uporaben in pogosto uporabljen parameter, ki opisuje karakteristiko paleonapetosti je napetostno razmerje Φ:

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \tag{14}$$

Razmerje Φ lahko zavzame vrednosti med 0 in 1. Velja namreč $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Omenimo naslednje tri možnosti:

$$\begin{aligned} &\Phi = 0 \rightarrow \sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3, \\ &\Phi = 1 \rightarrow \sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3, \\ &0 < \Phi < 1 \rightarrow \sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \end{aligned} \tag{15}$$

V prvem primeru imamo opraviti z dvoosno efektivno tenzijo (če je $\vec{\sigma}_3$ vertikalen) in z dvoosno efektivno tenzijo ali celo dejansko tenzijo, če je $\vec{\sigma}_3$ horizontalen. V drugem primeru gre za dvoosno kompresijo, tretji primer pa je splošno poliaksalno (večosno) napetostno stanje.

Zaradi visokega relativnega naravnega šuma, ki je na splošno vplival na reaktivacijo prelomov, so v programu T-TECTO podatki o zdrsih analizirani statistično. To pomeni, da za vsak prelom določimo le verjetnost, da pripada določenemu tenzorju napetosti. To verjetnost podaja kompatibilnostna funkcija. Nekatere prelomnice lahko povežemo z več kot enim paleonapetostnim tenzorjem z veliko verjetnostjo, še posebej v primeru, da so si bili paleonapetostni tenzorji zelo podobni (npr. če so imeli podobno orientacijo glavnih osi, ampak različne vrednosti napetostnega parametra Φ). Zaradi statističnega pristopa je uporabno tudi večkrat ponoviti proces iskanja tenzorjev z najboljšim ujemanjem za vnesene podatke, s tem da vsakič vnesemo različne vrednosti inverzijskih parametrov s , Δ , ϕ_1 in ϕ_2 . Tak pristop nas pripelje do večjega števila matematično sprejemljivih rešitev za vsako fazo deformacije, vendar je od tega kar precej fizikalno popolnoma nesmiselnih. Glavna prednost programa T-TECTO je, da podatke loči na uporabne in neuporabne ter pri tem upošteva vse mehansko sprejemljive rešive, ki zadostijo tako porušilnemu kriteriju (Mohrova ovojnica) kot tudi Amontonovemu zakon trenja. Odločitev, kateri tenzorji napetosti so pravi, kateri pa so le predlagane matematične rešitve, lahko temelji le na natančnih terenskih raziskavah strukturnih elementov in odnosov med njimi.

PRIMER PALEONAPETOSTNE ANALIZE PRELOMOV NA OBMOČJU TUNJIŠKE SINKLINALE

Heterogene sisteme prelomov smo analizirali s programom T-TECTO, ki omogoča izračun maksimumov maksimizacijske funkcije *F*. Pri paleonapetostni analizi program T-TECTO računa s štirimi parametri: $s,\ \Delta,\ \phi_1$ in ϕ_2. Dva od njih, in sicer ϕ_1 and ϕ_2, sta bila določena že pri direktnem problemu in sta vedno zavzemala vrednosti $\phi_1 = 56^0$ in $\phi_2 = 20^0$. Ostale parametre pa je bilo potrebno določiti na novo pri inverznem problemu, in sicer tako, da z maksimizacijo maksimizacijske funkcije *F* dobimo kar najboljše rezultate.

Celoten postopek lahko razdelimo v tri korake:

- **Korak 1:** Najprej poiščemo globalni maksimum maksimizacijske funkcije *F*, nato pa preverimo, kateri prelomi so kompatibilni z dobljenim tenzorjem napetosti. V tem koraku kot kompatibilne obravnavamo samo tiste prelome, ob katerih se teoretična in dejanska smer premika razlikujeta za manj kot $\alpha_{max} \approx \Delta$.
- **Korak 2:** V tem koraku izračunamo nov maksimum maksimizacijske funkcije, vendar gledamo samo prelome, ki niso kompatibilni z rešitvijo koraka 1. Tako dobimo drugi tenzor napetosti in prelome, ki so kompatibilni z njim. Spet kot kompatibilne obravnavamo le prelome, ob katerih se teoretična in dejanska smer premika razlikujeta za manj kot $\alpha_{max} \approx \Delta$. Vendar pa preverimo, ali je s to rešitvijo kompatibilen tudi kak prelom, ki je sicer kompatibilen tudi s prvo rešitvijo. Na tak način v celotnem heterogenem sistemu najdemo vse prelome, ki so kompatibilni z eno ali drugo rešitvijo.
- **Korak 3:** V tem koraku še enkrat izračunamo rešitev za drugi tenzor napetosti, in sicer upoštevamo vse prelome, ki so kompatibilni z rešitvijo v koraku 2. V koraku 3 torej izračunamo še boljšo rešitev za drugi tenzor napetosti.

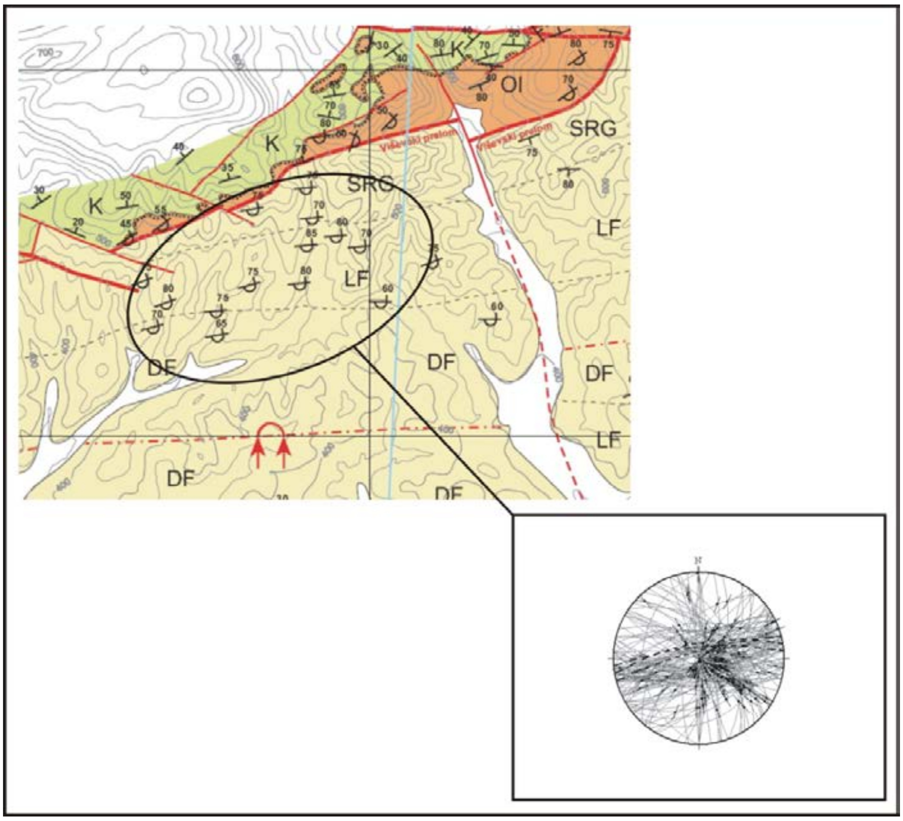
Ti trije koraki omogočajo določiti dve tektonski fazi. Če so prisotni prelomi še drugih faz, postopek ponavljamo toliko časa, dokler ne najdemo vseh rešitev. Za vsako rešitev lahko preverimo še naslednje parametre:

- N_i – število prelomov, ki so bili pravilno določeni kot kompatibilni z i-tim tenzorjem napetosti.
- N_i^D - število prelomov, ki so bili sicer določeni kot kompatibilni z i-tem tenzorjem napetosti, vendar v resnici pripadajo nekim drugim tenzorjem.

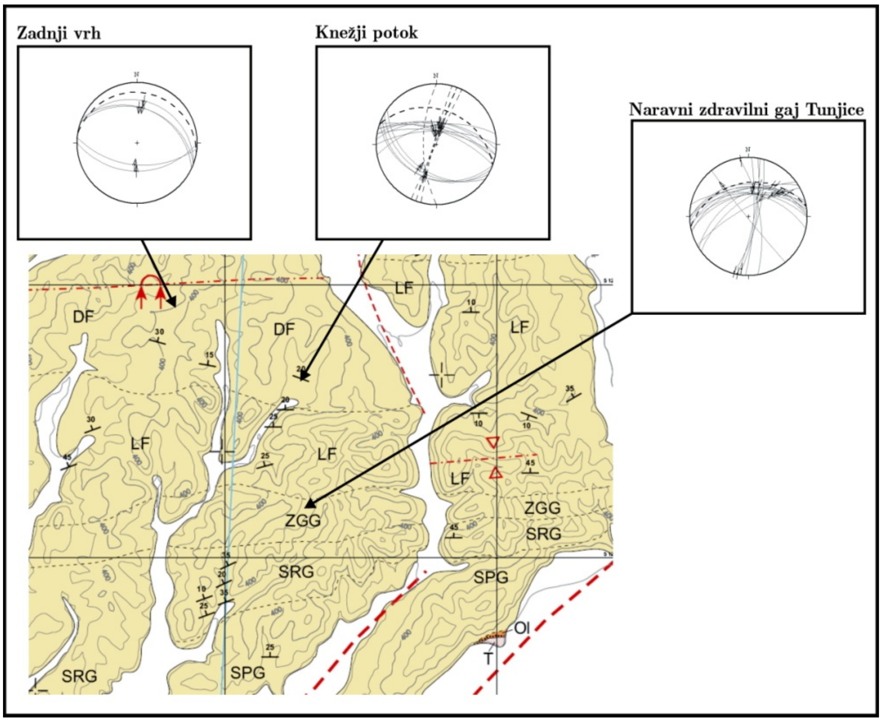
PRELOMI V SEVERNEM KRILU TUNJIŠKE SINKLINALE V OKOLICI KRAJEV VIŠEVCA IN VRHOVLJE

Miocenske plasti v severnem krilu Tunjiške sinklinale so zlasti dobro vidne ob strugah potokov, ki tečejo v označenem območju v okolici krajev Viševca in Vrhovlje. Ob teh potokih je vidnih več skoraj kontinuiranih profilov več kot 1200 metrov debelega zaporedja miocenskih plasti. Najpopolnejši profil je viden ob potoku Doblič, kjer je zaporedje plasti Govške formacije natančno preiskala Mirijam Vrabec (2000). Na severu so miocenske plasti ob Viševškem prelomu v tektonskem kontaktu z oligocenskimi ali celo s krednimi kamninami (Vrabec 2001). Miocenske plasti v tem območju vpadajo strmo proti severu in so v inverznem položaju. Na tem območju ne najdemo plasti spodnjegovškega člena, pač pa se profil miocenskih plasti začne s srednjegovškim členom in konča s plastmi dolske formacije.

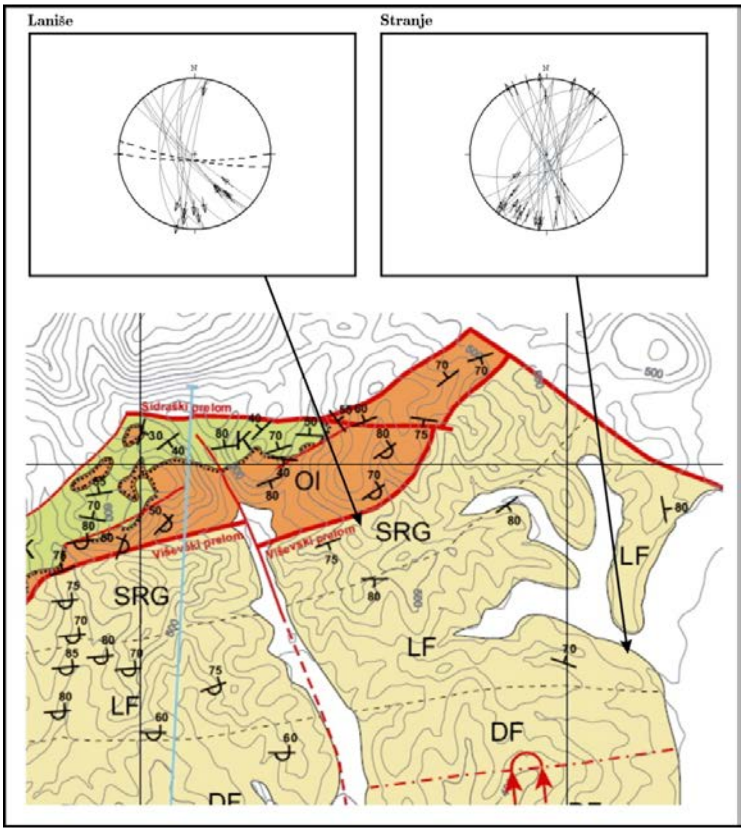
Na mnogih mestih so miocenske plasti prelomljene. Največ je strmo proti jugu vpadajočih normalnih in reverznih prelomov, nekateri prelomi pa so levo- ali desnozmični s smerjo NW–SE (Slika 25, slika 26, slika 27). Na mnogih mestih lahko opazujemo tudi reaktivirano plastnatost.



Slika 25: Geološka karta severnega krila Tunjiške sinklinale ter stereografska projekcija prelomov in povprečnega vpada plastnatosti.



Slika 26: Geološka karta osrednjega dela južnega krila Tunjiške sinklinale ter stereografska projekcija prelomov pri Zadnjem vrhu, ob Knežjem potoku ter v Naravnem zdravilnem gaju Tunjice.

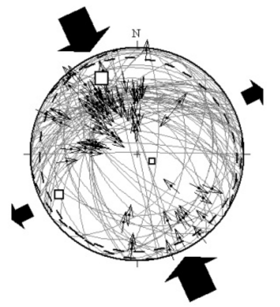


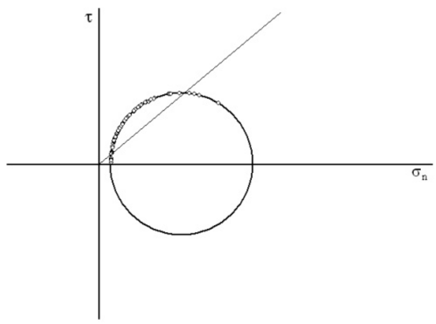
Slika 27: Geološka karta vzhodnega dela severnega krila Tunjiške sinklinale ter stereografska projekcija prelomov pri Lanišah in Stranjah.

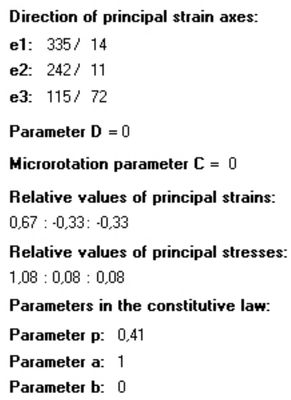
Kinematsko-napetostna analiza prelomov pokaže, da so prelomi nastali in bili aktivni v progresivnem deformacijskem polju s smerjo maksimalnega krčenja približno NW–SE. Najstarejši prelomi so nastali še v času, ko so bile miocenske plasti v horizontalnem ali subhorizontalnem položaju večinoma kot položni proti severozahodu vpadajoči reverzni prelomi. Prikazani so na sliki 28. Analiza Mohrovega diagrama v tem primeru kaže na vrednost koeficienta trenja $\mu = \tan\left(40^0 \pm 5^0\right)$. Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila +6%.

Večinoma reverznemu prelamljanju je sledilo gubanje Tunjiške sinklinale. Ob tem so bili prelomi skupaj s plastmi zarotirani v današnji položaj (slika 29 a). Glede na povprečen vpad plasti 350/75 je bila os rotacije miocenskih plasti v severnem krilu približno horizontalna s smerjo WSW–ENE. Kinematsko-napetostna analiza kaže na nadaljevanje krčenja v smeri NW–SE.

Rešitev inverzne metode





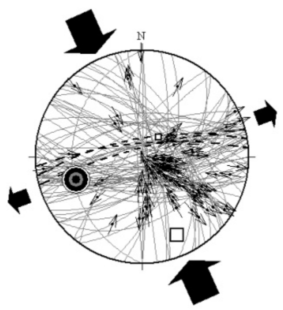


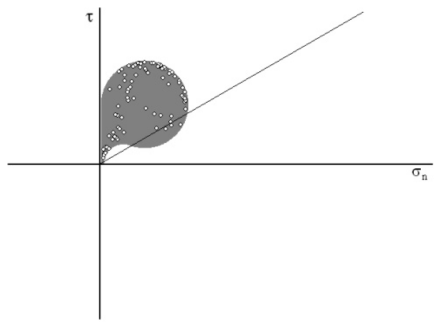
(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi

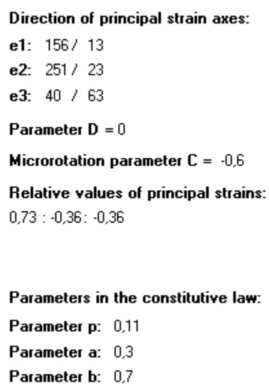
(b) Mohrov diagram; $\phi_2 = 40^0$

Slika 28: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov v okolici krajev Viševca in Vrhovlje – prelamljanje v času, ko so bile plasti še v horizontalni do subhorizontalni legi.

Rešitev inverzne metode







(a) Stereografska projekcija prelomov, kinematskih osi in relativne mikrorotacije

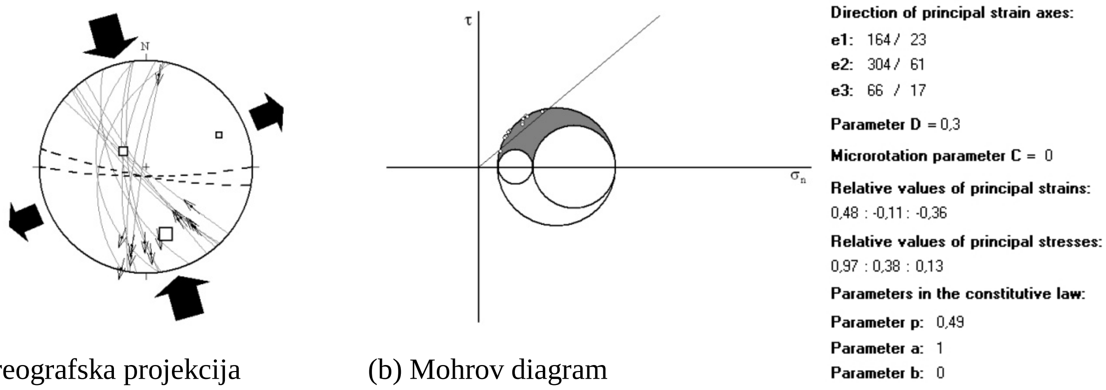
(b) Mohrov diagram

Slika 29: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov v okolici krajev Viševca in Vrhovlje – prelamljanje po nagibu plasti v današnji položaj zaradi gubanja Tunjiške sinklinale.

LANIŠE

Homogen sistem prelomov je viden v spodnjemiocenskem govškem peščenjaku srednjegovškega člena blizu sedla linearne doline v smeri WSW–ENE, kjer poteka kontakt med oligocenskimi in miocenskimi kamninami ob Viševškem prelomu (slika 27). Izdanki plasti govške formacije so vidni približno 500 metrov vzhodno od potoka Tunjščica. Plasti vpadajo strmo proti jugu in niso v inverznem položaju. Vidni so prelomi, ki predstavljajo konjugiran sistem (slika 30). Orientacijo glavnih smeri napetosti lahko v tem primeru ugotovimo že na podlagi geometrije sistema. Osi maksimalne horizontalne napetosti $\vec{\sigma}_1$ oziroma maksimalnega krčenja $\vec{\lambda}_1$ sta usmerjeni približno NWN–SES, srednja glavna napetost in srednja kinematska os sta vzporedni s presečnico med prelomi (v tem primeru je to približno vertikalna smer, vpad 70^0 proti W) in osi minimalne kompresije oziroma maksimalne ekstenzije približno ENE–WSW. Inverzna metoda in MSM-metoda se s predvidevanji ujemata (slika 9). Analiza Mohrovega diagrama kaže, da je bil koeficient trenja v času prelamljanja $\mu = \tan\left(40^0 \pm 5^0\right)$. Mohrove točke so namreč razpotegnjene vzdolž premice $\tau = \sigma_n \tan 40^0$. Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila -6%.

Rešitev inverzne metode



(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi

(b) Mohrov diagram

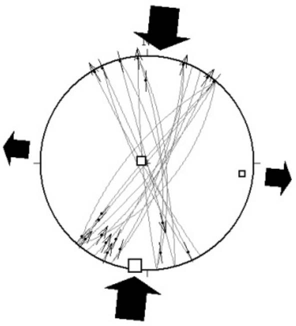
Slika 30: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov pri Lanišah.

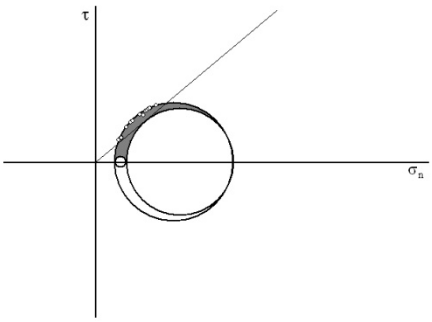
STRANJE

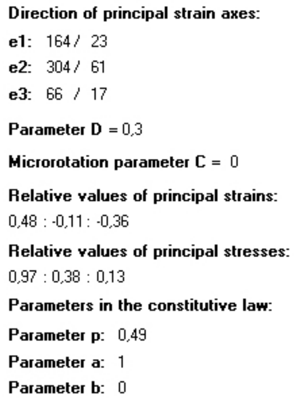
Ob cesti Stranje–Laniše (slika 27) so gradbena dela pred leti odkrila plasti laške formacije, in sicer se menjavajo plasti modrikastosivega peska in slabo sprijetega peščenjaka. Vpada plastnatosti nismo mogli izmeriti. Med plastmi peska se pojavljajo tudi tanke lamine pooglenelega organskega detritusa. Povsod so prisotni številni prelomi (slika 31). Prav tako kot pri Lanišah je tudi tu viden konjugiran sistem zmičnih prelomov. Rezultati kinematsko-napetostne analize so podobni kot pri Lanišah. Kažejo na zmičnotektonski napetostni režim s smerjo maksimalne kompresije oziroma maksimalnega krčenja približno N–S. Tudi v tem primeru analiza Mohrovega diagrama kaže na vrednost koeficienta trenja $\mu = \tan\left(40^0 \pm 5^0\right)$, torej enako kot v Lanišah.

Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila -2%.

Rešitev inverzne metode







(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi

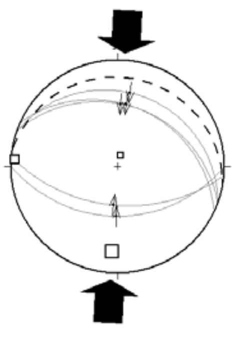
(b) Mohrov diagram

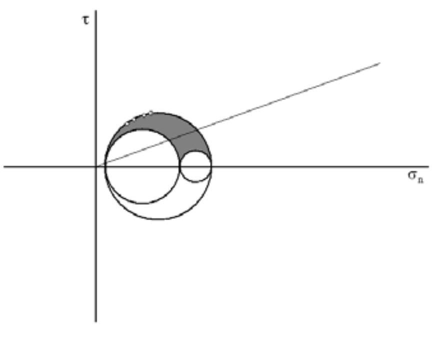
Slika 31**:** Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov ob cesti Laniše–Stranje.

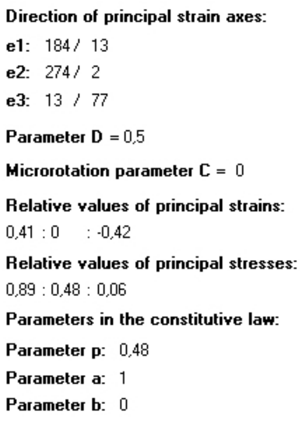
ZADNJI VRH

Pri Zadnjem vrhu izdanjajo najmlajše sarmatijske plasti dolske formacije, ki jih lahko opazujemo v manjšem peskokopu (slika 26). Vidno je menjavanje sivega in rjavega peska s plastmi sive gline. Plasti vpadajo položno proti severu do severovzhodu. Prisotni so proti severu in proti jugu vpadajoči reverzni prelomi, ki kažejo na krčenje v smeri N–S (slika 32). Največji ocenjeni premik ob opazovanih prelomih je okoli 20 cm. Prelomi, ki vpadajo proti severu, so številčnejši in večji kot prelomi, ki vpadajo proti jugu. Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila +100%.

Rešitev inverzne metode







(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi

(b) Mohrov diagram

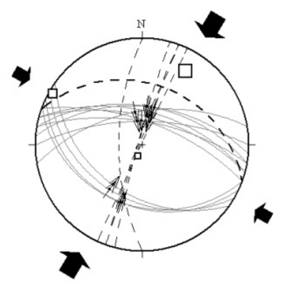
Slika 32: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov pri Zadnjem vrhu.

KNEŽJI POTOK

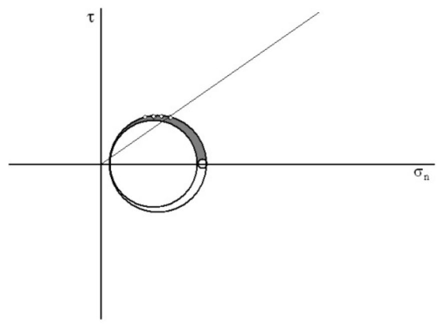
Ob izviru Knežjega potoka (slika 26) je razkrit približno 100 metrov dolg profil sarmatijskih plasti dolske formacije, v katerem se menjavajo plasti gline, peska in proda. V zgornjem delu profila izdanja nad proti severu vpadajočim reverznim prelomom **koprolitni horizont**, ki sestoji iz menjavanja tankoplastnatega glinavca s školjkasto krojitvijo in horizontalno laminiranega diatomejskega karbonatnega meljevca in laporovca. Te plasti predstavljajo znano nahajališče fosilnih žuželk, meduz in najstarejših morskih konjičkov (Žalohar 2004, Žalohar in Zevnik 2006, Žalohar et al. 2006 a, b). Plasti koprolitnega horizonta vpadajo približno 20/30 in so precej prelomljene in razpokane. Vidni so številni proti severu vpadajoči reverzni prelomi s premikom do 20 cm in nekoliko manjši proti jugu vpadajoči reverzni prelomi s premikom nekaj cm (slika 33 a). Rešitve kinematsko-napetostne analize kažejo na krčenje oziroma na maksimalno kompresijo nekako v smeri od NE–SW do NNE–SSW.

Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila +98%.

Rešitev inverzne metode



(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi



(b) Mohrov diagram

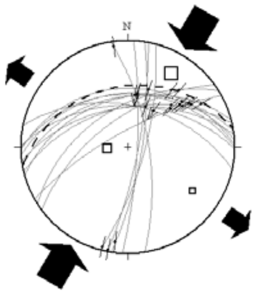
Direction of principal strain axes:
e1: 30 / 13
e2: 300 / 2
e3: 201 / 77
Parameter D = 0,9
Microrotation parameter C = 0
Relative values of principal strains:
0,26 : 0,19 : -0,44
Relative values of principal stresses:
0,75 : 0,68 : 0,05
Parameters in the constitutive law:
Parameter p: 0,49
Parameter a: 1
Parameter b: 0

Slika 33: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov ob Knežjem potoku.

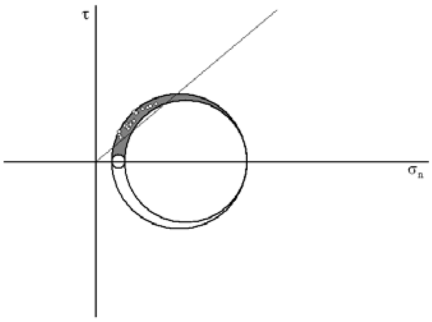
NARAVNI ZDRAVILNI GAJ TUNJICE

V peskokopu južno od cerkve sv. Ana (slika 26) so nekdaj kopali zelenkast pesek zgornjegovškega člena. Danes je v tem peskokopu urejen Naravni zdravilni gaj Tunjice. Pesek se menjava s plastmi peščenjaka in zelenkaste gline. Plasti vpadajo položno proti severozahodu do severu. Prelomi kažejo na krčenje v smeri NE–SW, in sicer po nagibu plasti v današnjo lego (slika 34 a). Številni prelomi predstavljajo namreč reaktivirano plastnatost. Analiza Mohrovega diagrama kaže spet na vrednost koeficienta trenja $\mu = \tan\left(40^{\circ} \pm 5^{\circ}\right)$, kar je enako kot v primeru prelomov pri Lanišah in Stranjah ter v okolici Viševce in Vrhovlja. Rešitve MSM-metode kažejo na intenzivno relativno dvigovanje severneje ležečih predelov in relativno spuščanje južneje ležečih predelov. Os makrorotacije je bila približno enako usmerjena kot pri Zadnjem vrhu in ob Knežjem potoku. Vrednost relativne vertikalne deformacije je bila +67%.

Rešitev inverzne metode



(a) Stereografska projekcija prelomov in kinematskih osi



(b) Mohrov diagram

Direction of principal strain axes:
e1: 30 / 13
e2: 267 / 68
e3: 124 / 18
Parameter D = 0,1
Microrotation parameter C = 0
Relative values of principal strains:
0,61 : -0,26 : -0,35
Relative values of principal stresses:
1,07 : 0,2 : 0,11
Parameters in the constitutive law:
Parameter p: 0,46
Parameter a: 1
Parameter b: 0

Slika 34: Rezultati kinematsko-napetostne analize prelomov v peskokopu južno od cerkve sv. Ane (Naravni zdravilni gaj Tunjice).

INTERPRETACIJA PALEONAPETOSTNE ANALIZE V TUNJICAH

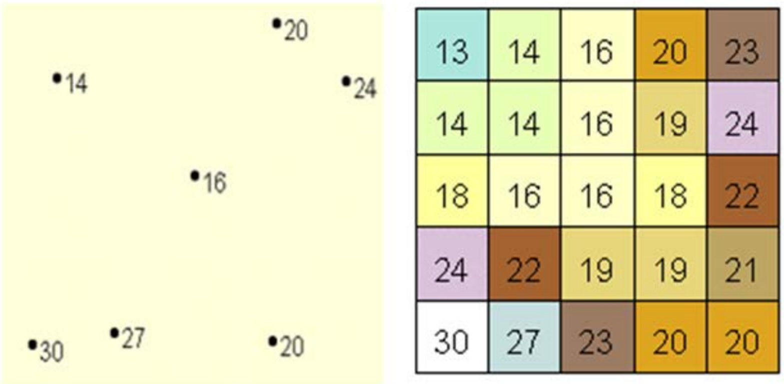
Primerjava rezultatov paleonapetostne in kinematske analize prelomov v miocenskih plasteh Tunjiške sinklinale kaže, da so praktično vsi prelomi povezani z eno samo deformacijsko fazo krčenja ozemlja približno v smeri N–S. Najstarejšim deformacijam pripadajo prelomi v severnem krilu v okolici vasi Viševca in Vrhovlje. Ti prelomi so nastali v času, ko so bile plasti še v horizontalni do subhorizontalni legi. Večinoma so bili to položni proti severozahodu vpadajoči reverzni prelomi ter nekaj zmičnih. Nato so bili ti prelomi ob gubanju Tunjiške sinklinale skupaj s plastmi zarotirani v današnji položaj in reaktivirani v istem deformacijskem polju (krčenje približno v smeri od N–S do NW–SE) kot strmi reverzni ali normalni prelomi. Prelamljanje je spremljala intenzivna rotacija blokov kamnin med prelomnimi ploskvami, ki je bila povezana z napredujočim gubanjem in prevračanjem severnega krila sinklinale v inverzno lego. V okolici Zadnjega vrha, Tunjic in Knežjega potoka so prav tako prisotni številni reverzni prelomi, ki govorijo v prid krčenja ozemlja v smeri N–S do NNE–SSW, dvigovali pa so se severneje ležeči predeli gričevja bliže jedru sinklinale.

V vzhodnem delu gričevja prelomi v nasprotju z osrednjim delom gričevja kažejo na zmičnotektonski napetostni režim z osjo maksimalne kompresije približno v smeri N–S. Pri Lanišah in Stranjah so prisotni konjugirani sistemi zmičnih prelomov, ki so povezani s krčenjem ozemlja v smeri N–S in z raztezanjem ozemlja v smeri W–E. Rotacije so bile tu majhne. V različnih delih gričevja so lomne deformacije miocenskih plasti torej povezane z različnimi deformacijskimi robnimi pogoji.

Naslednja pomembna ugotovitev pa je v zvezi s koeficientom trenja ob prelomih. Kot vemo, Gaussova metoda omogoča rekonstrukcijo Mohrovih diagramov, to pa pomeni, da je načeloma možno ugotoviti tudi koeficient trenja ob prelomih. Od skupaj šest analiziranih sistemov prelomov je bilo možno ugotoviti koeficient trenja v štirih primerih. Rezultati so vedno konsistentni in kažejo na vrednost $\mu = \tan\left(40^{0} \pm 5^{0}\right) = 0.84 \pm 0.15$. Tako velika vrednost koeficienta trenja je nekoliko presenetljiva. Ob prelomih v mehkih, slabo litificiranih miocenskih sedimentnih kamninah lahko pogosto opazimo tanko glineno plast. Pričakovali bi, da ta glinena plast pri prelamljanju učinkuje kot mazivo, zaradi česar bi bil lahko koeficient trenja relativno majhen. Ugotovljena vrednost koeficienta trenja pa je presenetljivo velika. Vendar jo lahko štejemo kot pravilno, saj so rezultati na vseh lokacijah konsistentni.

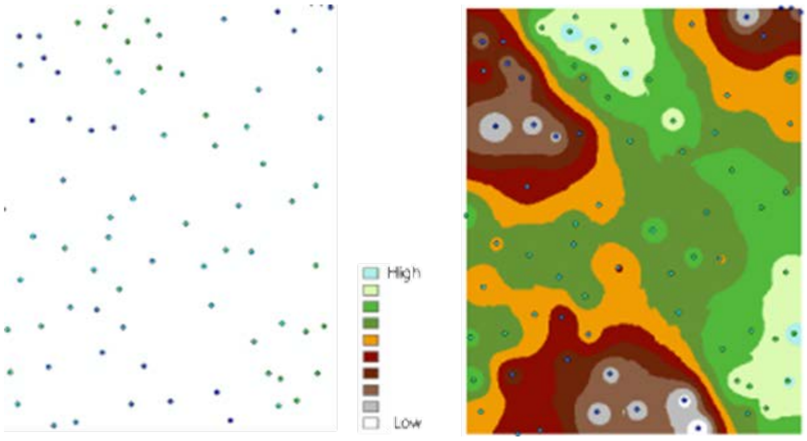
INTERPOLACIJA SKALARNEGA POLJA

Interpolacija je postopek določitve neznanih vmesnih vrednosti med znanimi vzorčnimi vrednostmi meritev. Z njo določimo potek ploskve ali funkcije na nepoznanih točkah (Slika 35) (Aš, 2008). Vsaki točki v prostoru lahko pripišemo skalar, ki je običajno realno število (včasih je lahko tudi kompleksno število) ali fizikalna količina oziroma kakršen koli podatek, ki velja za posamezno točko v prostoru. Funkcijo, ki posamezni točki v prostoru pripiše skalar, imenujemo skalarno polje. Za skalarno polje velja, da ni odvisno od koordinatnega sistema. S skalarnim poljem največkrat opišemo in predvidimo vrednosti za višino, količino padavin, koncentracijo kemičnih snovi, glasnosti zvoka ipd.



Slika 35: Vrednosti vzorčnih točk (levo) in iz njih generiran rastrski sloj (desno). Neznane vrednosti vmesnih točk vrednosti predvidimo z uporabo matematičnih algoritmov, ki za njihovo določitev uporabijo vrednosti znanih bližnjih točk.

Na sliki 36 (levo) vsaka točka predstavlja položaj, kjer je bila izmerjena nadmorska višina. Z interpolacijo skozi te točke definiramo ploskev digitalnega modela višin (slika 36, desno).



Slika 36: Točke s podatkom o višini ter interpolirana ploskev.

Matematični algoritmi določitve zvezne funkcije skozi dano zaporedje točk temeljijo na predpostavki, da je podobnost med bližnjimi točkami večja kot med bolj oddaljenimi. Objekti v prostoru so med seboj namreč prostorsko kolerirani, t.j. medsebojno odvisni.

Problem interpolacije lahko matematično definiramo na sledeč način. Če imamo dano množico n raztresenih točk $M_i = (x_i, y_i)$, $i = 1,...,n$, in skalarne vrednosti z_i za vsako od točk, da velja $z_i = F(x_i, y_i)$ za neko funkcijo $F(x, y)$, potem iščemo interpolacijsko funkcijo $\overline{F} \approx F(x_i, y_i)$, tako da je $\overline{F}(x_i, y_i) = z_i$ (Aš, 2008).

INTERPOLACIJSKE METODE

Interpolacijske metode lahko klasificiramo na različne načine, navadno pa jih delimo na (Podobnikar, 2001):

- ravninske/prostorske
- lokalne/globalne
- analitične/statistične
- stohastične/deterministične
- neprekinjene/prekinjene
- metode na pravilnih/nepravilnih mrežah točk
- točkovne/arealne(območne) v prostoru
- glede na matematično-geometrijske lastnosti, področje uporabe ipd.
- glede na strukturo zapisa; za interpolacijo v celično mrežo je veliko metod, za interpolacijo v nepravilni mreži trikotnikov (TIN) pa malo

V nadaljevanju omenjamo nekaj lastnosti zgoraj navedenih metod (po Aš, 2008).

Lokalne metode pri interpoliranju neznane vrednosti upoštevajo izbrano okolico okoli neznane točke, medtem ko globalne metode za izračun neznanih vrednosti točk upoštevajo celotno obravnavano območje.

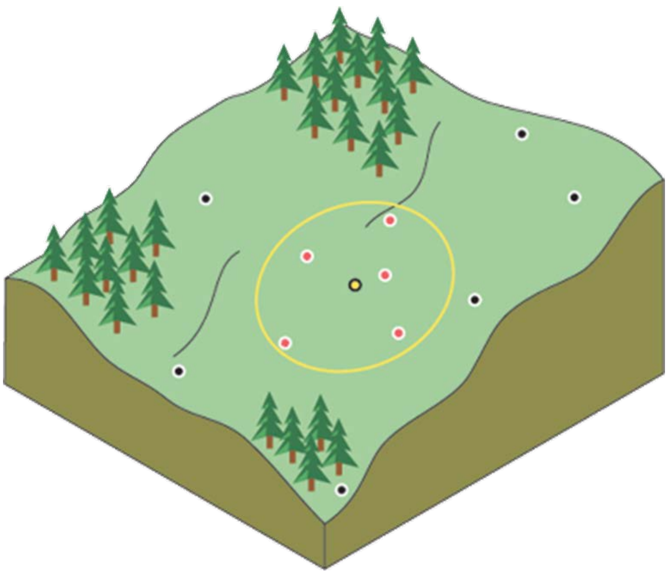
Deterministične interpolacijske metode uporabljajo matematične funkcije pri izračunu vrednosti na neznanih lokacijah. Delimo jih na različne tipe. Prvi tip so tiste metode, ki interpolirajo glede na stopnjo podobnosti med sosednjimi točkami (npr. Metoda z inverznimi razdaljami na potenco, metoda radialnih baznih funkcij). Te metode so lokalne in pri izračunu upoštevajo utežno povprečje vrednosti na izbranem območju. Drugi tip metod so tiste, ki temeljijo na stopnji glajenja. Te metode so globalne in poznane kot "funkcije prileganja" (angl. fitted functions techniques). Stohastične metode za določitev neznanih vrednosti uporabljajo matematične in stohastične metode. Značilnost teh metod je, da pri interpoliranju upoštevajo statistične lastnosti podatkov, kot je korelacija med podatki in trend ploskve (npr. polinomska regresija, kriging).

Točni interpolatorji tudi po interpolaciji ohranjajo merjene vrednosti, kar pomeni, da predstavljajo podane podatke točno. Približni interpolatorji ne ohranjajo vrednosti merjenih točk po interpolaciji. Razlike med merjenimi in interpoliranimi vrednostmi se navadno uporabljajo za ocenitev modela kakovosti.

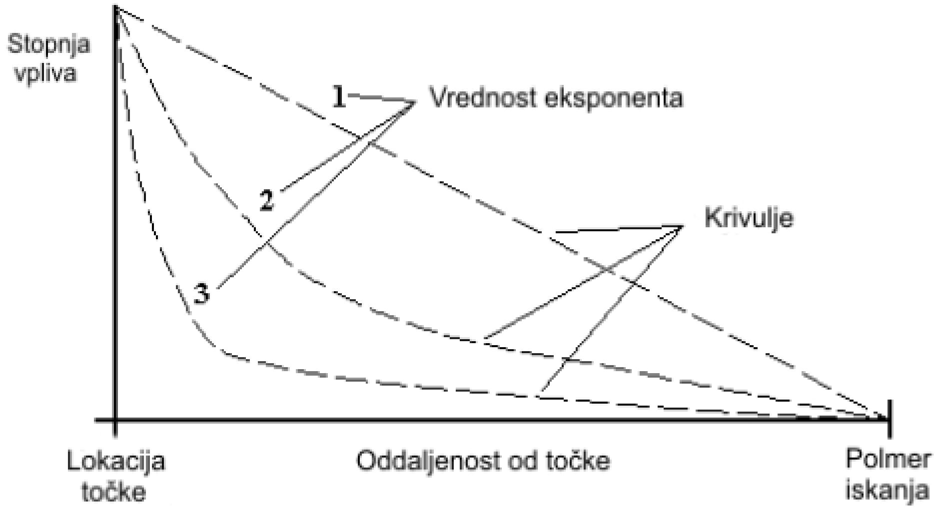
V nadaljevanju obravnavamo karakteristike nekaj izmed mnogih uveljavljenih in hkrati osnovnih metod, kot so metode utežne obratne razdalje, interpolacija z zlepki in metoda kriging. Omenjene metode smo uporabili tudi pri praktičnem delu raziskovalne naloge.

METODA PRILEGANJA PLOSKVE Z INVERZNO RAZDALJO

Osnovna ideja metod utežne obratne razdalje (IDW, iz angl. inverse distance weighted) je, da se z oddaljenostjo od posamezne točke vira zmanjšuje njen vpliv. Torej večja kot je oddaljenost, manjša je utežna potenca in manjši je vpliv točke na interpolirano vrednost. Rezultat takšnega postopka ter karakteristike izhodne ploskve so odvisne predvsem od uteži, ki jih dodelimo razdaljam, števila vhodnih točk ter od polmera (lokalnosti) območja interpolacije (Slika 37). Obratno vrednost razdalje lahko namreč kvadriramo ali kako drugače funkcijsko spremenimo, s čimer spremenimo utež bližini interpolirane točke (Podobnikar, 2001). Slika 38 prikazuje vpliv utežnih potenc na interpolirano vrednost.



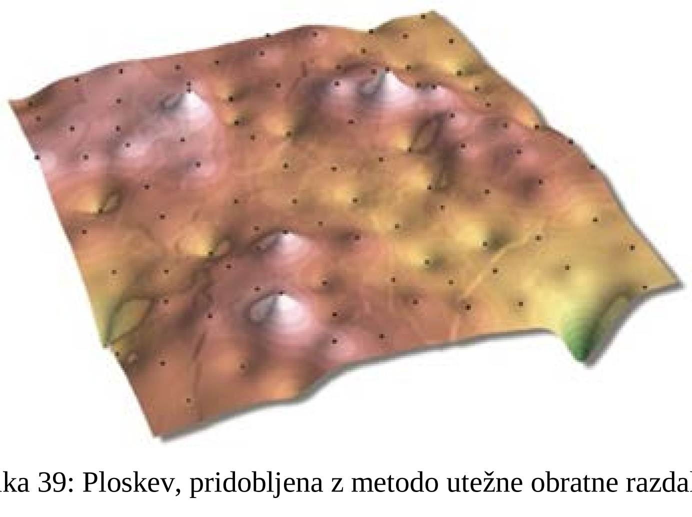
Slika 37: Vpliv števila sosednjih točk in polmera območja interpolacije.



Slika 38: Vpliv utežne potence.

Metoda prilagajanja ploskve z inverzno razdaljo interpolira samo vrednosti znotraj podanih vzorcev. To pomeni, da s to interpolacijo ne morete pridobiti vertikalnih ekstremov, če vrednosti le-teh niso podane v vzorčnem nizu. Uvrščamo jo torej med točne metode interpolacij. Izhodna ploskev je občutljiva na gručenje točk in prisotnost grobo pogrešenih vhodnih podatkov (ArcGIS Desktop 9.3. help, 2012).

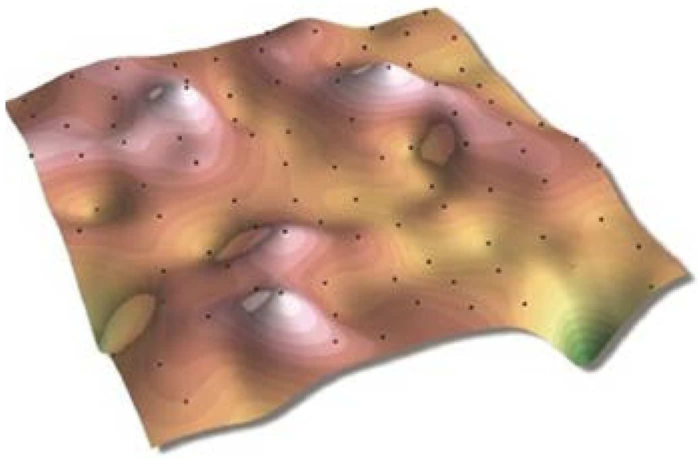
Najboljše rezultate interpolacije dosežemo pri gostem vzorcu vhodnih točk. Metoda prilagajanja ploskve z inverzno razdaljo deluje najbolje tudi, ko vzorčne točke zavzamejo ekstreme ploskve in je ploskev relativno gladka (Slika 39). Pri redkem ali zelo negladkem vzorcu vhodnih točk se lahko zgodi, da dobljen rezultat ne predstavlja najboljše dejanske ploskve.



Slika 39: Ploskev, pridobljena z metodo utežne obratne razdalje.

METODA ZLEPKOV

Ime zlepek (angl. spline) izhaja iz kakršne koli večkrat zvezno odvedljive funkcije, sestavljene iz poligonov, navadno na odsekih med posameznimi točkami. Največkrat se uporablja kubične zlepke. Cilj take interpolacije je pridobiti gladko funkcijo prvega odvoda ter zvezno funkcijo drugega odvoda. Metode interpolacij z zlepki torej producirajo krivulje najmanjših ukrivljenosti skozi dane točke (točne metode interpolacij). Lahko jih ponazorimo z zvijanjem gumijastega lista okoli danih oslonilnih točk. Metode interpolacij z zlepki uvrščamo med lokalne metode. Za razliko od metode prilagajanja ploskve z inverzno razdaljo lahko metoda zlepkov predvidi tudi "hribe" in "doline" (Slika 40) (Podobnikar, 2001).

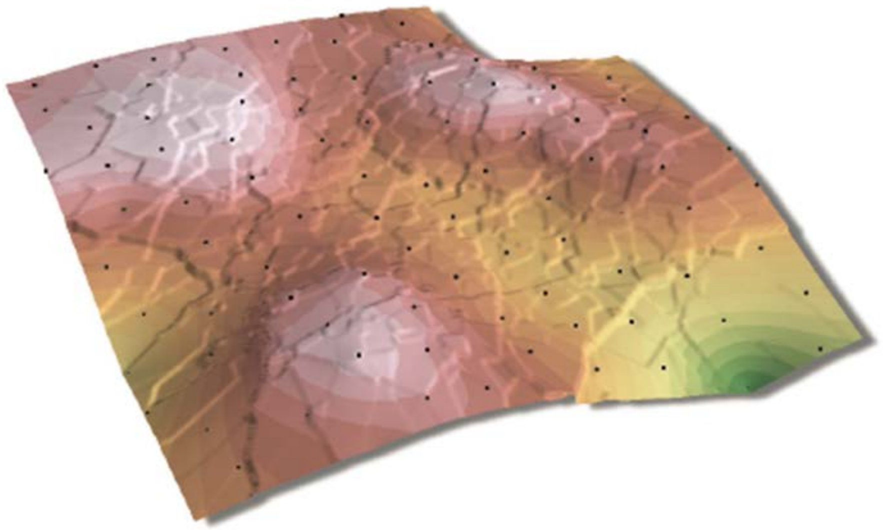


Slika 40: Ploskev, pridobljena z metodo zlepkov.

METODA KRIGING

Ime kriging je metoda dobila po južnoafriškem rudarskem inženirju Danileu Gerhardusu Krigeu, ki je leta 1951 razvil empirično metodo za določanje porazdelitve vsebnosti rude v kamnini na osnovi količine rude v odvzetih vzorcih Statistično teorijo prostorske interpolacije je leta 1963 postavil francoski matematik Georges Matheron. Uporaba kriginga se je v poznih 60-tih, predvsem pa v 70-tih letih prejšnjega stoletja začela uporabljati domala v vseh vedah, ki se ukvarjajo s prostorom. Nekoliko pozneje so se metode prostorske interpolacije začele uporabljati tudi v Sloveniji: v geologiji (Jemec s sod., 2007), meteorologiji (Kastelec, 2001) in pedologiji (Zupan in sod., 2000) (Kobal in sod., 2009).
Delo profesorja Krigea danes predstavlja temelje področja geostatistike. Kriging danes velja za najzahtevnejših in največkrat uporabljenih interpolacijskih metod, zato je za njeno pravilno in uspešno uporabo potrebno nekaj več predznanja.

V geostatistiki meritve ali iz njih izvedene vrednosti obravnavamo kot eno izmed možnih realizacij slučajnega procesa v prostoru. Opazovanja na n lokacijah predstavljajo delno realizacijo slučajnega procesa, na osnovi katere naredimo statistični model za prostorsko interpolacijo vrednosti slučajne spremenljivke v poljubni točki prostora. Interpolirane vrednosti za izbrane lokacije, kjer ni meritev, izračunamo kot linearno kombinacijo vrednosti meritve v izbrani okolici točke in jih imenujemo interpolirane vrednosti. Ploskev, pridobljeno z metodo kriging, prikazuje slika 41. Koeficiente linearne kombinacije izračunamo tako, da minimiziramo pričakovano vrednost kvadrata razlik med interpoliranimi in izmerjenimi vrednostmi. Temu postopku pravimo kriging (Kobal in sod., 2009).



Slika 41: Ploskev, pridobljena z metodo kriging.

Prostorsko spremenljivko običajno označujemo kot $Z(s)$, kot $Z(s_n)$ pa označujemo opazovanja te spremenljivke na različnih točkah oz. lokacijah. Če slučajna spremenljivka v prostoru ustreza določenim pogojem, potem lahko to slučajno spremenljivko zapišemo kot vsoto dveh delov:

$Z(s) = \mu(s) + \delta(s)$, kjer so:

$Z(s)$ - prostorska spremenljivka

$\mu(s)$ - povprečje slučajne funckije $Z(s)$ v točki s

$\delta(s)$ - slučajni del modela splošnega kriginga

Vrednost $\mu(s)$ predstavlja povprečje slučajne funkcije $Z(s)$ v točki s in je običajno funkcija lokacije, $\delta(s)$ pa predstavlja slučajni del modela splošnega kriginga in ga v postopku prostorske interpolacije s pomočjo variograma poskušamo čim bolj pravilno ovrednotiti. Variogram torej določimo za vrednost $\delta(s)$.

Glede na to, kako definiramo povprečje $\mu(s)$, ločimo več vrst kriginga. Največkrat se poleg navadnega kriginga (*ordinary kriging*), uporablja še splošni kriging (*universal kriging*). Poznamo še preprosti kriging (*simple kriging*), ter kriging z zunanjim vplivom, ki ga v geostatistiki imenujemo kokriging (*cokriging*). Metoda navadnega kriginga predpostavlja, da je konstanto povprečje vrednosti neznano (predpostavka je sprejemljiva, razen če ni znanstvenega razloga za zavrnitev te predpostavke). Univerzalni kriging predvideva, da je med podatki trend (tj. značilnost pojava), ki se lahko modelira s polinomom. Polinom se odšteje od prvotno izmerjenih točk, iz slučajnih napak pa se pridobi varianca. Univerzalni kriging naj bi se uporabljal samo takrat, ko z gotovostjo vemo, da je med podatki trend in lahko podamo znanstveno razlago za njegov opis. V podatkih je prisoten trend, kadar je prostorska spremenljivka, ki jo interpoliramo, odvisna od geografskih spremenljivk. Za odstranitev trenda iz podatkov najprej določimo ustrezen regresijski model odvisnosti opazovane spremenljivke od geografskih spremenljivk in izračunamo modelirane vrednosti in razlike med izmerjenimi in modeliranimi vrednostmi za vse lokacije. Nato za te razlike določimo variogram.

Iz podatkov o vrednosti spremenljivke $Z(s)$ lahko izračunamo vzorčno varianco in sicer po naslednji matematični zvezi (Kobal in sod., 2009):

$$\operatorname{var}\left[Z_i(s_i)\right] = \frac{1}{n}\left[Z_i(s_i) - \overline{Z}^2\right]$$

$\operatorname{var}\left[Z_i(s_i)\right]$ - vzorčna varianca spremenljivke Z_i

$\overline{Z}$ - aritmetična sredina Z_i za vse lokacije s_n

n - število enot v vzorcu

S pomočjo zgornjega izraza lahko izračunamo varianco za vse enote v vzorcu in sicer neodvisno od njihove medsebojne oddaljenosti h. Pri prostorski interpolaciji pa nas zanima vpliv medsebojne oddaljenosti h dveh lokacij opazovanja $s_i + s_{i+h}$ na razliko v vrednosti prostorske spremenljivke $Z(s)$. Za vse vzorčne pare N znotraj določene oddaljenosti h (Slika 42) lahko z uporabo matematične zveze izračunamo t.i. semivarianco $\gamma(h)$ in sicer po naslednjem izrazu:

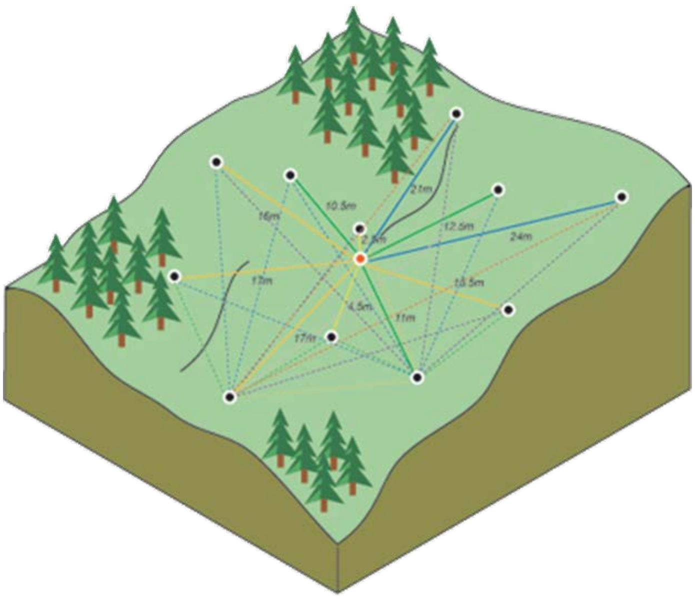
$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z_i(s_i) - Z_i(s_{i+h}) \right]^2$$

$\gamma(h)$ - semivarianca

$Z_i(s_i)$ - vrednost prostorske spremenljivke Z na lokaciji s_i

$Z_i(s_{i+h})$ - vrednost prostorske spremenljivke Z na lokaciji s_{i+h}

N - število parov



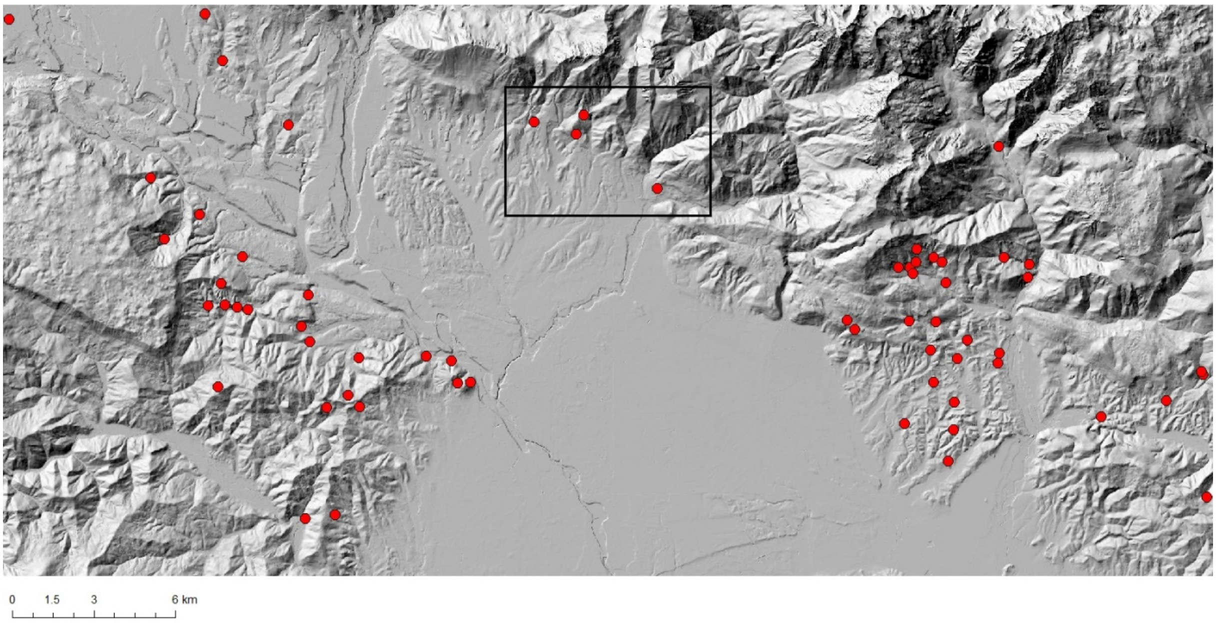
Slika 42: Pari razdalj med točkami.

Če narišemo graf, ki na y osi prikazuje semivarianco $\gamma(h)$, na x osi pa oddaljenost dveh točk, dobimo t.i. semivariogram, oz. pogosteje rečeno variogram. Če narišemo po zgoraj navedeni enačbi izračunane vrednosti semivariance za vsak par podatkov posebej v odvisnosti od razdalje med podatkoma (ne glede na smer), dobimo variogramski oblak, ki nam služi za grob vpogled v podatke. Variogramski oblak torej prikazuje vse pare točk in je za ocenjevanje splošnega vzorca prostorske odvisnosti precej neprikladen. Za ta namen namesto variogramskega oblaka uporabljamo empirični variogram, pri katerem (kot pri histogramu) razdalje med točkami združimo v razrede razdalj.

Kriging metode so torej geostatistične interpolacijske tehnike, ki določijo interpolirano vrednost kot utežno linearno premikanje povprečja vrednosti bližnjih danih točk. Pri določitvi uteži upoštevajo prostorsko odvisnost med podatki, ki jo predstavimo s semivariogramom. Izračun uteži temelji na pogoju o nepristranski oceni interpolirane vrednosti in minimalni ocenjeni varianci na novi točki. Učinkovitost metode je odvisna od izbire parametrov, saj le-ti vplivajo na kakovost rezultatov.

INTERPOLACIJA MIKROTEKTONSKIH MERITEV

Baza mikrotektonskih meritve je rezultat skoraj dvajsetletnih raziskav dr. Marka Vrabca in dr. Jureta Žaloharja. Meritve so glede na sliko 2 pridobljene na območju med Kropo in Kamnikom in pa v širši okolici Kamnika. Slika 43 podaja celotno območje z vsemi točkami in prikazuje enak izsek kot slika 2. Črn kvadrat prikazuje območje, kjer se točke na naslednjih dveh slikah podvojijo na podrobnejšem prikazu. Tako so prisotne na sliki 44 kot tudi na sliki 45.

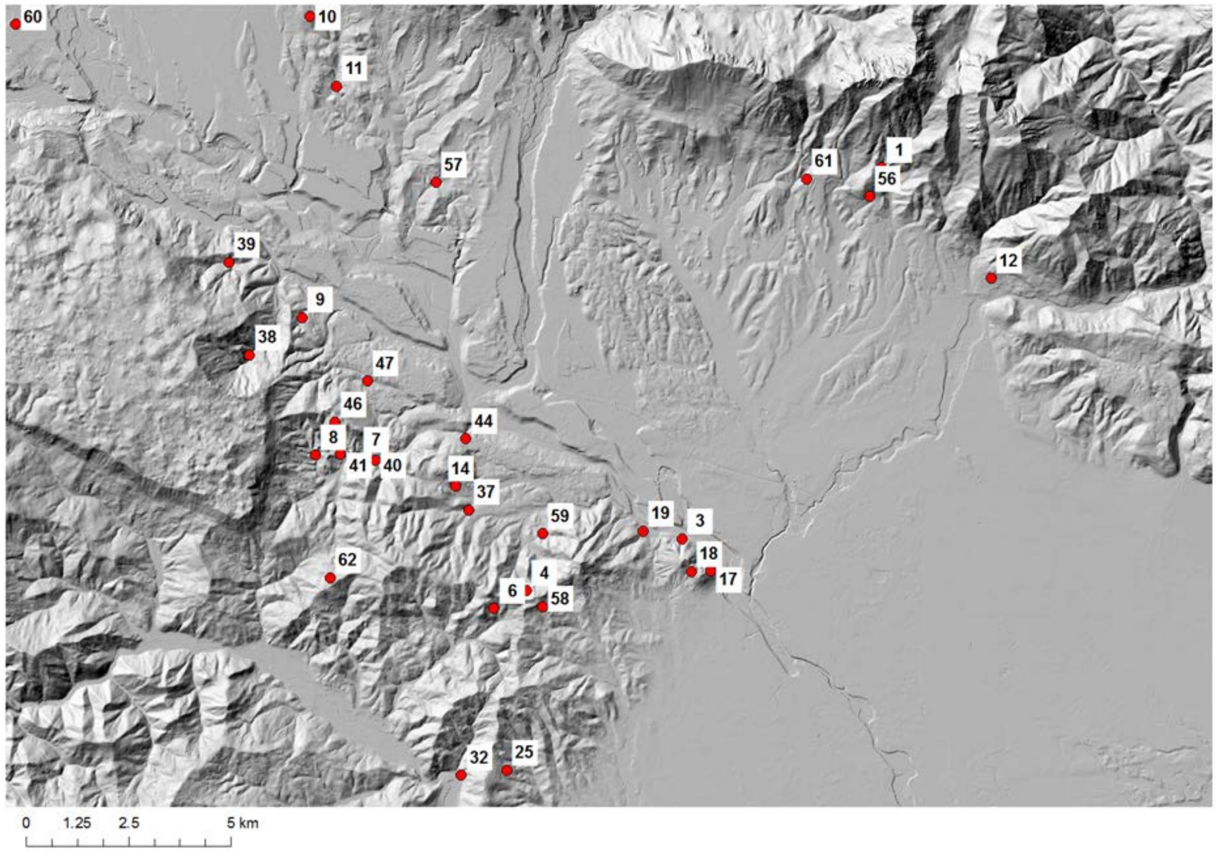


Slika 43: Razporeditev točk, na katerih so bile izvedene meritve.

Za vsako točko smo v prejšnjih fazah raziskovalnega dela s programo T-TECTO določili vrednosti azimutov maksimalne horizontalne kompresije in vrednosti vertikalne deformacije. Te vrednosti so podane v prilogi.

Postopke interpolacije skalrnega polja smo preizkusili v programskem okolju ArcGIS, modul ArcMap 10. Uporabili smo različne metode interpolacije, t.j. metodo prileganja ploskve z inverzno razdaljo, metodo zlepkov ter metodo kriging. Pregleden zapis o interpolaciji vektorskega polja podajamo v nadaljevanju.

Ker je bila gostota točk na območju med Kranjem in Tunjiškim gričevjem izredno nizka (Slika 43), smo se odločili, da bomo metode interpolacije preizkusili posebej za točke na zahodnem delu in posebej za točke na vzhodnem delu. Sliki 44 in 45 prikazujeta razporeditev in gostoto točk. Točke na obeh območjih smo nadalje razdelili še na pojavnost v posameznih deformacijskih fazah. Te faze so: faza kompresije N-S, faza ekstenzije, faza kompresije W-E, faza kompresije NE-SW ter faza kompresije NW-SE. Preglednica 1 vsebuje seznam točk na zahodni strani območja, preglednica 2 pa na vzhodni strani območja.

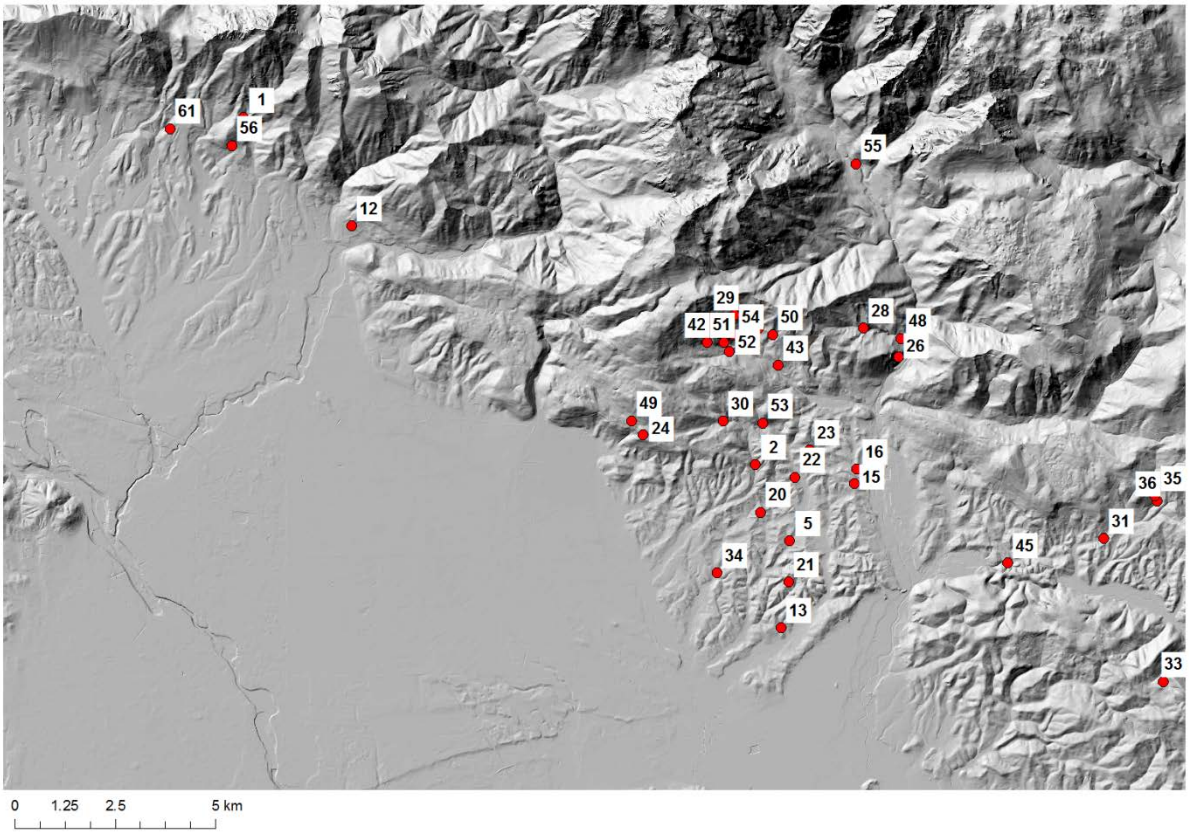


Slika 44: Razporeditev in gostota točk na zahodnem delu obravnavanega območja

Preglednica 1: Imena točk na zahodnem delu obravnavanega območja

Številka točke	Ime lokacije	Številka točke	Ime lokacije
17	Smarjetna gora	**32**	Sredniska grapa
18	Smarjetna gora Torkla	**44**	Zgornja Besnica Rovnik
3	Gorenja Sava	**46**	Jamnik pri luknji
4	Jost manjsi kamnolom	**47**	Rovte
6	Mohor	**1**	Baselj psevdoziljec
7	Nemilje kamnolom	**56**	Baselj dolomit
8	Nemilje pri vikendih	**57**	Lesnica
9	Kamnolom peci	**58**	Psevo Jost
14	Rovnik	**59**	Ribogojnica
25	Krizna gora Mocila	**60**	Straza pri Bledu
37	Besnica kvartar	**61**	Povsje
38	Kropa	**19**	Zabukovje
39	Kropa ob cesti	**11**	Peracica slap

40	Nemilje ob cesti	**10**	Peracica
41	Nemilje pod Jamnikom	**62**	Mohor jug
12	Preddvor		



Slika 45: Razporeditev in gostota točk na vzhodnem delu obravnavanega območja

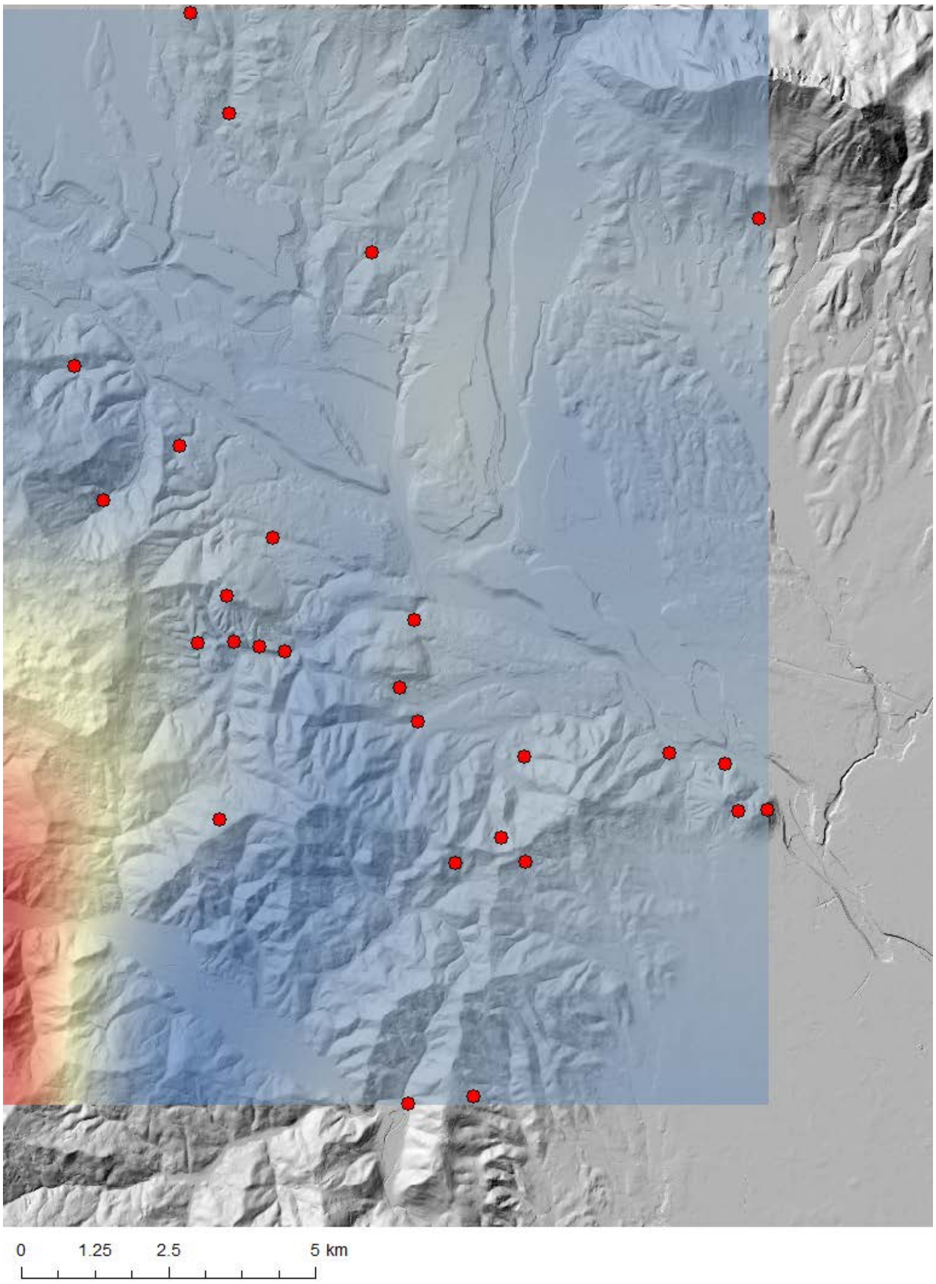
Preglednica 2: Imena točk na vzhodnem delu obravnavanega območja

Številka točke	**Ime lokacije**	**Številka točke**	**Ime lokacije**
2	Doblic	35	Zoisov kamnolom
5	Tunjice horizont	12	Preddvor
13	Rovcek	27	Planina Korosak
15	Stranje	28	Grohat 1
16	Stranje Lanise	29	Osredek
20	Zadnji vrh	42	Pecevje 64
21	Sveta Ana	43	Bistricica Slevo
22	Zgornji tok Tunščice	45	Tuhinjska dolina hrib
23	Lanise	48	Grohat 2

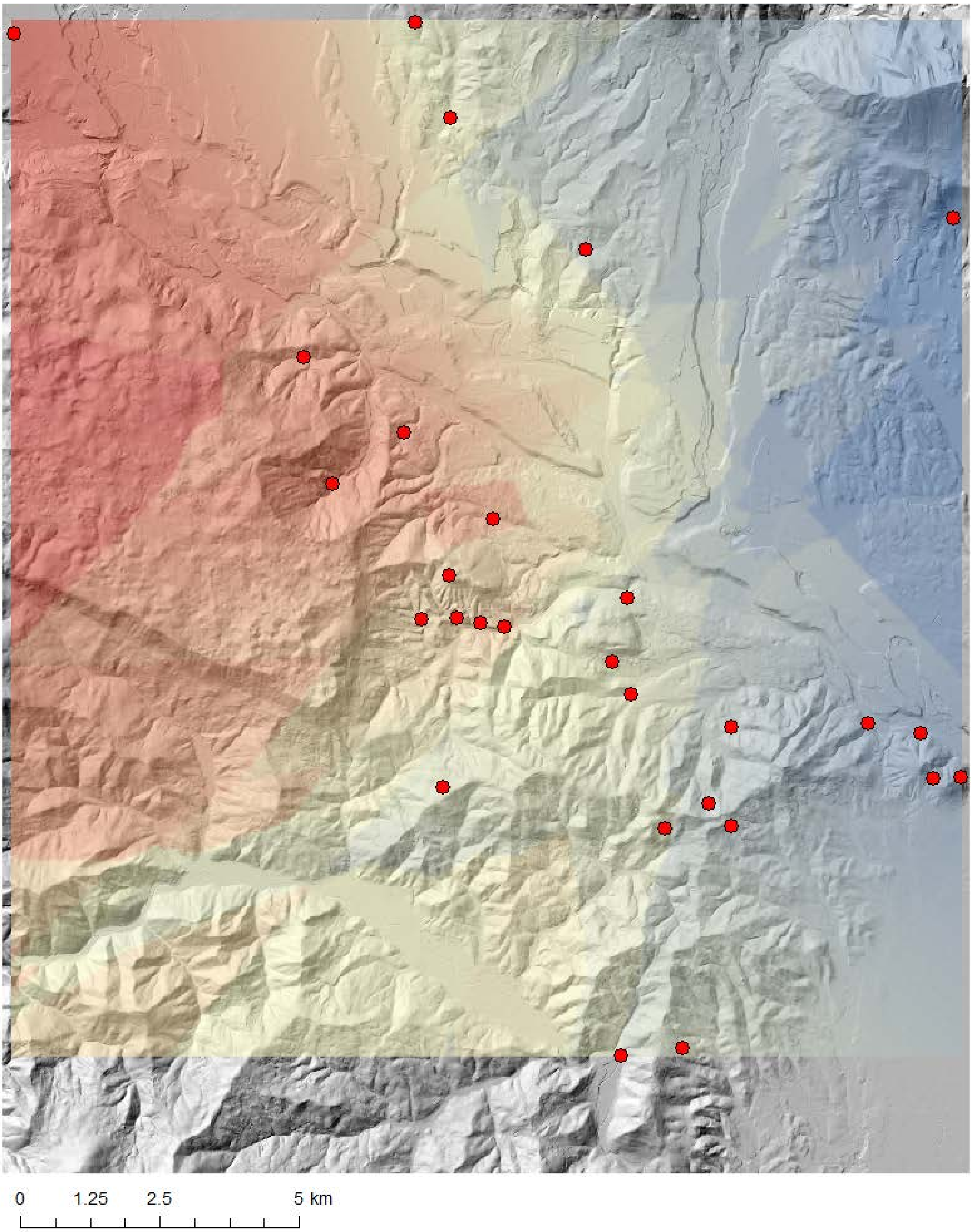
24	Apno Senturska gora	49	Ravne Senturska gora
26	Stahovica kamnolom	50	Planjava
30	Sidraz Senturska gora	51	Blatnica v pecevju
31	Rozicno	52	Blatnica
34	Vrtaški potok	53	Ob cesti pod Sidražem
36	Zoisov kamnolom 2	54	Blatnica Osredek
56	Baselj dolomit	1	Baselj psevdoziljec
61	Povsje	55	Predaselj
33	Velika lasnja		

GRAFIČNI PRIKAZ INTERPOLIRANIH PLOSKEV IN INTERPRETACIJA

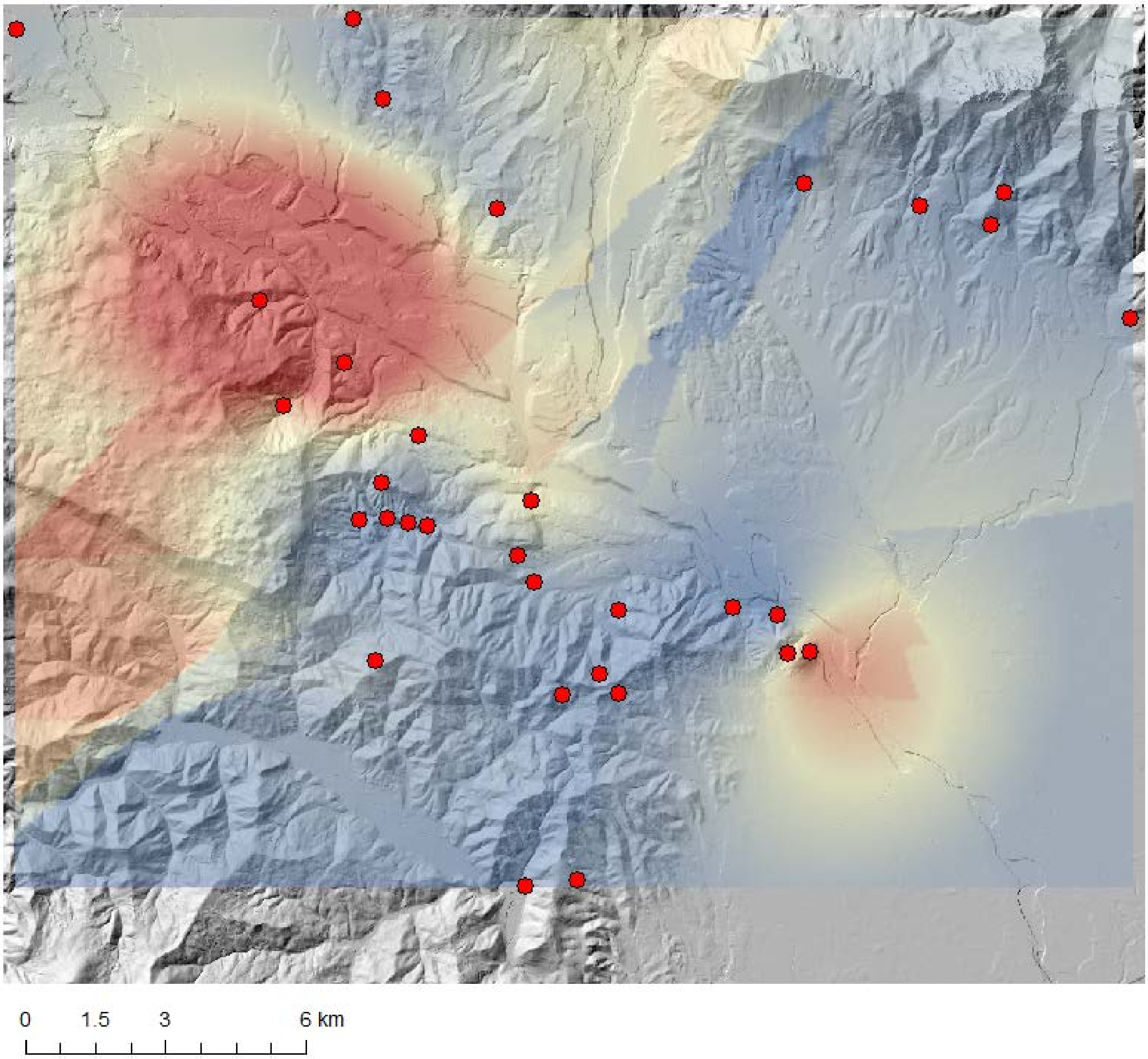
Spodnje slike (46 - 52) prikazujejo nekaj primerov interpolacij za točke na zahodu in vzhodu posebej ter v različnih deformacijskih fazah.



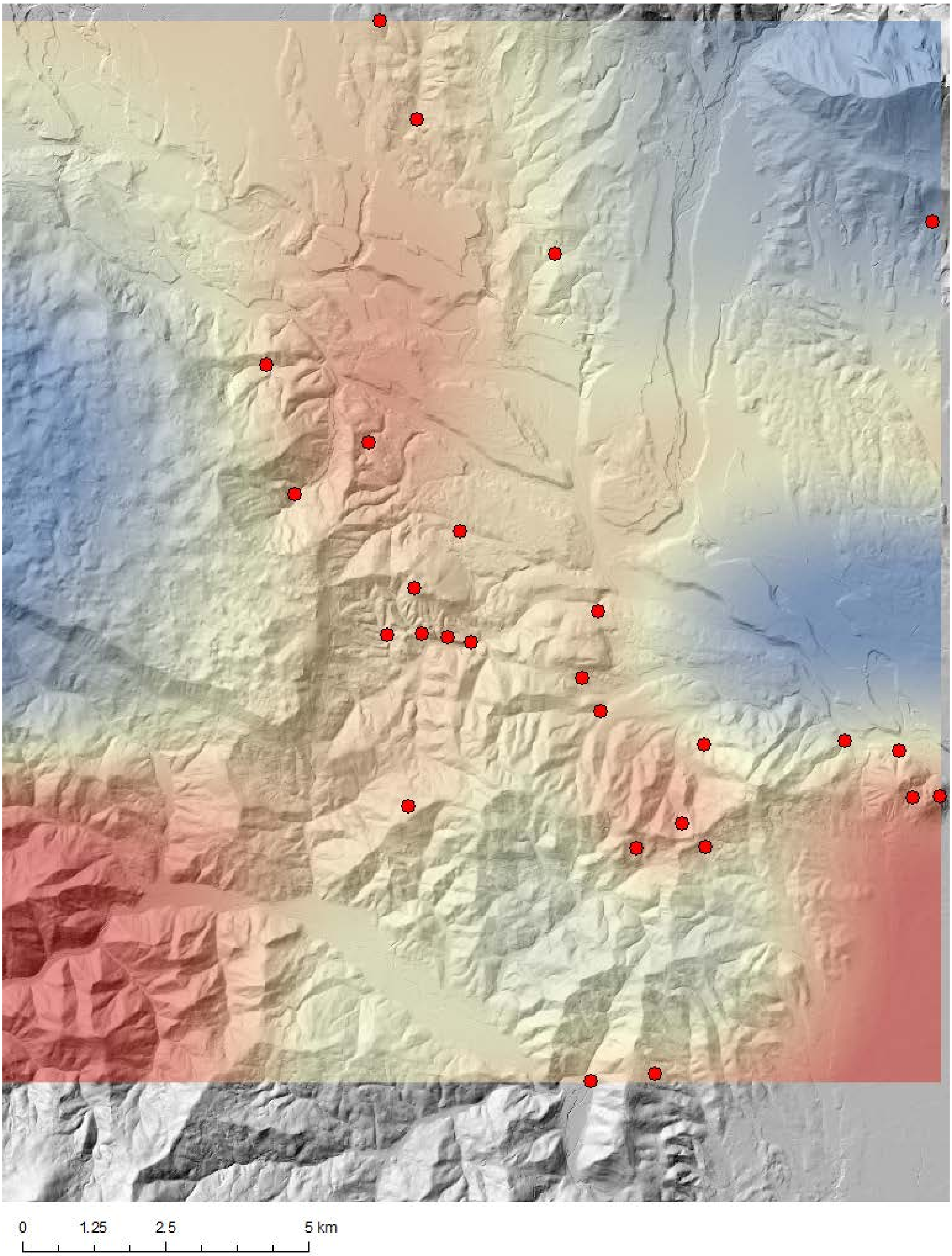
Slika 46: Interpolirana ploskev z metodo kriging za fazo ekstenzije za zahodne točke.



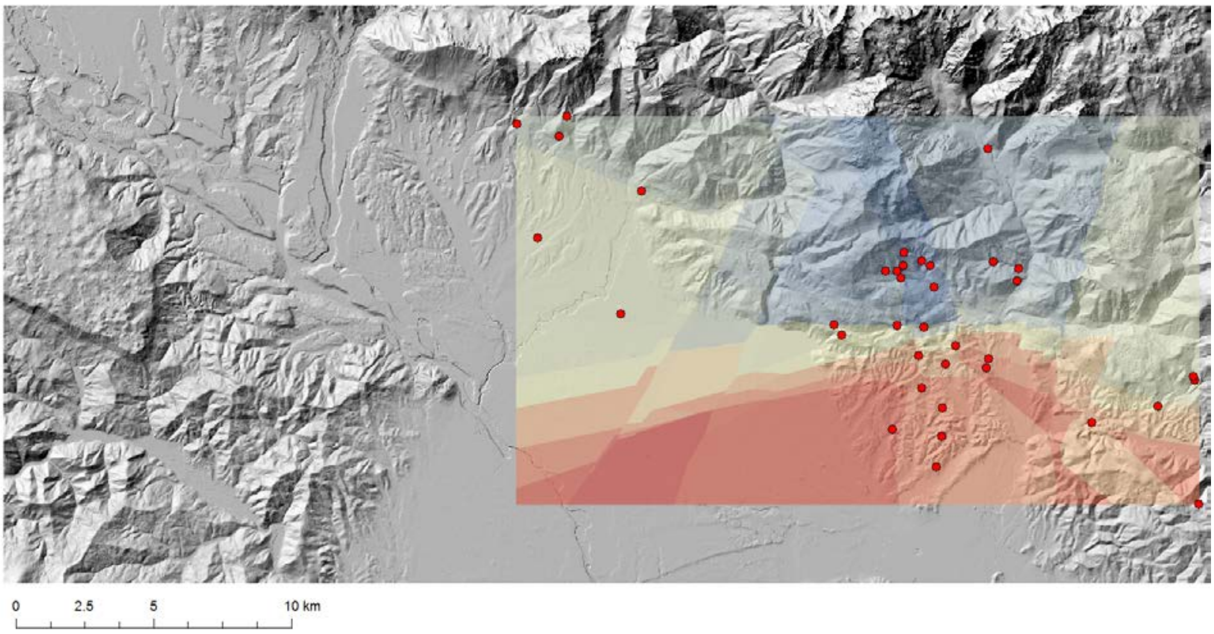
Slika 47: Interpolirana ploskev z metodo zlepkov za fazo ekstenzije za zahodne točke.



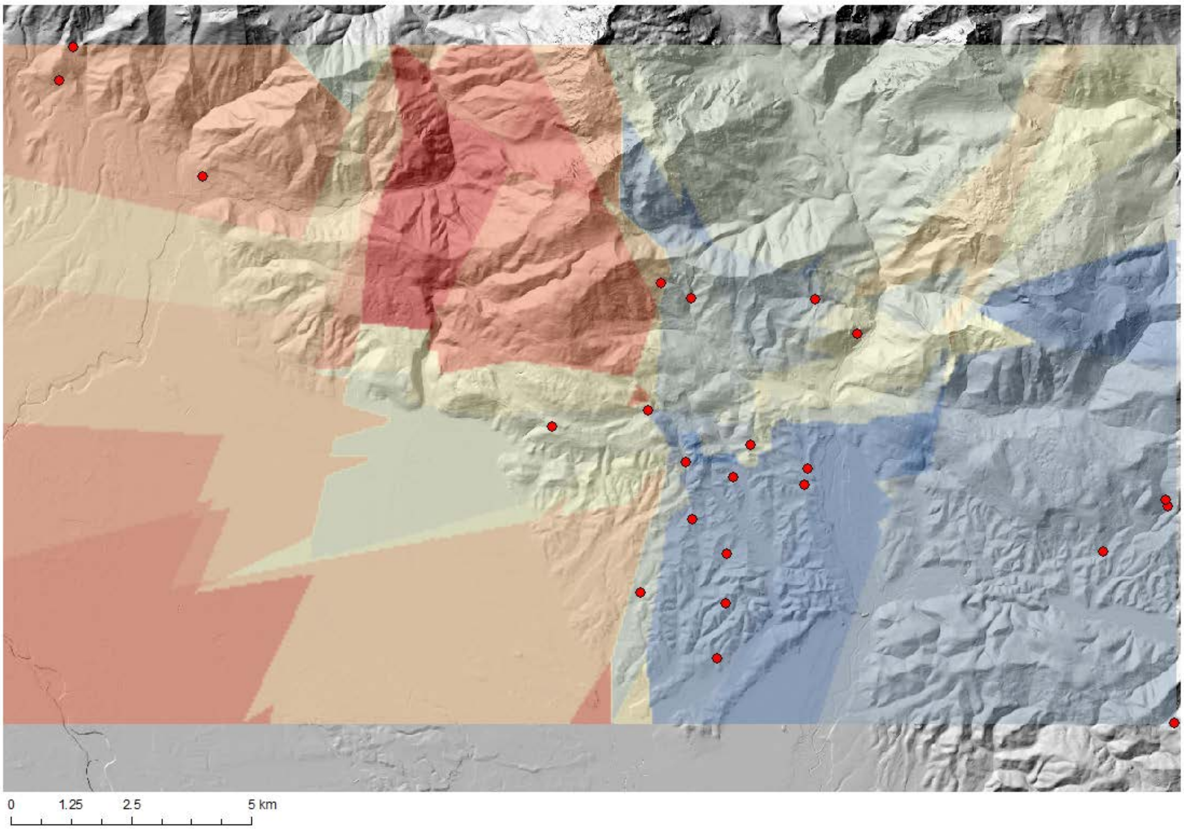
Slika 48: Interpolirana ploskev z metodo kriging za fazo W-E za zahodne točke.



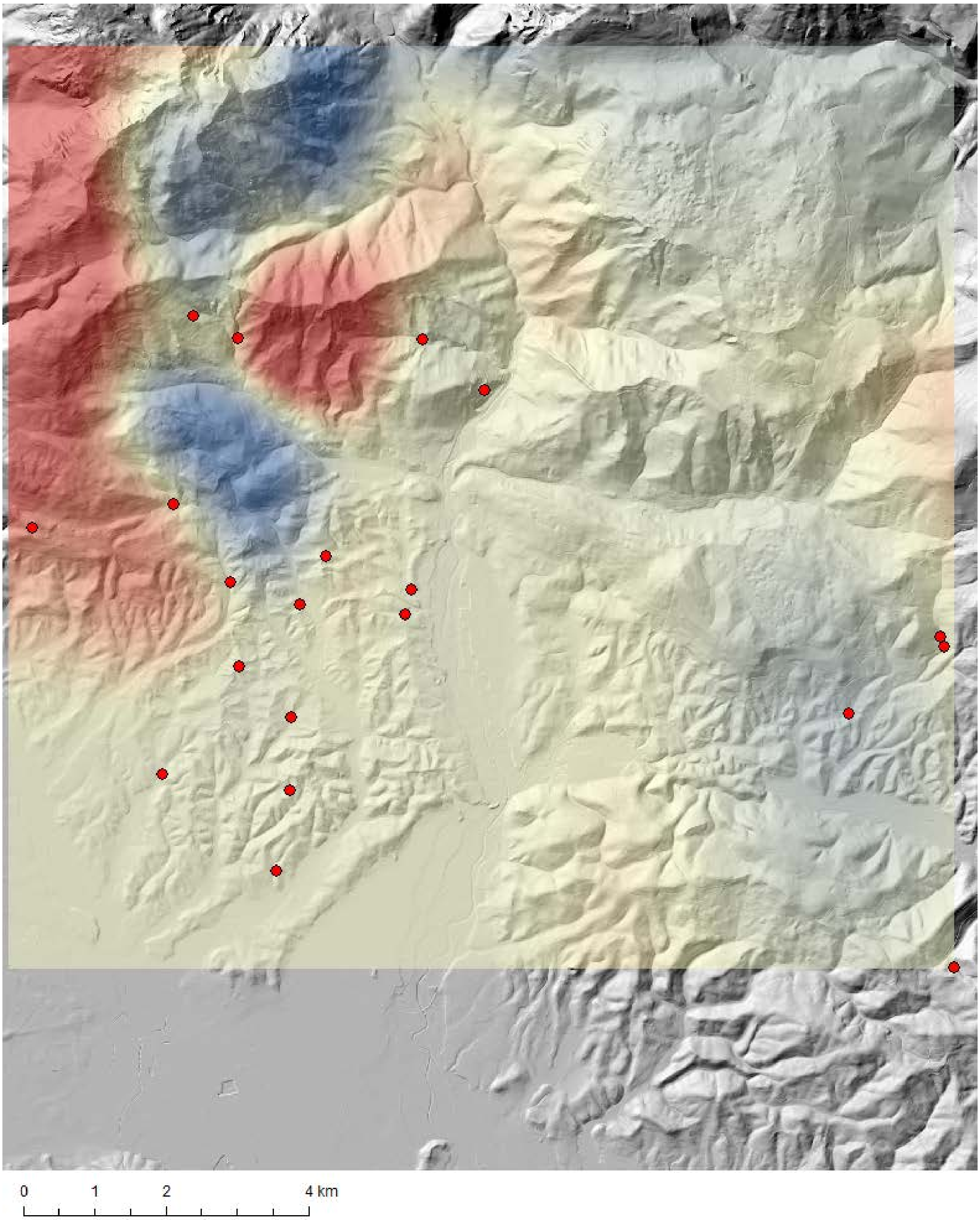
Slika 49: Interpolirana ploskev z metodo zlepkov za fazo N-S za zahodne točke.



Slika 50: Interpolirana ploskev z metodo kriging za fazo N-S za vzhodne točke.



Slika 51: Interpolirana ploskev z metodo kriging za fazo NW-SE za vzhodne točke.



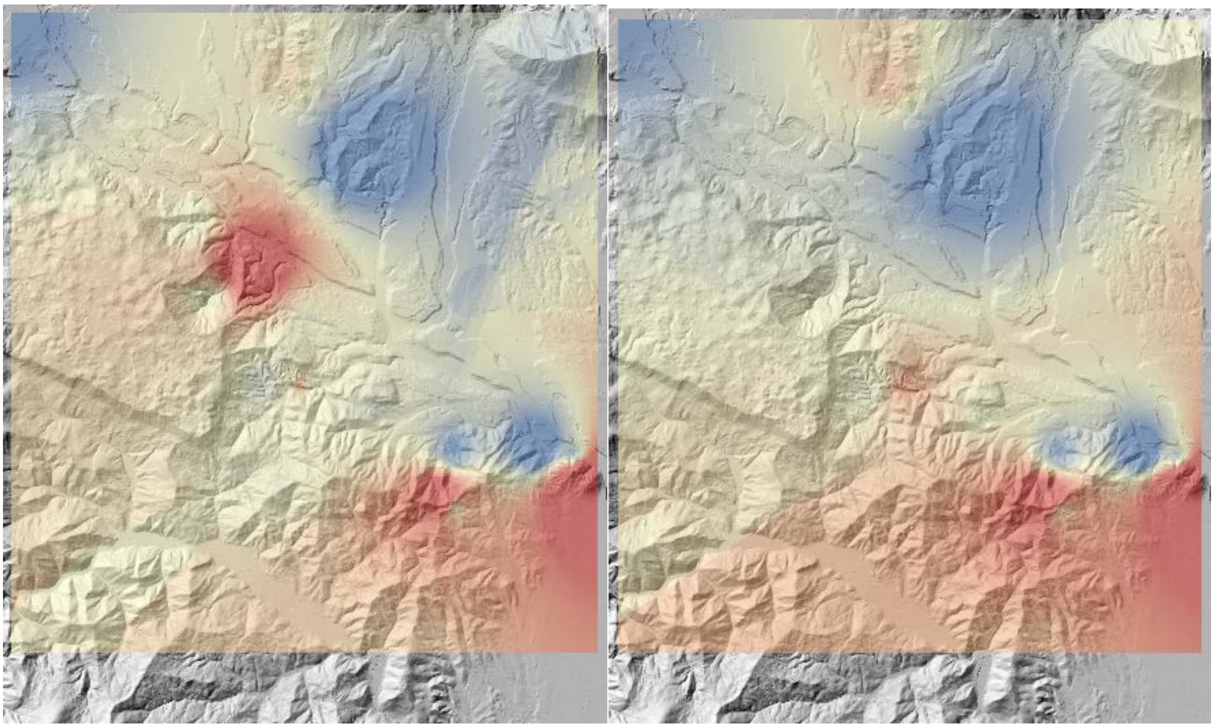
Slika 52: Interpolirana ploskev z metodo zlepkov za fazo NW-SE za vzhodne točke.

OCENA KAKOVOSTI INTERPOLACIJE

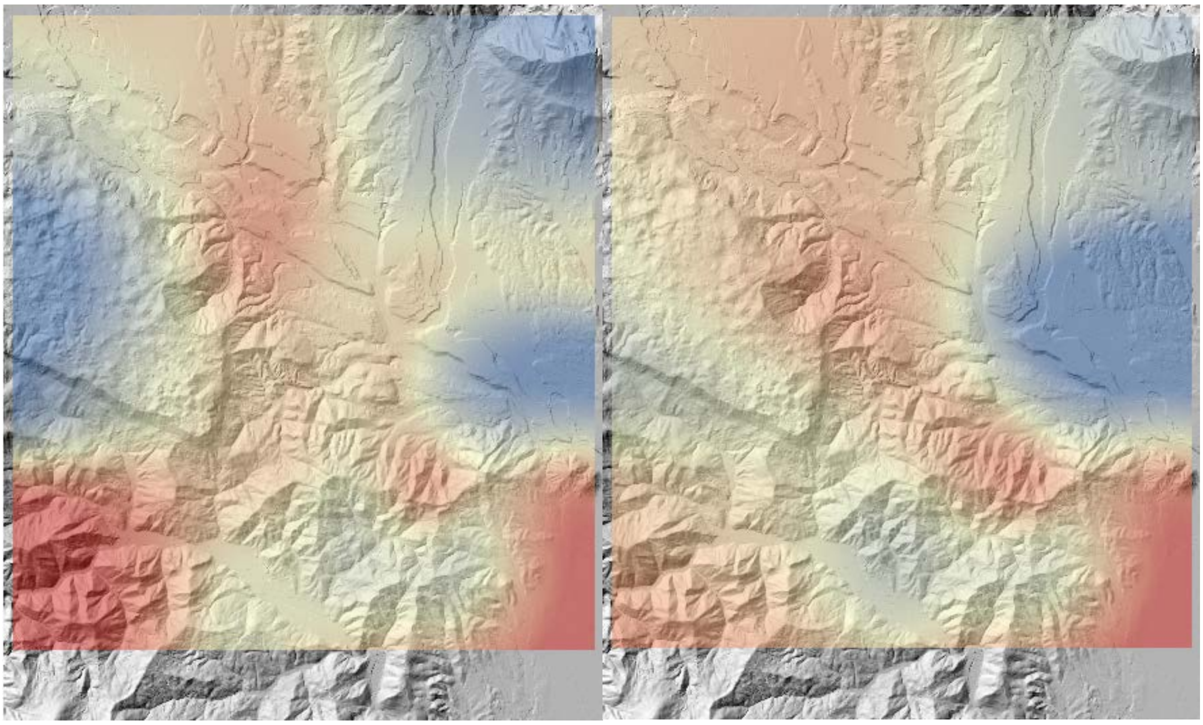
Rezultate prostorske interpolacije običajno na koncu še ovrednotimo. Pravilnost interpolirane ploskve je navadno težko oceniti, ker ni na voljo prave referenčne ploskve, s katero bi lahko primerjali dobljene rezultate (Bobnar in sod., 2010). Edini podatek, ki je na voljo, je vhodni vzorčni niz. Če imamo na voljo veliko količino podatkov, potem del podatkov uporabimo za prostorsko interpolacijo (angl. *calibration*), drug del podatkov pa za preverjanje rezultatov (angl. *validation*). Zelo redko se v praksi zgodi, da imamo na voljo dovolj podatkov, zato običajno uporabimo t.i. metodo navzkrižnega preverjanja (angl. *cross validation*), pri kateri posamezno lokacijo izločimo iz postopka interpolacije in izračunamo interpolirano vrednost na tej lokaciji. To ponovimo za vse lokacije. Za te lokacije potem izračunamo ostanek (razliko med interpolirano in dejansko vrednostjo). Če je postopek interpolacije sprejemljiv, potem je pričakovana vrednost ostankov enaka 0 (Kobal, 2009).

V raziskovalni nalogi smo izvedli poenostavljeno različico postopka ocene kakovosti interpolacije. Iz niza vzorčnih točk smo odstranili vzorčno točko in zagnali tri izmed prej predstavljenih interpolacij (metoda prileganje ploskve z inverzno razdaljo, metoda zlepkov, kriging) s preostalimi vzorčnimi točkami. Dobljene rezultate smo nato primerjali s tistimi, kjer so vključene vse vzorčne točke. Sledi ugotavljanje, kateri od uporabljenih interpolatorjev najbolje predvidi vrednost manjkajočega vzorca.

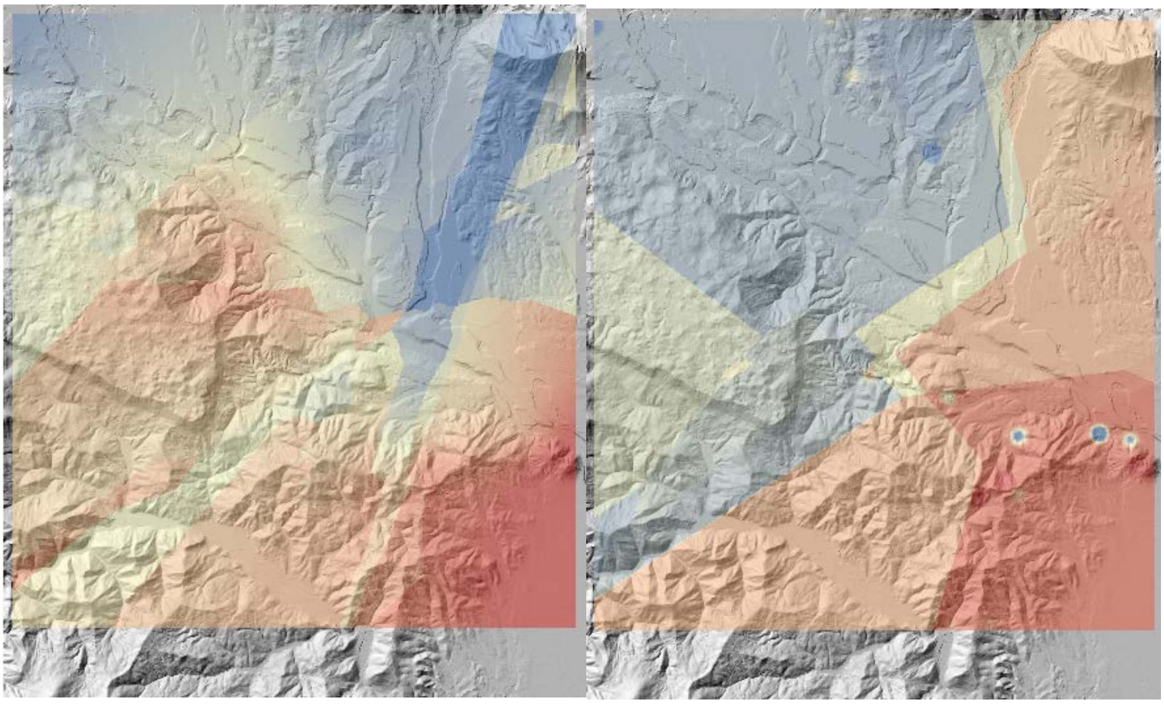
Za preizkus točnosti metod interpolacije smo se odločili med točkami v fazi N-S izločiti točko z identifikacijsko številko 9 – Kamnolom Peči. Vrednost vertikalne deformacije znaša 44%. Kot smo se prepričali v prejšnjih poglavjih, sta metoda prileganja ploskve z inverzno razdaljo in metoda zlepkov točni metodi, t.j. interpolirana vrednost celice, kjer je definiran položaj vzorčne točke bo enaka vhodni vrednosti izbrane spremenljivke, ki jo hočemo interpolirati. Na slikah 53, 54 in 55 je predstavljena primerjava metod interpolacije dveh metod pred odstranitvijo in po odstranitvi točke Kamnolom Peči.



Slika 53: Primerjava rezultatov interpolacije po metodi utežne obratne razdalje pred odstranitvijo točke (levo) in po odstranitvi točke (desno) v fazi N-S (zahodne točke).



Slika 54: Primerjava rezultatov interpolacije po metodi zlepkov pred odstranitvijo točke (levo) in po odstranitvi točke (desno) v fazi N-S (zahodne točke).



Slika 55: Primerjava rezultatov interpolacije po metodi kriging pred odstranitvijo točke (levo) in po odstranitvi točke (desno) v fazi N-S (zahodne točke).

Preglednica 3 podaja nekaj ugotovitev primerjave definiranja ploskev z vsemi točkami in z izločeno točko. Glede na rezultate lahko zaključimo, da vrednost manjkajočega vzorca najbolje predvidi metoda zlepkov. Pri metodi prileganja ploskve z inverzno razdaljo in metodi kriging imajo na vrednost manjkajoče točke velik vpliv vrednosti bližnjih točk. Pri krigingu se izpostavi še en problem, t.j. vprašanje zadostnega števila točk.

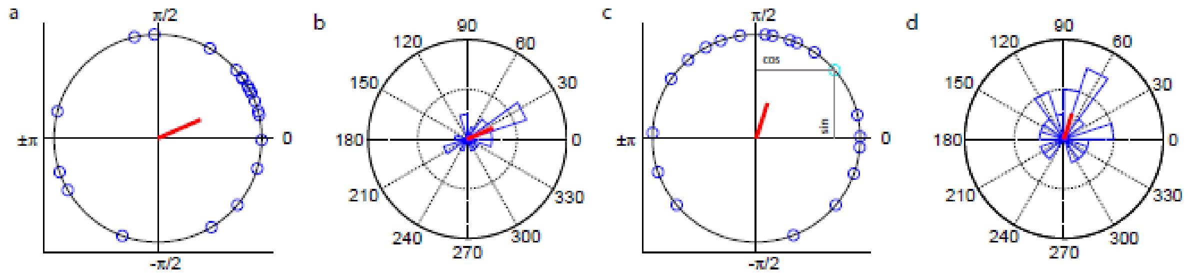
Preglednica 3:

Metoda	**Značilnost metode**	**Vrednost vertikalne deformacije z vsemi točkami v točki Kamnolom Peči**	**Vrednost vertikalne deformacije brez točke Kamnolom Peči v celici na mestu izpuščene točke**
IDW	točna	44	-3
Zlepki	točna	44	30
Kriging	približna	5	-3,5

Potrebno je razumeti, da bo vrednost v celici, ki je na mestu manjkajoče točke, odvisna tudi od vrednosti in števila in porazdelitve sosednjih točk kot tudi karakteristik uporabljene metode interpolacije. Interpretacija rezultatov interpolacije ni enolično določljiva, temveč jo je potrebno obravnavati v kontekstualnih okvirjih obravnavane problematike.

INTERPOLACIJA VEKTORSKEGA POLJA

Pojem vektorskega prostora se uporablja za opisovanje pojavov, ki vključujejo smer v vsaki točki prostora. Interpolacija vektorskega polja temelji na t.i. krožni statistiki. Krožna statistika je podpodročje statistike, ki se ukvarja z razvojem numeričnih postopkov, primernih za delo s podatki, ki temeljijo na kotnih enotah (kotni skali) (Slika 56).



Slika 56: Predstavitev vektorskih podatkov na kotni skali.

Za razliko od linearne skale, kjer sta znana tako (enolično določena) začetek in usmerjenost izbrane količine, pri kotni skali vrednost 0° ne predstavlja pomembnega izhodišča v pomenu majhnih in velikih vrednosti. Za primer vzemimo smer vetra, merjene v stopinjah – veter, ki piha v smeri 359° sledi skoraj identični poti kot veter, ki piha v smeri 0°.

Pri drugem primeru želimo izračunati povprečje kotov z vrednostmi 10°, 30° in 350°. Čeprav vsi vektorji kažejo proti 0°, izračunana aritmetična sredina znaša 130°. Takšen izračun seveda ni primeren, saj je potrebno vrednosti kotov najprej transformirati v vektorske enote v ravnini. To storimo z naslednjim izrazom:

$$r_i = \begin{pmatrix} \cos\alpha_i \\ \sin\alpha_i \end{pmatrix}, \text{ kjer je } \alpha_i \text{ vrednost kota}$$

Po tej transformaciji lahko definiramo povprečje vektorjev r_i kot:

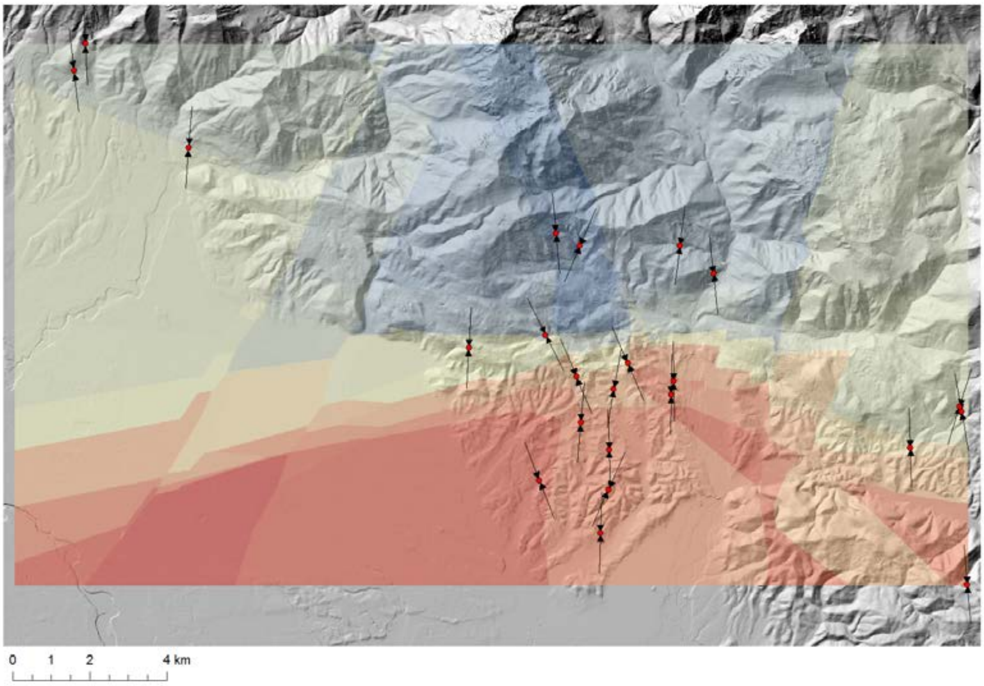
$$\bar{r} = \frac{1}{N}\sum_i r_i$$

Vektor $\bar{r}$ imenujemo rezultanta.

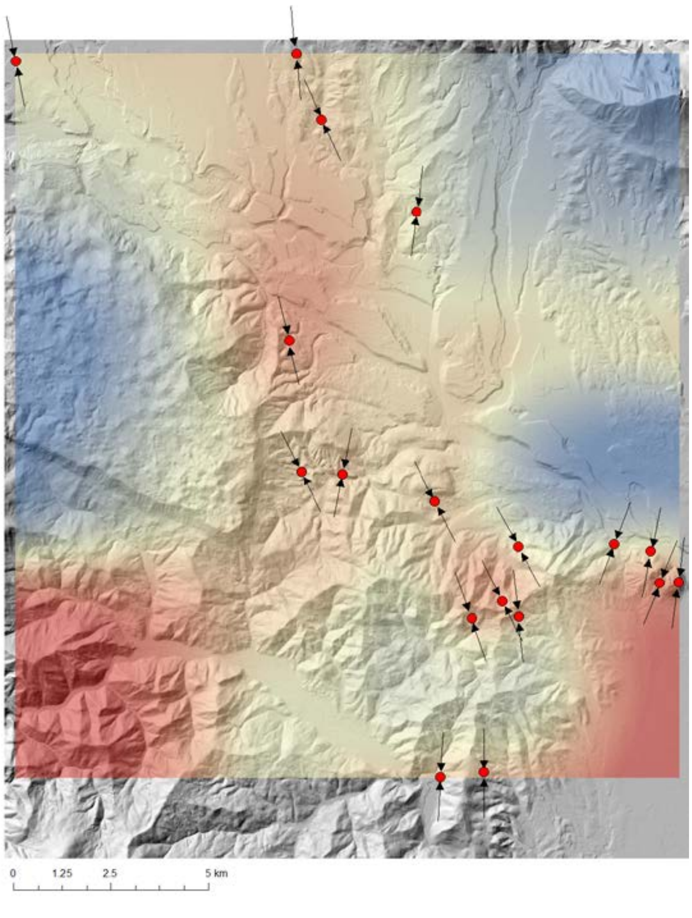
Karakteristike vektorskih podatkov torej preprečujejo uporabo najpogosteje uporabljenih statističnih metod, saj bi namreč le-te lahko prikazale napačne ali zavajajoče rezultate (Berens, 2009).

Ker je matematično ozadje interpolacije vektorskega polja kompleksno področje statistike, teoretičnih podrobnosti na tem mestu ne navajamo.

Poenostavljen pristop k definiranju in prikazu smeri napetosti v zemeljski skorji v različnih fazah deformacij predstavlja risanje smeri azimutov (prave in komplementarne vrednosti azimuta) napetosti maksimalne kompresije v posameznih točkah. Na slikah 57 in 58 je prikazan primer risanja smeri azimutov.

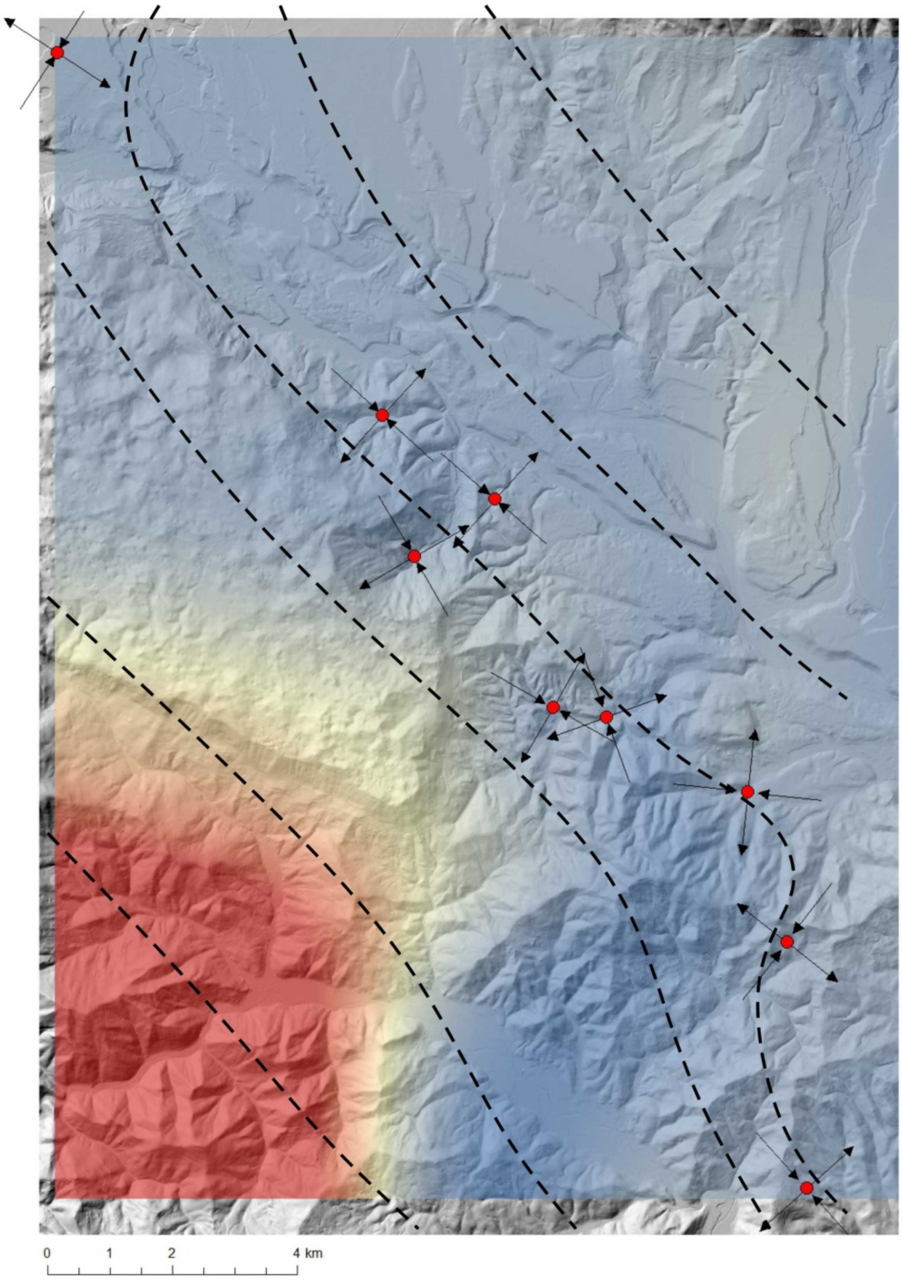


Slika 57: Azimuti maksimalne horizontalne kompresije v fazi N-S (vzhodne točke)

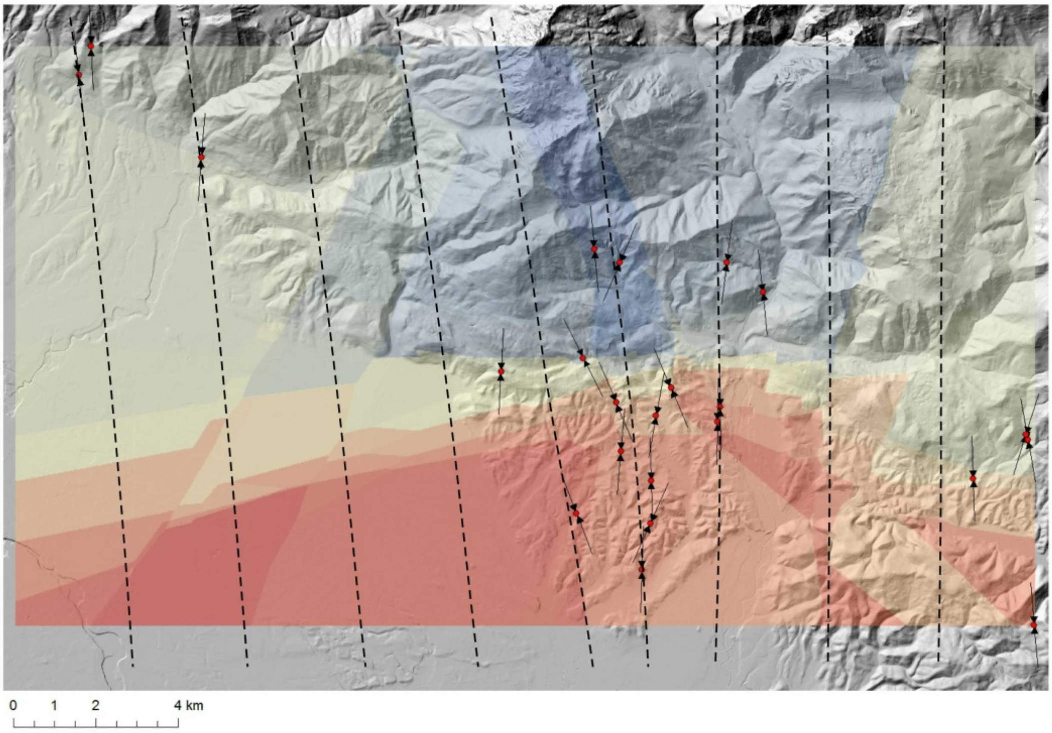


Slika 58: Azimuti maksimalne horizontalne kompresije v fazi N-S (zahodne točke)

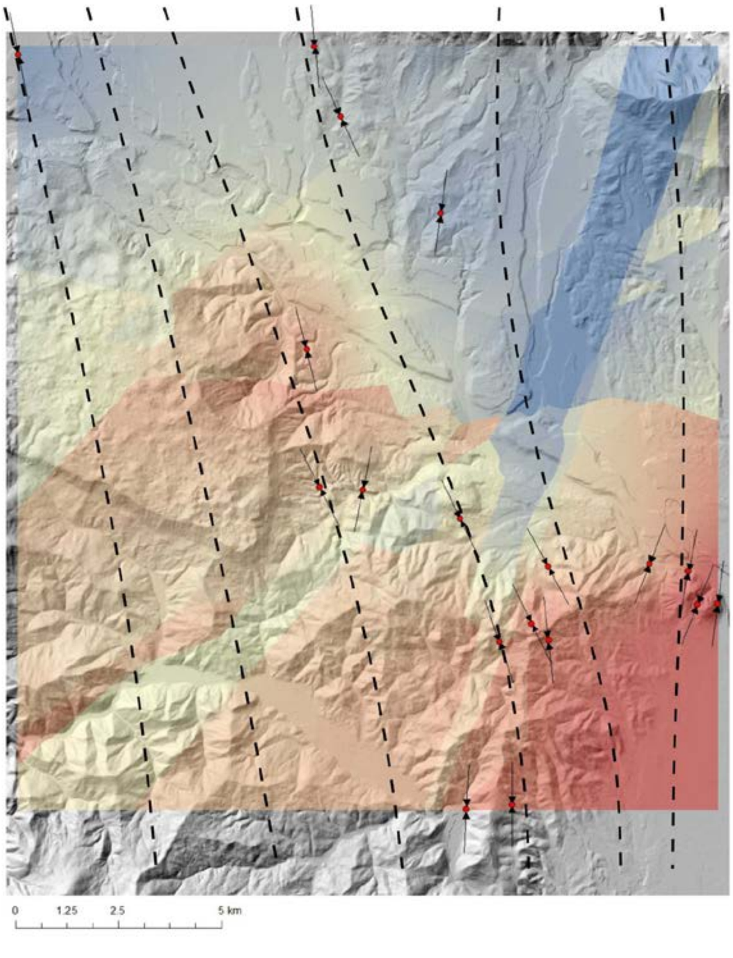
Na obeh slikah lahko vidimo, da so za točke, ki so si medsebojno dovolj blizu, vrednosti in smeri maksimalne kompresije razmeroma podobne. Prav tako je nakazan trend enotne smeri na celotnem območju. Trend enotne smeri smo v nadaljevanju izpostavili z definiranjem trajektorij, t.j. linij, ki v teoriji povezujejo smeri z enako vrednostjo azimuta. Ker ta pogoj pri uporabljenih meritvah ni izpolnjen (vrednosti so si približno podobne), trajektorije narišemo približno skozi narisane smeri azimutov na posameznih točkah v 5 fazah deformacij (Slike 59-63).



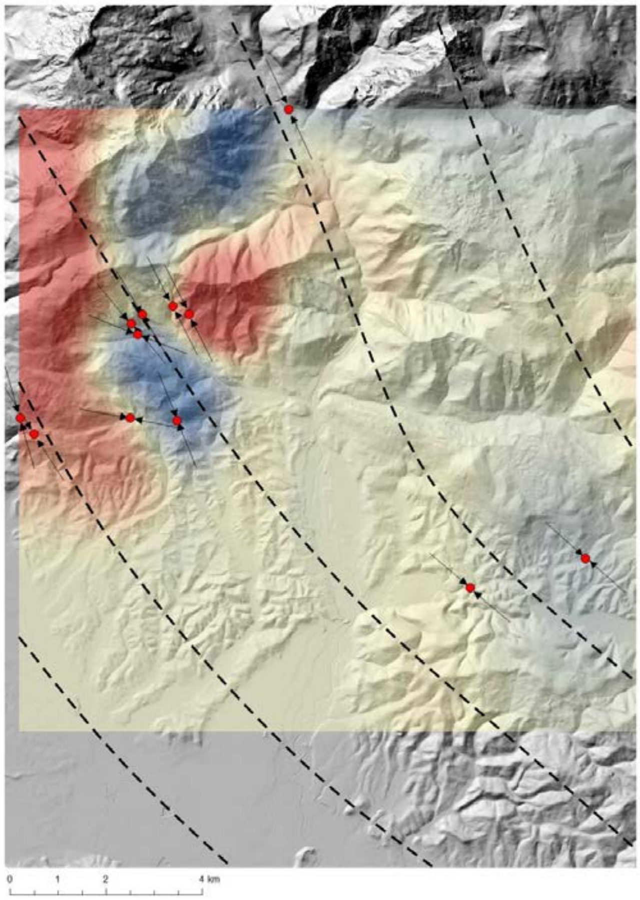
Slika 59: Trajektorije smeri maksimalne horizontalne kompresije v fazi kompresije NW-SE in ekstenzije (zahodne točke).



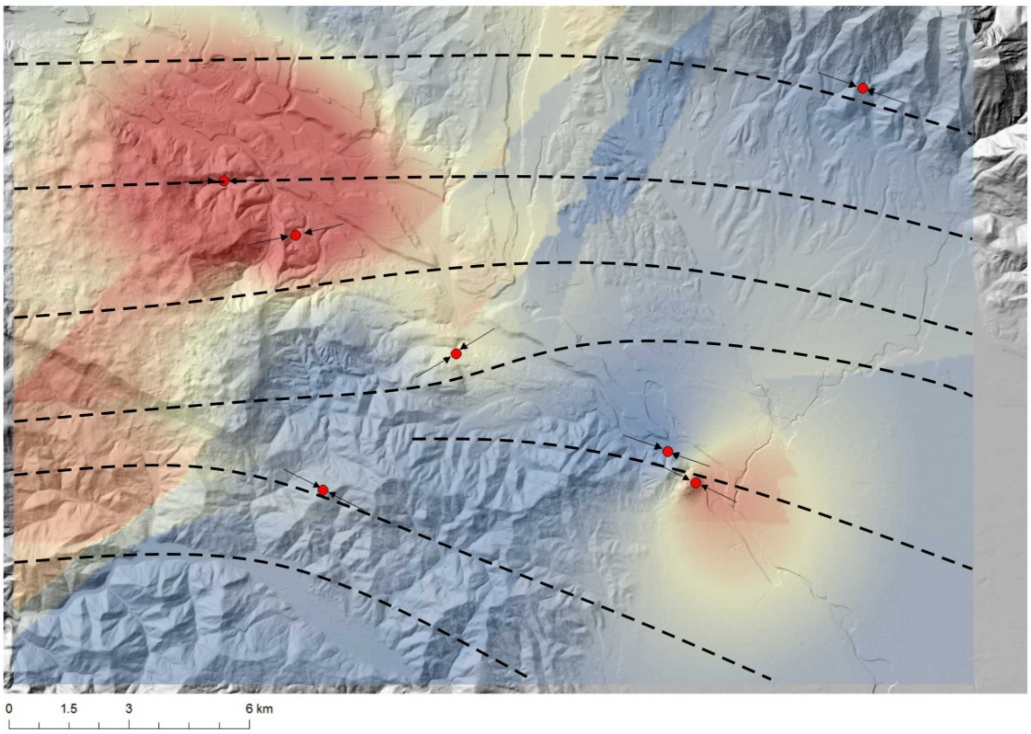
Slika 60: Trajektorije smeri maksimalne horizontalne kompresije v fazi N-S (vzhodne točke)



Slika 61: Trajektorije smeri maksimalne horizontalne kompresije v fazi N-S (zahodne točke).

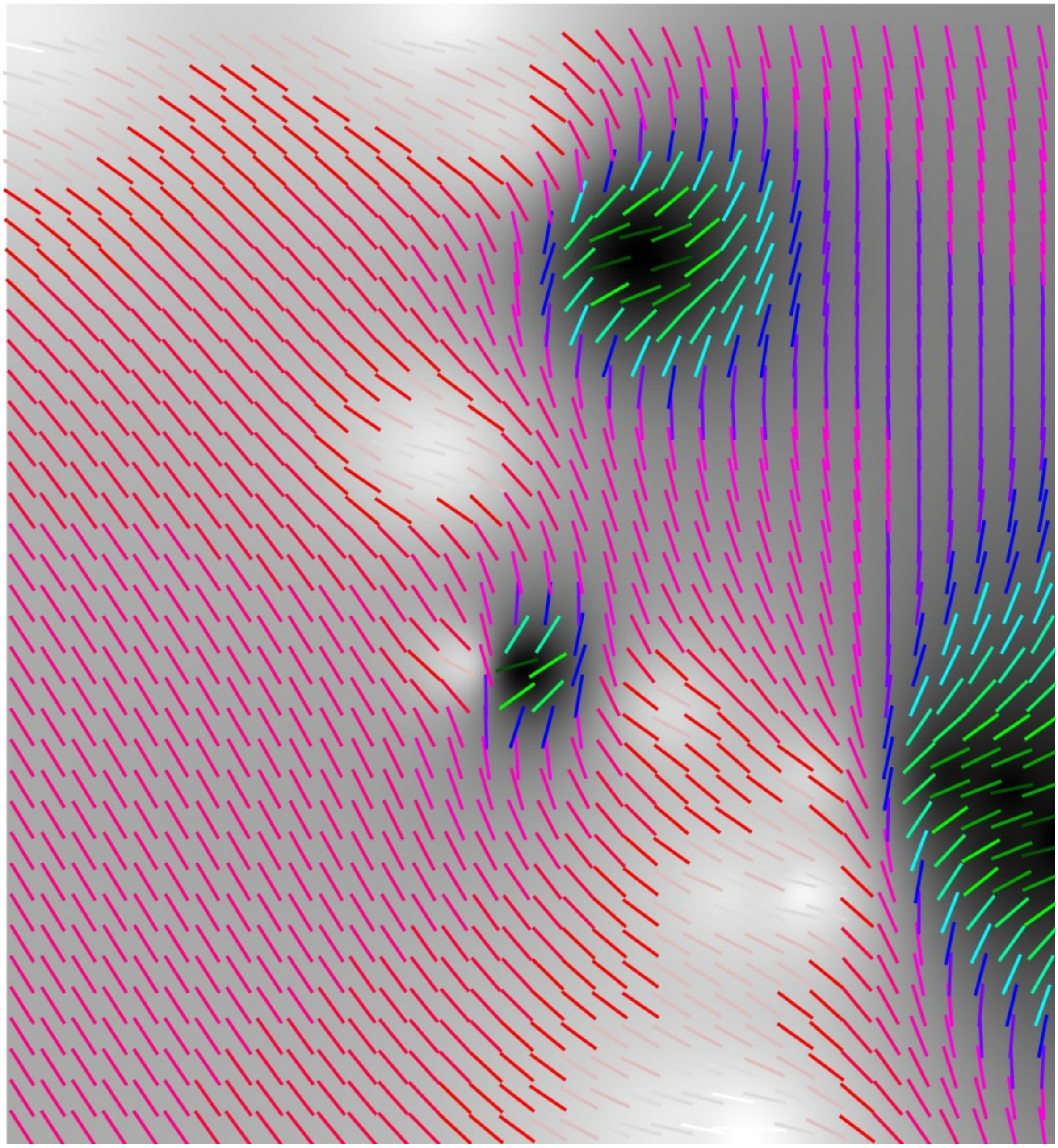


Slika 62: Trajektorije smeri maksimalne horizontalne kompresije v fazi NW-SE (vzhodne točke)



Slika 63: Trajektorije smeri maksimalne horizontalne kompresije v fazi W-E

Izdelali smo tudi en primer karte vektorskega polja (Slika 64), pri čemer smo uporabili programsko orodje IDL 8.0 ter programsko kodo za vizualizacijo in interpolacija smernih podatkov (Gagliano, 2012). Vhodni podatki so zajemali vrednosti azimutov maksimalne horizontalne kompresije za točke na zahodu v fazi N-S, uporabljena metoda interpolacije je metoda utežne inverzne razdalje (IDW). Primerjava slike 64 s sliko z ročno narisanimi trajektorijami iste faze razkrije nujnost večjega števila vhodnih podatkov za interpolacijo azimutov. Interpolirane smeri namreč ne nakazujejo pričakovane N-S smeri prelamljanja.



Slika 64: Interpolirano vektorsko polje.

ZAKLJUČEK

Rezultati praktičnega dela raziskovalne naloge razkrijejo, da sta analiza digitalnega modela reliefa ter interpolacija paleonapetostnih in deformacijskih polj primerni orodji na področju raziskav preteklih tektonskih pojavov.

Ker so tektonske deformacije raziskovanega območja zelo mlade oziroma še aktivne, je morfologija terena v veliki meri vezana na strukturo, kar je jasno razvidno že iz topografske karte. Z obdelavo DMR lahko izvedemo sledeče:

1. izločimo, ojačimo in povežemo morfološke elemente, ki so vezani na prelome (npr. linearne doline, stopnje in prevoje v reliefu),
2. omejimo kraške planote ter analiziramo njihovo razporeditev in orientacijo ob domnevi, da predstavljajo ostanke nekoč enotne paleopovršine,
3. poiščemo znake aktivne tektonike, zlasti v nižinskih predelih, ki so prekriti s kvartarnimi sedimenti.

Interpolacija paleonapetostnih polj predstavlja metodo za prostorsko napovedovanje skalarnih in vektorskih polj, ki so pomankljivo zajeti. Vprašati se je potrebno, kolikšno je število točk, ki jih še lahko interpoliramo? Zanimivo in hkrati paradoksalno je namreč dejstvo, da z večjo gostoto meritev izginja problem iskanja čim boljše metode za interpolacijo. Od interpolacije pričakujemo pridobitev ploskve, ki bo čim bolj zadostovala predhodno definiranemu področju obravnave in obravnavani problematiki.

V našem primeru smo se prepričali, da je bila gostota vhodnih podatkov majhna. Za zanesljivejše rezultate in večjo možnost pojasnjevanja prostorskih in časovnih karakteristik paleonapetosti, bi moral vhodni niz podatkov vsebovati točke s homogeno razporeditvijo na obravnavanem območju, prav tako pa bi moral vsebovati večje število vzorčnih točk. Smiselno bi bilo tudi preveriti, ali med podatki v vzorčnem nizu obstaja trend. Prav tako je pomembno, kako so podatki porazdeljeni. Kobal in sod., (2009) npr. navajajo, da je zanesljivost prostorske interpolacije večja, če so vrednosti prostorske spremenljivke porazdeljujejo normalno.

Za nadaljnje delo predlagamo izvedbo mikrotektonskih meritev na gostejši mreži opazovalnih postaj (mikrolokacij). Prav tako predlagamo nadaljnjo analizo in primerjavo uporabe rezultatov pridobljenih z različnimi numeričnimi tehnikami. Ker je prepoznavanje reliefnih oblik in izločanje ostalih struktur zemeljskega površja za potrebe geološkega in geomorfološkega izvrednotenja nepogrešljivo, predlagamo tudi uporabo naprednejših postopkov senčenja digitalnega modela reliefa kot je SVF - Sky View Factor (Zakšek, 2011). Algoritem SVF oz. analiza z uporabo deleža vidnega neba temelji na principih difuzne osvetlitve površja (osvetlitev iz več smeri) in za razliko od klasičnega analitičnega senčenja pri izračunu osvetlitve posamezne celice (preko izračuna naklona in usmerjenosti) upošteva njeno večjo okolico in ne zgolj najbližjih sosednjih pikslov.

VIRI IN LITERATURA

1. Analytical hillshading. 2012. http://users.ntua.gr/bnakos/Hillshading_Eng.html (Pridobljeno marec 2012.)
2. Angelier J. 1994. Paleostress Determinations., in Continental deformations., Pergamon Press, Ltd.
3. ArcGIS Desktop 9.3. help. 2012. http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=welcome (Pridobljeno marec 2012.)
4. Aš, V. 2008. Vplivi metod interpolacije in glajenja na geometrično natančnost ploskev iz lidarskih podatkov. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo. 63 str.
5. Berens, P. 2009. CircStat: A MATLAB Toolbox for Circular Statistics. V: Journal of Statistical Software, Volume 31, Issue 10.
6. Bobnar, S., Drobne, S., Šumrada, R. 2010. Priročnik za vaje iz prostorskih analiz v GIS orodju ArcGIS. Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo.
7. Childs, C. 2004. Interpolating surfaces in ArcGIS Spatial Analyst. V: ArcUser, 32-35.
8. Dupin J.-M., W. Sassi, J. Angelier 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis., Journal of Structural Geology 15, 1033-1043.
9. Engelder T., S. Marshak 1988. Analysis of data from rock-deformation experiments., in Basic Methods of Structural Geology, 193-212, Prentice Hall, Englevood Cliffs, New Jersey.
10. Fry N. 1999. Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors., Journal of Structural Geology 21, 7-21.
11. Gagliano. S. 2012. Exelis. Visual information solution. Elektronska pošta za Đurić. N.: 2. april 2012. Osebna komunikacija.
12. Ghosh S. K. 1993. Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments., Pergamon Press Ltd., Haedington Hill Hall, Oxford, 597 p.
13. Goldstein A., S. Marshak 1988. Analysis of fracture array geometry., in Basic Methods of Structural Geology, 249-266, Prentice Hall, Englevood Cliffs, New Jersey.
14. Jaeger J. C., N. G. W. Cook 1969. Fundamentals of Rock Mechanics., Methuen London.
15. Jamšek, P., Benedetti, L., Bavec, M., Atanackov, J., Vrabec, M. Gosar, A. 2011. Preliminary report on the Vodice fault activity and its potential for seismic hazard in the Ljubljana basin. V: 2nd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Corinth, Greece.

16. Jemec , M., Šajn , R., 2007. Geokemične raziskave tal in podstrešnega prahu na območju Litije = Geochemical research of soil and attic dust in Litija area, Slovenia. Geologija 2007, knj. 50, 2, str. 497-505
17. Kastelec, D., 2001. Objektivna prostorska interpolacija meteoroloških spremenljivk in njihovo kartranje: doktorska disertacija. Ljubljana, Fakulteta za matematiko in fiziko: 152 str.
18. Kobal, M. Eler, K. Simončič, P., Kraigher, H. 2009. Uporaba geostatističnega modela za predstavitev interakcij v rizosferi. V. Studia Forstalia Slovenica / Strokovna in znastvena dela, Humar, M. Kraigher, H. (ur.), 135, 41-46. Trajnostna raba lesa v kontekstu sonaravnega gospodarjenja z gozdovi.
19. Kokalj, Ž., Zakšek, K., Oštir, K. 2010. Archaeological Application of an Advanced Visualization Technique Based on Diffuse Illumination. V: REUTER, Rainer (ur.). Remote sensing for science, education, and natural and cultural heritage. Oldenburg: EARSeL, 2010, str. 113-119.
20. Krantz R. W. 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application., Journal of Structural Geology 10, 225-237.
21. Oertel G. 1965. The mechanism of faulting in clay experiments., Tectonophysics 2, 343-393.
22. Petit J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks., Journal of Structural Geology 9, 597-608.
23. Podobnikar, T. 2001. Digitalni model reliefa iz geodetskih podatkov različne kakovosti. Doktorska disertacija. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo. 224 str.
24. Podobnikar, T. 2006. Digitalni model reliefa iz različnih podatkov. Življenje in tehnika. 4/20.
25. Podobnikar, T. 2008. Nadgradnja modela reliefa Slovenija z visokokakovostnimi podatki. Geodetski vestnik 52, 4. 834-853.
26. Pollard D. D., D. Saltzer, A. M. Rubin 1993. Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?, Journal of Structural Geology 15, 1045-1054.
27. Ranalli G., Z.-M.Yin 1990. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case., Journal of Structural Geology 8, 1067-1071.
28. Reches Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field., Tectonophysics 47, 109-129.
29. Reches Z. 1983. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition., Tectonics 6, 849-861.
30. Reches Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis., Tectonophysics 95, 133-156.
31. Roberts J. L. 1996. Geological Structures., The Macmillan Press Ltd., 250 p.

32. Schellart W. P. 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling., Tectonophysics 324, 1-16.
33. Sibson R. 1985. A note on fault reactivation., Journal of Structural Geology 7, 751-754.
34. Sibson R. H. 1989. High-angle reverse faulting in northern New Brunswick, Canada, and its implications for fluid pressure lavels., Journal of Structural Geology 11, 873-877.
35. Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? Journal of Geophysical Research 103, 12205-12222.
36. Vrabec, M. 2001. Structural analysis of the Sava Fault zone between Trstenik and Stahovica. Ph. D. Thesis, University of Ljubljana, Ljubljana, 94 p.
37. Vrabec, M., 2000. Govški peščenjak v profilu Doblič. Neobjavljeno diplomsko delo, Univerza v Ljubljani, 100 str.
38. Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology 59, 118-130.
39. Yamaji A. 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data., Journal of Structural Geology 22, 429-440.
40. Yin Z.-M, G. Ranalli 1992. Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems., Journal of Structural Geology 14, 237-244.
41. Zakšek, K., Oštir, K., Kokalj, Ž. 2011. Sky-view factor as a relief visualization technique. Remote sens. (Basel). [Online ed.], 3, 2, str. 398-415.
42. Zupan, M. , Eina x, J. W. , Kraft , J., Lobnik , F. Hudnik , V., 2000. Chemometric characterization of soil and plant pollution : Part 1: Multivariate data analysis and geostatistical determination of relationship and spatial structure of inorganic contaminants in soil. Environ.sci.pollut.res.int., 89-96
43. Žalohar, J., Zevnik, J. 2006. Miocenske plasti v Tunjiškem gričevju. Kamniški zbornik, 18, 289–301

PRILOGE

V spodnji tabeli je podan seznam točk po posameznih deformacijskih fazah z vrednostmi azimuta maksimalne horizontalne kompresije in relativne vertikalne deformacije. Položaj točk na obravnavanem območju pojasnjujeta sliki x in x ter preglednici x in x.

1. Deformacijska faza N-S

Ime lokacije	Azimut	Relativna vertikalna deformacija
Bašelj psevdoziljec	357	+55
Bašelj dolomit	354	+5
Doblič	337	+25
Gorenja Sava	191	-8
Jošt manjši kamnolom	334	+35
Tunjice – horizont	358	+98
Mohor	341	+13
Nemilje kamnolom	191	+7
Nemilje pri vikendih	333	-3
Kamnolom Peči	346	+44
Peračica	355	+2
Peračica slap	335	+4
Preddvor	184	+54
Rovček	182	+73
Rovnik	334	-2
Stranje	181	-2
Stranje Laniše	359	+5
Šmarjetna gora	187	+43
Šmarjetna gora Torkla	202	+52
Zabukovje	201	+37
Zadnji vrh	185	+100
Sveta Ana	204	+67
Zgornji Tok Tunščice	190	+15
Laniše	337	-6
Apno na Šenturški gori	183	+65
Križna gora Močila	360	+5
Stahovica – kamnolom	354	+87
Planina Korošak	203	-7
Grohat 1	187	+32
Osredek	355	-2
Sidraž Šenturška gora	333	+30

Rožično	358	+2
Sredniška grapa	347	+4
Velika Lašna	355	+6
Vrtaški potok	339	+6
Zoisov kamnolom	197	-16
Zoisov Kamnolom 2	350	+85
Lešnica	188	-31
Pševo-Jošt	354	+3
Ribogojnica-Jošt	331	-15
Straža pri Bledu	349	-17

2. Faza ekstenzije: maksimalna horizontalna ekstenzija

Ime lokacije	**Azimut**	**Relativna vertikalna deformacija**
Besnica kvartar	186	-75
Kropa	240	-50
Kropa ob cesti proti kamnolomu	222	-99
Mohor	308	-60
Nemilje ob cesti	250	-99
Nemilje pod Jamnikom	210	-91
Kamnolom Peči	221	-98
Preddvor	188	-87
Križna gora Močila	228	-70
Pečevje 64	237	-98
Bistričica Slevo	263	-81
Povšje	198	-94
Straža pri Bledu	303	-97

3. Faza ekstenzije: maksimalna horizontalna kompresija minimalna horizontalna ekstenzija

Ime lokacije	**Azimut**	**Relativna vertikalna deformacija**
Besnica kvartar	276	/
Kropa	330	/
Kropa ob cesti proti kamnolomu	312	/
Mohor	218	/
Nemilje ob cesti	340	/
Nemilje pod Jamnikom	300	/
Kamnolom Peči	311	/
Preddvor	278	/

Križna gora Močila	318	/
Pečevje 64	327	/
Bistričica Slevo	353	/

4. Deformacijska faza W-E

Ime lokacije	**Azimut**	**Relativna vertikalna deformacija**
Bašelj psevdoziljec	290	-15
Gorenja Sava	289	-29
Kropa ob cesti proti Kamnolomu	268	+100
Kamnolom Peči	257	+80
Šmarjetna gora	296	+70
Zgornja Besnica Rovnik	239	+33
Slevo	272	+7
Tuhinjska dolina Hrib	282	+14
Zoisov kamnolom 2	273	+36
Mohor-jug	297	+7

5. Deformacijska faza NE-SW

Ime lokacije	**Azimut**	**Relativna vertikalna deformacija**
Jamnik pri luknji	224	+57
Kropa	227	+18
Mohor	215	-61
Kamnolom Peči	217	+96
Rovte	214	+92
Grohat 1	226	+75
Grohat 2	241	+77
Tuhinjska dolina Hrib	226	+26
Mohor-jug	219	+1

6. Deformacijska faza NW-SE

Ime lokacije	**Azimut**	**Relativna vertikalna deformacija**
Predaselj	335	-14
Ravne Šenturška gora	344	+40

Planjava	333	+40
Planina Korošak	333	+13
Blatnica	292	-19
Blatnica v pečevju	320	-9
Apno na Šenturški gori	327	+29
Ob cesti pod Sidražem	338	-29
Blatnica Osredek	329	-53
Sidraž Šenturška gora	281	+8
Rožično	312	-12
Tuhinjska dolina Hrib	310	0