

O VREDNOSTI NEKATERIH STRUKTURNIH ANALIZ

Dušan Kuščer

S 6 slikami med tekstem

Pri terenskih geoloških preiskavah smo često navezani na nepopolne podatke, ki jih dobimo na izoliranih, med seboj več ali manj oddaljenih golicah. Iz teh podatkov moramo sklepati, kaj je med golicami in kakšno je normalno stratigrafsko zaporedje plasti preiskanega ozemlja, da bi mogli konstruirati ustrezne profile. Stopnja, do katere se rezultati preiskave približujejo stanju v naravi, je v veliki meri odvisna od geologovega znanja, spretnosti in izkušenj. Vsak geolog bi moral v svojih poročilih, profilih in kartah čim jasneje pokazati, kaj so dala neposredna opazovanja, in kaj je rezultat posrednega sklepanja.

Kadar uporabljamo rezultate preiskav drugih geologov pa žal pogosto težko presodimo, kaj je zanesljivo, in kaj rezultat več ali manj samovoljnih sklepov in površnih ocenitev. To močno ovira primerjalne študije, posebno v stratigrafiji in tektonski geologiji. Zato iščemo tudi v geologiji nove, eksaktnije metode, s katerimi bi lahko napačne interpretacije čim bolj omejili.

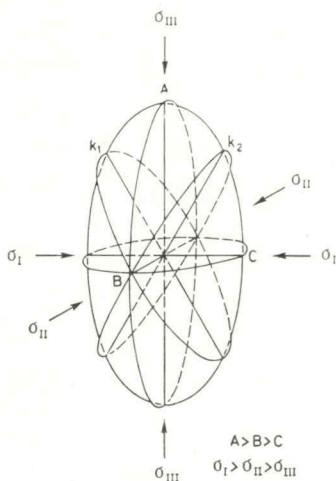
V zadnjem času geologi tudi pri nas uporabljajo med drugim statistične metode obdelave razpok, prelomov, vpadov plasti in drugih tektonskih elementov. Če hočemo te metode pravilno uporabljati, moramo poznati osnovne pojme matematične statistike, pri interpretaciji rezultatov pa tudi določene pojme nauka o trdnosti. Pouk geologije na univerzi podaja te osnove pri nas šele v zadnjih letih, zato posebno geologi, ki so študirali po starem učnem načrtu, z veseljem preberejo vsako publikacijo, v kateri je prikazana uporabnost statističnih metod v sprejemljivi obliki.

Tudi Bercetov članek (1963) smo prebrali z zanimanjem. Kot kaže, se je avtor zavedal, da pri nas te metode še niso dovolj poznane in jih je zato skušal posredovati v obširnejšem uvodu ter na primeru rudišča Sitarjevec pokazati njihovo uporabnost. Takoj v prvem odstavku je ugotovil, da se strukturna metoda »za sedaj v naših rudiščih premalo uporablja še celo tam, kjer predstavlja skoraj edini podatek«. Nato pravi v drugem odstavku, da so se pri statističnem urejevanju podatkov »pokazale določene pravilnosti, ki omogočajo podrobnejšo interpretacijo strukture rudišča in lege rudnih teles, kot pa bi jih dobili le na podlagi opazovanj in splošnih geoloških podatkov«. Toda zaključki, do katerih je prišel na podlagi statistične analize vpadov plasti ter razpok in prelomov v rudišču Sitarjevec, kažejo, da rezultati le niso bili tako plodni. Saj sam

pravi na 188. strani: »Na podlagi teh podatkov lahko rečemo, da tvorijo posamezni bloki, čeprav ne vemo njihovega realnega položaja v prostoru, nekakšno gubo, ki jo moremo imenovati statistična guba«.

Kako naj koristijo takšni statistični podatki pri interpretaciji rudišča, če ne povedo niti kakšen je položaj posameznih blokov, kaj šele da bi iz njih zvedeli, kakšen je položaj rudnih teles. Takšne statistične analize so za rudarsko geologijo brez pomena in nikakor ne morejo prispevati k pravilnejšemu zastavljanju sledilnih del, kot bi to Berce rad prikazal (185. str.). Podrobni podatki, da je rudišče v sinklinali in da ima rudno telo Grol obliko sklede, so rezultati običajnih splošnih geoloških opazovanj (Berce, 1963, 188).

Proučevanje posameznih tektonskih oblik pričenja avtor z razlago elipsoida deformacije. Ko pravi, da je ta elipsoid homogen elipsoidu napetosti pri elastičnih deformacijah, bi moral nekoliko podrobneje razložiti, kaj s tem misli; saj je tudi vsaka plastična deformacija posledica



1. sl. Elipsoid deformacij
A, B in C so glavne osi elipsoida, σ_I , σ_{II} , σ_{III} glavne napetosti, k_1 in k_2 krožna preseka elipsoida

napetostnega stanja, ki ga lahko opišemo z elipsoidom. Obseg plastične deformacije v določeni točki telesa lahko nazorno prikažemo z elipsoidom deformacije, ki predstavlja deformirano kroglo, očrtano okrog te točke kamenine pred pričetkom deformacij. Čim večja je razlika med glavnimi osmi A, B in C tega elipsoida (1. sl.), tem večja je plastična deformacija. Legi najmanjše in največje osi nam kažeta, v kateri smeri se je kamenina najbolj krčila oziroma najbolj raztezala. Če se kamenina deformira tako, da ostanejo glavne napetosti ves čas vzporedne z osmi elipsoida deformacij, bo njegova najmanjša os vzporedna z največjo glavno napetostjo (σ_I), največja pa z najmanjšo glavno napetostjo (σ_{III}), vendar le takrat, kadar je kamenina izotropna.

Nerazumljiv je stavek: »Drsenje blokov se po njem« (po Beckerju) »javlja le v dveh krožnih presekih elipsoida« (Berce, 1963, 186).

Nikomur ne bo jasno, za kakšne bloke tu gre. Plastična deformacija, katero opisujemo z elipsoidom deformacije, je bolj podobna toku viskozne tekočine, kot pa drsenju enega bloka ob drugem. Nadalje pravi (na 186. str.), da »danes lahko rečemo, da ta hipoteza« (namreč hipoteza o elipsoidu deformacij) »pojasnjuje le posebne primere pri deformaciji kamenin« in navaja osem vzrokov, ki kažejo, »da ta hipoteza ni popolnoma v redu«:

»a) kamenine so običajno nehomogene«.

V tem primeru bodo tudi deformacije nehomogene. Vendar bomo lahko deformacijo okrog vsake točke v kamenini opisali z elipsoidom, če je le zvezna, tj. brez premikov ob razpokah, in če je tudi sprememba deformacije med dvema sosednjima točkama kamenine zvezna, tj. če so odvodi deformacij po koordinatah zvezni in majhni v primeri z velikostjo mineralnih zrn. Ta pripomba velja tudi za večino drugih točk, ki jih avtor navaja pod b) do h).

»b) deformacije samo v dveh dimenzijah so izjemen primer«.

Pri vsakem študiju širšega območja se nam bo pa vseeno zazdelo, da to ni tako izjemen primer. Vedno poudarjamo, da so se npr. v vzhodnih Alpah vršile deformacije v smeri sever—jug, v Dinarskem gorovju pa v smeri severovzhod—jugozahod. Premikanja v vzdolžni smeri gorovja so izjeme. Le redkokje bomo imeli torej večje deformacije v vseh treh dimenzijah.

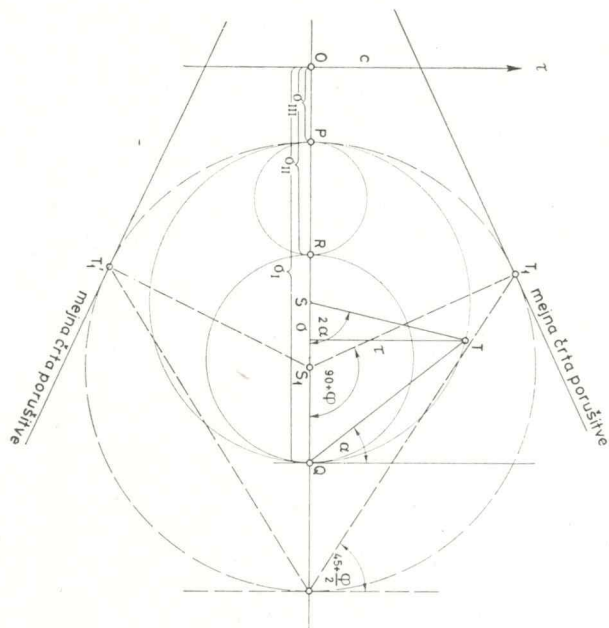
»c) običajno so deformacije neafine«.

Z drugimi besedami lahko rečemo, da so deformacije nehomogene in velja isto, kar smo povedali zgoraj pri a).

»d) drsenje se javlja v conah vseh treh osi«.

Avtor je to verjetno povzel po Ažgireju (1956, 53), ki razlaga smeri razpok z Mohrovimi krogi, s katerimi grafično ponazorujemo napetosti določene točke v poljubni smeri. Največji med krogi podaja napetosti v ravninah pasu srednje glavne napetosti σ_{II} , tj. ravninah, vzporednih tej napetosti. Če so bile med deformacijo glavne napetosti ves čas vzporedne osem deformacijskega elipsoida, je srednja glavna napetost σ_{II} vzporedna osi B. Če poznamo napetost v dveh ravninah tega pasu in obenem položaj teh ploskev, lahko napetosti v vseh drugih ploskvah pasu izračunamo. Napetosti prikažemo v diagramu (sl. 2 a), v katerem nanesemo na absciso daljico, proporcionalno normalni napetosti σ , na ordinato pa daljico, proporcionalno tangencialni napetosti τ . V tektonski geologiji je pripravnije, da računamo tlačne napetosti pozitivno in ne negativno, kot je običajno v tehničnem nauku o trdnosti.

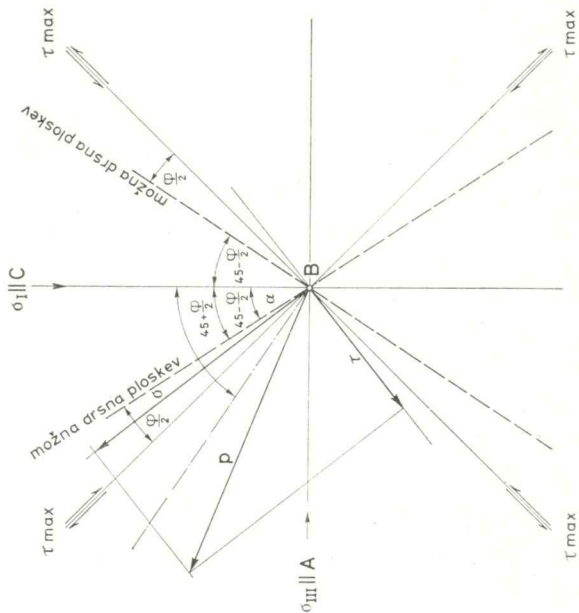
Če vnesemo točke z abscisami σ in ordinatami τ za vse ploskve pasu osi B, se pokaže, da leže te točke na krogu, ki poteka skozi točki P in Q z abscisama σ_{III} in σ_I in ordinato 0. Brž ko poznamo napetosti v dveh takšnih ploskvah, lahko konstruiramo ustrezni Mohrov krog in z njegovo pomočjo določimo napetosti v vseh ostalih ploskvah tega pasu. Normalno in tangencialno napetost poljubne ploskve tega pasu, katere normala



2. sl. a) Mohrovi krogi za napetostno stanje, pri katerem so vse tri glavne napetosti tlačne napetosti

b) Položaj ravnin, ki ustrezajo ravninam pasu osi B v sl. 2 a)

σ_I, σ_{III} — skrajni glavni napetosti, σ — normalna napetost v poljubni ploskvi, ki oklepa s smerjo σ_I kot α
 τ — tangencialna napetost v poljubni ploskvi, τ_{max} — smer ploskve z maksimalnimi tangencialnimi napetostmi, φ — strižni kot, A, B in C — smeri glavnih osi deformacijskega elipsoida. S prekinjeno črto je narisano napetostno stanje tik pred porušitvijo in ustrezne drsne ravnine



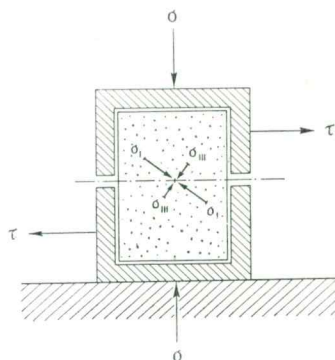
oklepa z največjo glavno napetostjo σ_I (sl. 2b) kot α , dobimo iz diagrama, če potegnemo radij ST (sl. 2a) pod kotom 2α k abscisni osi (oz., kar je isto, če potegnemo iz točke Q premico pod kotom α k tangenti v točki Q) do presečišča T s krogom. Abscisa te točke je proporcionalna normalni napetosti v tej ploskvi, ordinata pa tangencialni. Iz diagrama je takoj vidno, da so največje tangencialne napetosti vedno v ploskvah, ki oklepajo z glavnima napetostima σ_I in σ_{III} kot 45° , in da je tangencialna napetost ravno polovica difference med glavnima napetostima, $\tau = \frac{\sigma_I - \sigma_{III}}{2}$.

Kar smo povedali za napetosti v pasu osi B, velja tudi za napetosti v pasovih osi A in C, ki jih prikažemo z obema manjšima Mohrovima krogoma.

Čim večja je razlika med glavnima napetostima σ_I in σ_{III} , tem večji je ustrezni Mohrov krog. Pri dovolj veliki razliki pride do porušitve

3. sl. Shema strižnega poskusa

σ — smer normalne napetosti, τ — smer tangencialne napetosti v drsni ploskvi. σ_I in σ_{III} — skrajni glavni napetosti



materiala. Razlika je odvisna od snovi, iz katere je telo sestavljeno, poleg tega pa tudi od napetostnega stanja samega. Pri poskusu prestriga nekega telesa bomo npr. ugotovili, da je tangencialna napetost pri prestrigu odvisna od normalne napetosti (3. sl.). Pri mnogih snoveh je odvisnost linearna in velja zanje Coulombov porušitveni zakon $\tau_f = c + \sigma' \operatorname{tg} \varphi$ (τ_f — strižna trdnost kamenine, c — kohezija, σ' — efektivna normalna napetost, φ — kot notranjega trenja). Mejo porušitve nam kaže v Mohrovem diagramu v tem primeru premica, ki je nagnjena nasproti abscisni osi pod kotom φ in odseka na ordinatni osi odsek c (sl. 2a). Če se spremeni napetostno stanje tako, da se največji Mohrov krog dotakne te meje porušitve, sta med vsemi ploskvami v pasu osi $\sigma_{II} \parallel B$ dve, v katerih doseže razmerje med normalno in tangencialno napetostjo kritično vrednost. Legi teh ploskev ustrežata v diagramu dotikališče T_1 ter njegova zrcalna slika pod abscisno osjo. Radij S_1T_1 oklepa z abscisno osjo kot $90^\circ + \varphi$. Iz diagrama je razvidno, da oklepata normalni na ploskvi kritičnih napetosti s smerjo napetosti σ_I kot $45^\circ + \frac{\varphi}{2}$, ploskvi sami pa kot $45^\circ - \frac{\varphi}{2}$.

Ti dve ploskvi oklepata torej kot $\frac{\varphi}{2}$ s ploskvama največjih strižnih napetosti.

Po Ažgireju pa naj bi bile možne napetosti, ki so višje od meje porušitve. V tem primeru bi največji ali celo srednji in najmanjši Mohrov krog sekal premico, ki označuje mejo porušitve v diagramu. Tedaj naj bi po vrsti nastale tudi drsne razpoke v pasovih drugih dveh osi. Taka razlaga je nesmiselna, ker ni možno napetostno stanje, katerega Mohrovi krogi bi segali prek mejne črte porušitve. Drsne razpoke so torej možne samo v dveh smereh v pasu osi B. Ažgirej bi moral poleg tega upoštevati pri svojem tolmačenju tudi drsne ploskve, vzporedne z ravninami izven pasov glavnih napetosti, v katerih je pa strižna napetost večja, kot v katerikoli ravnini pasov A in C, in bi moral pričakovati v njih nastanek drsnih razpok prej kot v ravninah pasov A in C. Kjer opazujemo v kamenini več sistemov drsnih ravnin, te niso mogle nastati istočasno. Ni pa potrebno, da pripisujemo razne sisteme drsnih razpok v isti kamenini različnim tektonskim fazam, ker se lahko med deformacijo v eni fazi lega glavnih napetosti tako močno spremeni, da drsenje ob prvem sistemu drsnih razpok ni več možno in nastanejo nove razpoke v drugi smeri.

Na 187. strani ponavlja Berce isto napačno tolmačenje nastajanja razpok v pasovih vseh glavnih napetosti.

»e) koti med drsnimi ploskvami niso 45° , temveč so v smeri osi C običajno manjši, čeprav bi v domnevanem primeru morala os C tvoriti bisektriso topega kota«.

Kot os C označujemo pri deformacijskem elipsoidu vedno najkrajšo os (Sander, 1948, 65). Če ostanejo glavne napetosti med deformacijo vzporedne osem deformacijskega elipsoida, je os C v izotropnem sredstvu vzporedna največji glavni napetosti. Po Coulombovi teoriji porušitve je vse v redu, če oklepa ta os z drsnimi razpokami kot $54 - \frac{\varphi}{2}$ (gl. 333. str.).

»f) med drsnimi ploskvami, ki nastanejo pri elastičnih, in ravninami pri plastičnih deformacijah ni rotacije osi, čeprav ravnine niso med seboj paralelne«.

To naj bi bil rezultat poskusov Kosigina, ki nam žal niso poznani. Kljub temu z zgornjo trditvijo ne moremo biti zadovoljni, ker pri elastičnih deformacijah ne moremo govoriti o nikakršnih drsnih ravninah. Za kakšno rotacijo in za kakšne osi pri tem gre, nam ni razumljivo.

»g) pri deformacijah se spreminja tudi prostornina kamenin«.

Prostornina se lahko občutneje spreminja samo pri poroznih kameninah. Poroznost pa je znatna samo pri mlajših, le redko je velika pri predterciarnih kameninah. Vendar bo tudi pri konsolidaciji homogene porozne kamenine deformacija v dovolj majhnem obsegu homogena in jo lahko opišemo z elipsoidom.

»h) začetne točke deformacije ne moremo ugotoviti«.

Tudi ta stavek je težko razumljiv, ker ne vemo, kaj naj bi bila »začetna točka« deformacije. Verjetno misli s tem, da ni mogoče ugotoviti obsega celotne plastične deformacije, ki jo je kamenina pretrpela. Vendar to ne spremeni prav nič na trditvi, ki smo jo dali zgoraj pri točki a), da lahko zvezno deformacijo v dovolj majhnem obsegu opišemo z elipsoidom. Res pa je, da imamo le redko možnost ugotoviti, kolikšen je obseg deformacij, npr. na fosilih ali oolitih, ki so mineraloško enaki kot obdajajoča kamenina (primerjaj Goguel, 1952, 42 in E. Cloos, cit. po de Sitter, 1956, 82).

Na 186. in 187. strani navaja avtor vrsto hipotez, ki razlagajo nastanek razpok. Med temi hipotezami pa ne navaja Coulombove in Mohrove, ki ju učbeniki tektonske geologije povečini tudi podajajo. Trditev, da se za drsne razpoke in prelome na splošno smatra, da nastanejo v conah največjih tangencialnih napetosti, torej ni resnična, ker oklepajo po Coulombovi hipotezi te ravnine z drsnimi razpokami

kot $\frac{\varphi}{2}$ (gl. 334. str.). Le če bi bil trenjski kot $\varphi = 0$, bi nastale drsne razpoke v ravninah največjih tangencialnih napetosti.

»Odrivne razpoke« naj bi nastajale po Bercetu predvsem v ravnini AC, tj. pravokotno na os B. Pravokotno na os A po mnenju avtorja ne nastajajo tako pogosto, ker naj bi njihovo nastajanje v tej smeri preprečevala teža kamenin.

Ta sklep vsekakor ni logičen. Če je os A najdaljša os deformacijskega elipsoida, je z njo vzporedna najmanjša glavna napetost. Natezne (»odrivne«) razpoke bodo v izotropnih kameninah mogle nastajati vedno le pravokotno na najmanjšo glavno napetost, ne glede na to, ali so napetosti nastale zaradi težnosti ali tektonskih sil. Pri krčenju zemeljske skorje v orogenetskih fazah bo os A skoro vedno več ali manj navpična. Natezne razpoke bodo več ali manj vodoravne, ker je v vseh drugih smereh normalna napetost večja kot v tej. Pri raztezanju zemeljske skorje bo pa os A več ali manj vodoravna in bodo natezne razpoke nastajale v več ali manj navpični smeri.

Pogosto v smeri osi B sploh ni večje spremembe dolžin in zaradi tega tudi nobenega razloga, da bi nastajale razpoke pravokotno na to smer. Če pa se vrši v tej smeri raztezanje, ni nobenega razloga, da bi razpoke nastajale samo pravokotno nanjo, ker je v vseh smereh, ki leže med krožnima presekom elipsoida in osjo A, raztezanje večje kot v smeri osi B (1. sl.). V teh smereh bi zato lahko prej nastale razpoke kot v smeri osi B.

Na 187. in 189. strani govori avtor, da so pri popuščanju zunanje sile kamenine zavzele uravnotežen položaj in se je pri tem izpremenil kot med razpokami in osmi deformacije, oz. izvršila nekakšna rotacija sistemov prelomov, zaradi česar naj bi se kot med plastmi in razpokami spremenil.

Kaj misli tu z »uravnoteženim položajem«, ni jasno, saj se kamenine tako počasi plastično deformirajo, da obstaja ves čas deformacije ravno-

težje med zunanji silami in notranji napetostmi, ker vztrajnostne sile lahko zanemarimo. Kot med razpokami in drugimi strukturnimi elementi se spremeni le toliko, kolikor so tektonske deformacije reverzibilne, tj. elastične. Te so pa v primeri s stalnimi deformacijami takoj majhne, da jih lahko zanemarimo in zato ni treba upoštevati nobene spremembe po končanem tektonskem procesu. Da je to res, lahko hitro ocenimo po podatkih, ki jih imamo o napetosti in mehanskih lastnostih kamenin pri visokih pritiskih, kakršni vladajo v zemeljski notranjosti. Po eksperimentih Volaroviča (1962, 26) je pri vsestranskem pritisku 500 kp/cm^2 , ki ustreza globini okrog 2000 m, strižni modul pri peščenem laporju $0,45 \cdot 10^5 \text{ kp/cm}^2$, pri peščenjaku pa $0,84 \cdot 10^5 \text{ kp/cm}^2$. Manj vemo o velikosti napetosti, pri katerih so se vršile plastične tektonske deformacije. Po Goguelu lahko cenimo diferenco skrajnih glavnih napetosti od 800 kp/cm^2 (za apnenec), do 3000 kp/cm^2 (za peščenjak). Strižne napetosti so pri tem polovico manjše, torej 400 oz. 1500 kp/cm^2 . Če izračunamo po Hookeovem zakonu $\tau = G \cdot \gamma$ (τ = strižna napetost, G = strižni modul, γ = specifični kot zasuka), kolikšna je sprememba kota med obema ravninama maksimalnih tangencialnih napetosti pri popuščanju strižne napetosti od 1500 kp/cm^2 na 0 kp/cm^2 in pri strižnem modulu $0,5 \cdot 10^5 \text{ kp/cm}^2$, ki je blizu nižje zgoraj navedene vrednosti, dobimo $\gamma = 1500/0,5 \cdot 10^5 = 3 \cdot 10^{-2}$. Če preračunamo to v stopinje oziroma minute, znaša ta maksimalna sprememba kota nič več kot $1^\circ 43'$, kar je seveda daleč pod geološko natančnostjo. Pri tem smo vzeli verjetno prenizko vrednost za strižni modul in previsoko za tangencialno silo. Če bi vzeli druge vrednosti, bi dobili še manjšo spremembo kota. Iz Bercetovih diagramov pa je razvidno, da oklepajo razpoke zelo majhen kot s plastmi. Sprememba kota med ploskvami bi bila v tem primeru še neprimerno manjša kot pri gornjem primeru, kjer smo izračunali spremembo kota med ploskvami največjih tangencialnih napetosti, ki je največja med vsemi poljubnimi pari ravnin.

Na str. 187 trdi avtor, da na podlagi analize razpok in prelomov ne moremo ugotoviti smeri sil, ki so povzročile nastanek tektonskih struktur, ker lahko nastane elipsoid deformacije pod vplivom ene sile, ali tudi para sil.

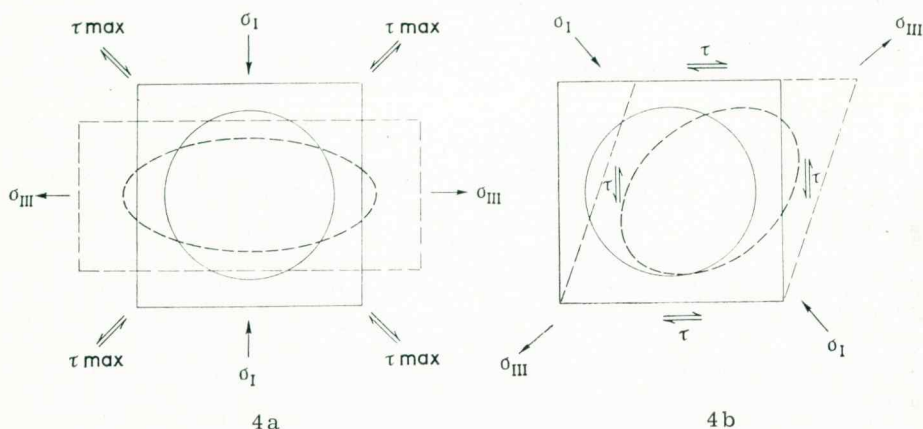
Ta nesmisel pogosto srečujemo v tektonski literaturi, kjer skušajo razlikovati dva principialno različna načina plastičnih deformacij, in sicer:

1. afino drsenje vzdolž enega sistema vzporednih ravnin in
2. afino drsenje vzdolž dveh sistemov vzporednih ravnin (primerjaj Sander, 1948, 34 in 41; Metz, 1957, 23 in 24).

Kot je opozoril že Goguel (1952, 36), pri homogenih izotropnih kameninah ni treba razlagati vsake plastične deformacije kot drsenje vzdolž sistemov vzporednih ploskev, ker se kamenina deformira podobno kot viskozna tekočina. Pogosto pa zaradi anizotropije trdnost kamenin ni v vseh smereh enaka, temveč je v eni smeri znatno manjša kot v drugih. Če se bodo med deformacijo razvile v kamenini drsine, bodo vzporedne tej, že vnaprej določeni smeri. Homogene kamenine postanejo takoj pri nastanku prve drsine trdnostno anizotropne, zato se bo nadaljnje drsenje

razvijalo povečini vzporedno s to, najprej nastalo drsino. Le če se spremeni napetostno stanje toliko, da drsenje v prvotni smeri ni več možno, bodo nastale nove drsine v drugi smeri. Če gre za razpoke v dveh smereh, ki so nastale ob istem času, ni moglo priti do istočasnih premikov v obeh sistemih, ker bi premik ob enem sistemu razpok prerezal druge razpoke in njihove posamezne odseke razmaknil, tako da drsenje ob njih ne bi bilo več možno.

Za ilustracijo deformacij ob enem oz. dveh sistemih drsnih ravnin navajajo povečini naslednji primer: kocko z včrtano kroglo deformiramo z neenakimi zunanji silami, ki delujejo pravokotno na dva para nasprotnih mejnih ploskev kocke; obenem preprečimo spremembo dolžin pravokotno na tretji par kockinih ploskev. Kocka se bo v eni smeri podaljšala, v drugi pa skrajšala, obenem se bo včrtana krogla deformirala v elipsoid, katerega osi bodo vzporedne robovom nastalega kvadra oz. prvotne kocke (sl. 4a). Tak način deformacije razlagajo v tektonski



4. sl. Nastanek elipsoida deformacij pri stiskanju (4a) in pri strigu (4b). Oba načina sta ekvivalentna, samo da so glavne napetosti pri sl. 4b zasukane za 45° nasproti sl. 4a. S polno črto je označena kocka z včrtano kroglo pred deformacijo, s prekinjeno črto pa nastala slika po deformaciji

σ_I, σ_{III} — glavni napetosti, τ — maksimalna strižna napetost

geologiji povečini z istočasnim drsenjem ob dveh sistemih vzporednih ravnin, ki naj bi bile prvotno vzporedne diagonalnim ravninam kocke in obenem krožnim presekom elipsoida pri začetni deformaciji. Pri nadaljnji deformaciji se lega teh presekov spremeni (to imenujejo notranja rotacija pri nevrtljivih deformacijah). Če deformiramo kocko s parom sil, ki deluje vzporedno z dvema nasprotnima ploskvama kocke (sl. 4b), se bo kocka spremenila v paralelepiped, včrtana krogla pa v elipsoid, ki bo imel daljšo os približno vzporedno z daljšo diagonalo paralelepipeda, krajšo os pa s krajšo diagonalo paralelepipeda. Tako deformacijo so si razlagali z drsenjem vzdolž enega sistema ravnin, ki so vzporedne z mejnimi ploskvami, na katere deluje par sil. Vse smeri, ki niso vzporedne

s ploskvijo, na katero delujejo sile, spremene lego (notranje vrtenje pri vrtiljivih deformacijah). Pri takem načinu deformacije pa se pojavijo v notranjosti kocke tlačne napetosti v smeri krajše, in enako velike natezne napetosti v smeri daljše diagonale. Pri čistem strigu se bosta kocka in krogla deformirali v vsakem trenutku prav tako, kot če bi ju v eni smeri pod kotom 45° na strižno silo stiskali, v drugi smeri pod kotom 45° pa raztezali. Med obema načinoma deformacije ne bi smeli delati razlike. Pri velikih deformacijah pa je vendarle razlika med čistim stiskanjem in čistim strigom, ker ostanejo v prvem primeru (sl. 4a) glavne napetosti ves čas deformacij vzporedne osem deformacijskega elipsoida, medtem ko je v drugem primeru (sl. 4b) kot med veliko osjo deformacijskega elipsoida in strižno silo v začetku 45° , a se kasneje zmanjšuje. Tega pa ne moremo imeti za bistveno razliko, ker bodo med deformacijami v eni tektonski fazi tudi glavne napetosti spremenile svojo smer in ne bomo imeli skoro nikdar glavnih napetosti ves čas vzporednih osem deformacijskega elipsoida.

Deformacije kamenin so odvisne pri konstantnih mehanskih lastnostih kamenine od napetostnega stanja, tj. od smeri in velikosti glavnih napetosti. Gre torej za ugotavljanje smeri glavnih napetosti, ne pa smeri zunanjih sil, kot pravi Berce na str. 187. Vsekakor je eden izmed zaželenih ciljev vsake strukturne analize, da te smeri ugotovi.

Na str. 187 in 188 razlaga avtor položaj osi A, B in C pri gubi. Čudno je, da skuša avtor za celotno gubo, to je za izrazito nehomogeno deformacijo, definirati povsod enako lego teh osi. Pri cilindrični gubi (pri taki, kateri je os premica), bo imela samo os B v vsaki točki isto smer, in sicer vzporedno z osjo gube, medtem ko bosta imeli drugi dve osi v različnih točkah različno smer. To je prav lepo pokazal E. Cloos (de Sitter, 1956, 82) z meritvijo lege osi deformiranih oolitov v gubi. Možno pa je, da Berce tu ni mislil več na osi deformacijskega elipsoida, temveč na Sanderjeve osi a, b in c, ki jih navaja šele v naslednjem odstavku. Definicija, ki jo daje Berce za te osi, pa je tako netočna, da si na podlagi nje ne moremo pravilno predstavljati njihove lege. Os a je po tej definiciji smer premika ali toka (tektonskega transporta po Sanderju) in leži prečno na os gube oziroma na prelomnico ter povečini več ali manj vodoravno. Osi b in c ležita v ravnini, ki je pravokotna na os a, vendar točnejša lega iz Bercetove definicije ni vidna.

Strukturno analizo rudišča Sitarjevec podaja avtor na precej svojevrsten način. Medtem ko navaja na 188. str., da v rudišču in njegovi bližini ne moremo dobiti običajnih geoloških elementov za določitev strukture, v kateri se javlja orudenjenje, pravi na isti strani spodaj, da sklepa po višinski razliki skoraj 100 m med skrilavcem v skrajnem severnem delu rudišča in v središču rudišča, da je rudišče v sinklinali.

Na 190. str. avtor podaja dva statistična diagrama, ki kažeta relativno pogostnost lege plasti oziroma razpok in prelomov v raznih smereh. Statistiko lahko napravimo na podlagi meritve vseh elementov neke množice (npr. pri ljudskem štetju), ali pa na podlagi meritve samo dela množice. Pri tem moramo paziti, da je ta del dovolj velik in da pri izbiranju elementov, ki smo jih merili, nismo napravili nobene selekcije, ki

bi nam sliko popačila. Podobno se moramo npr. tudi pri vzorčevanju rude za analizo držati določenega sistema, če hočemo dobiti pravilno sliko. Tudi statistiko usmerjenosti razpok, vpadov plasti, prelomov in drugih elementov delamo samo na delu celote in bi morali zelo paziti, da ne izvršimo pri meritvi selekcije elementov določene smeri in dobimo s tem popolnoma popačeno statistično sliko o njihovi relativni pogostnosti. Če merimo v neki jamski progi ali v vseku ob cesti, bomo zajeli mnogo več takih razpok, ki so približno pravokotne na jamsko proggo ali vsek, in mnogo manj onih razpok, ki sekajo ta dela pod majhnim kotom, čeprav so te lahko prav tako pogostne, kot prve. Berce sicer navaja, da lahko pride zaradi tega do določenih sprememb v gostoti maksimumov, ne upošteva pa, da se lahko tudi lega maksimuma spremeni. Da bi lahko vsaj približno ocenili napako, ki je pri tem nastala, bi moral avtor podati situacijsko skico jamskih del, v katerih so bili tektonski elementi merjeni. Na vsak način pa bi moral pri diagramih navesti število meritev, na podlagi katerih so bili diagrami konstruirani.

Iz tega, da nastopajo v diagramih vpadov plasti štirje maksimumi, sklepa avtor, da gre v rudišču Sitarjevec za različno nagnjene bloke. To vsekakor ni logično, ker bi npr. tudi kupolasta guba lahko dala podobno sliko. V geologiji običajno govorimo o blokkih, kadar mislimo na dele zemeljske skorje, ki so omejeni s prelomi. Čudno se torej sliši, da tvorijo lahko bloki nekakšno gubo. Še bolj čudno je, da avtor, kot sam pravi, ne pozna realnega položaja blokov, čeprav je bilo treba za analizo napraviti vrsto meritev v jami in je torej tudi prostorski položaj vsake posamezne meritve znan. Iz tega bi se vsekakor dalo sklepati, ali obstajajo območja, v katerih imajo plasti približno isto lego in bi jih lahko imenovali blok. Najbolj čuden pa je novi tip gube, ki ga avtor tu navaja poleg tipov gub, navedenih že na 187. str., in ki ga imenuje statistična guba. Razumljiva je statistika položaja plasti v nekem nagubanem ozemlju, težko si bomo pa predstavljali, kaj naj bi bila statistična guba. Za vsakega geologa je guba določen pojem, podobno kot hrib in dolina. Kako naj si pa predstavljamo statističen hrib ali statistično dolino?

K že veliki nejasnosti teksta je dodal svoje še tiskarski škrat, ki je med drugim napravil iz elastični električni (186. str.) in je namesto ene izgubljene vrstice vrnil neko drugo, tako da čitamo na 188. str.: »Zato moremo reči tudi na podlagi diagrama, da gre v primeru Sitarjevca le za statistično gubo, ki jo moremo imenovati statistična guba«. Uredništvo Glasnika in avtor bi morali tiskarske korekture vsaj toliko vestno prebrati, da se take grobe napake ne bi vrinile.

Originalna je tudi konstrukcija osi b na 1. in 2. sliki. Pri cilindrični gubi leže vse projekcije posameznih meritev lege plasti na projekciji enega glavnega kroga. Pol tega kroga (projekcija pravokotnice na ravnino kroga) je projekcija osi b, tj. osi gube. V diagramu plasti rudišča Sitarjevec je Berce narisal štiri maksimume. V nasprotju z vsemi dosedanjimi definicijami osi b in tem primernim konstrukcijam, je konstruiral os b kot presečišče dveh glavnih krogov, ki potekata prek dveh parov maksimumov. Izbiro med možnimi variantami je izvršil na podlagi diagrama razpok, kar sploh ni utemeljil. Saj pravi na str. 187, da »lahko

govorimo o drsnih razpokah ali prelomih ob vsaki deformacijski osi«. Verjetno je vseeno na tihem predpostavljaj, da so razpoke in prelomi rudišča Sitarjevec vzporedne z osjo b. V tem primeru pa je konstrukcija osi b na diagramu razpok prav tako napačna, kot konstrukcija osi b na diagramu vpadov plasti.

Os b, ki jo je dobil Berce pri svoji konstrukciji, je lahko kvečjemu sekundarna os b, ki je posledica deformacij prvotno ravnih osi gub (osi b). Vendar bi moral tudi v tem primeru dokazati, da tvorijo plasti, katerih vpadi leže na enem loku, gubo v enem delu (npr. zahodnem delu) rudišča, plasti, katerih vpadi leže na drugem loku, pa v nasprotnem delu rudišča.

Loke, ki jih je avtor uporabil za konstrukcijo osi b, v diagramih s tako nejasnimi maksimumi, kot so oni za rudišče Sitarjevec, bi lahko prav tako položili drugače in celo bolj pravilno, saj poteka levi lok v diagramu plasti precej daleč izven zgornjega maksimuma. Pri tako spremenjenem položaju bi dobili lahko tudi za 10, 20 ali več stopinj drugačen položaj osi b.

Za konstrukcijo osi b je uporabljal krožne loke, tako da upravičeno posumimo, da je pri svojih diagramih uporabljal namesto Schmidtove Wulfovo mrežo, ki je pa za statistične diagrame neuporabna.

Na 189. str. ugotavlja, da »statistična guba, v kateri leži rudišče Sitarjevec, ne kaže posebne zveze z regionalno strukturo ozemlja. Po regionalnih podatkih so razviti na tem ozemlju le alpski strukturni elementi in prelomi dinarske smeri«.

Kolektivni diagram razpok in prelomov pa kaže, da ima glavni sistem razpok in prelomov v rudišču Sitarjevec tudi dinarsko smer. Smer plasti pa v »litijski antiklinali« nikakor ni povsod alpska. Tako imajo triadne plasti pri Konjščici vzhodno od Renk, ki tudi pripadajo litijski antiklinali, smer NW—SE, kot je vidno iz Tellerjeve geološke karte Celje—Radeče. Zato ni jasno, zakaj naj bi bila struktura rudišča Sitarjevec nekaj tujega v litijski antiklinali. Berce pa trdi, da gre v primeru rudišča Sitarjevec verjetno za ohranjeno staro tektonsko strukturo. Sklicuje se na podobno orientirane strukture na Idrijskem ozemlju in v Savinjski dolini, za katere izjavlja, da je po geoloških podatkih mogel določiti starost premikov. Avtorjeva razprava je namenjena širšemu krogu bralcev, ki jim podatki v Savinjski dolini in na Idrijskem ozemlju niso znani, zato bi moral avtor primerjavo z Litijo bolje utemeljiti, da bi nas prepričal o podobnosti tektonskih struktur na omenjenih območjih.

Svoj članek zaključuje Berce z naslednjima stavkoma: »Po dosedanjih podatkih strukturne analize bi lahko sodili le, da gre v primeru dosedanje Litijske antiklinale verjetno za antiklinorium ali sinklinorium. Seveda pa bi morali celotno ozemlje v Litijski antiklinali proučiti podrobneje in bi šele nato lahko ocenili, kakšne strukture so v njem razvite.«

Verjetno bodo soglašali vsi geologi, ki so kdaj prečitali definicijo antiklinorija ali sinklinorija, da je »Litijska antiklinala«, če ni antiklinala, lahko samo antiklinorij, saj spremljata karbonsko jedro na severu in jugu triadna pasova.

Berce je skušal na šestih straneh razložiti osnovo statistične analize tektonskih elementov in podati poleg tega še primer, kako se taka analiza v praksi uporablja. Na tako omejenem prostoru tega vsekakor ni mogel napraviti v sprejemljivi obliki. Povečini se je pri tem moral omejiti na naštevane raznih hipotez in tipov tektonskih deformacij, ne da bi mogel osnove podrobneje razložiti. S tem pa je postal tekst tako nepregleden, da je pri površnem čitanju sploh težko razumeti za kaj gre. Pri podrobnejšem pregledu pa smo dobili v njem kopico netočnosti. Gotovo avtor s takim načinom podajanja ni mogel popularizirati statističnih metod. V primeru strukturne analize rudišča Sitarjevec je dal statističen diagram razpok in prelomov, vendar imamo dovolj vzrokov, da v točnost teh diagramov dvomimo. Poleg tega je na podlagi teh diagramov konstruiral še nekakšno os b, za katero pa niti ne vemo kaj predstavlja. Pri svoji analizi ni dobil nobenih rezultatov, ki bi geološko zgradbo rudišča pojasnjevali. Prepričani smo, da bodo moderne statistične metode v tektonski geologiji vsekakor koristile, ne smemo pa napraviti iz njih modno novost, ki jo bomo uporabljali tudi v primerih, kjer z njihovo pomočjo strukture ozemlja ne moremo bolje pojasniti, kot z običajnimi geološkimi metodami, niti ne moremo napraviti nobenih zaključkov o genezi tektonskih struktur in drugih geoloških pojavov. V takih primerih je statistična metoda očitno sama sebi namen. Pogosto se pri tem skriva pod videzom eksaktnosti več nejasnosti in netočnosti, kot v večini drugih geoloških del.

LITERATURA

- Ažgirej, G. D., 1956, Strukturnaja geologija, Moskva.
Berce, B., 1963, Strukturna analiza s primerom položaja rudišča Sitarjevec, Geol. glasnik 7, Sarajevo.
Goguel, J., 1952, Traité de tectonique, Paris.
Metz, K., 1957, Lehrbuch der Tektonischen Geologie, Stuttgart.
Sitter de, L. U., 1956, Structural Geology, New York—London—Toronto.
Sander, B., 1948, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. Teil, Wien — Innsbruck.
Volarovič, M. P., 1962, Issledovanija fiziko-mehaničeskikh svoystv gornyh porod pri vysokikh davlenijah, Akad. nauk SSSR, Simpozium po glubiny processam, Moskva.