

Neotektonika vzhodne Slovenije

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Po fotogeološki obdelavi letalskih posnetkov je avtor razlikoval v vzhodni Sloveniji šest neotektonskih prelomnih sistemov. Na podlagi singenetske sedimentacije v nastalih neotektonskih jarkih je določil čas njihove aktivnosti med spodnjim pliocenom in današnjim časom. Aktivnost je razdelil na neotektonske faze, ki jih je združil v dva neotektonska ciklusa. Korelacijo aktivnosti neotektonskih sistemov s singenetsko sedimentacijo je prikazal na modelu enostavne straške udorine zahodno od Novega mesta ter litijske in šmarske udorine. Pomembnejše prelome je poimenoval. Določil je recentne aktivne prelome. Končno je obravnaval tudi vpliv nasledstvene tektonike, sinformne prelome na bokih terciarnih sinklinal in poprečno trajanje posameznih neotektonskih faz.

Vsebina

Uvod	211
Metoda dela	212
Model straške udorine	213
Model litijske in šmarske udorine	215
Pričetek neotektonske aktivnosti v Sloveniji	216
Vzrok deformacij in vrsta prelomnih sistemov	218
Neotektonske faze	219
1. cikel	219
2. cikel	230
Povzetek	236
Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia	241
Literatura	248

Uvod

V letu 1971 se mi je ponudila priložnost, da strnem in dopolnim rezultate občasnih raziskav neotektonskih prelomnih sistemov vzhodne Slovenije od leta 1967 dalje. Raziskovano ozemlje sega na zahodu od Ljubljane prek Kamnika do državne meje, na severu od Maribora do Ormoža in na vzhodu do slovensko-hrvaške meje. Površina ozemlja meri okoli 10 000 km² (sl. 1).



Sl. 1. Položajna skica

Fig. 1. Location sketch map

Metoda dela

Glavna metoda dela je slonela na fotogeološki obdelavi letalskih posnetkov iz naslednjih razlogov:

1. Neotektonski prelomi so dobro vidni v reliefu. V ta namen nam letalski posnetki omogočajo pregled večjega območja.
2. Zelo mladi in recentni prelomi se s terensko prospekcijsko zelo težko določijo, ali pa je to skoraj nemogoče zaradi mehkih kamenin in pokritega terena.

Pregledal sem okoli 2848 letalskih posnetkov, ki pokrivajo skoraj celotno ozemlje razen okolice Kočevske Reke. Uporabil sem topografske karte merila 1 : 25 000, kjer sem na podlagi geomorfologije določil neotektonske prelome. Večina prelomov pa je bila določena na letalskih posnetkih merila 1 : 15 000 do 1 : 30 000. Pri kartiranju za osnovno geološko karto SFRJ so bili na večjem delu listov Novo mesto in Ljubljana ter na manjšem delu listov Celje in Slovenj Gradec fotogeološko določeni prelomi preverjeni s terenskim opazovanjem v okolici Kostanjevice, Dolenjskih Toplic in pri Vasenem v Tuhinjski dolini.

Prelome sem z letalskih posnetkov prenesel na topografsko podlago merila 1 : 100 000 in jih primerjal s prelomi, označenimi na geoloških in geofizikalnih kartah. Pri tem se je pokazalo, da je dala fotogeološka obdelava precej več informacij o prelomnih sistemih kot terenska prospekcijska. Vzrok za to je v pokritosti ozemlja. Na drugi strani pa na letalskih posnetkih ni mogoče dobro ločiti močnejših prelomov od šibkejših; to se dá bolj razlikovati po geoloških in geofizikalnih kartah.

V naslednji fazi obdelave sem prenesel neotektonske prelome na topografsko karto merila 1 : 200 000. V pričujočem članku so grafično prikazani v precej zmanjšanem merilu samo važnejši prelomi, manjši pa so izpuščeni.

Prelome sem klasificiral po smereh v prelomne sisteme in po času v neotektonske faze. Razlikoval sem sisteme vzporednih in divergentnih prelomov z vmesnimi kratkimi prečnimi prelomi. Pri razvrščanju prelomov v sisteme sem izhajal iz predpostavke, da nastanejo prelomi določenih smeri zaradi določeno usmerjenih zunanjih sil. Predpostavka je dokazana z laboratorijskimi modelnimi analizami (Gzovski, Grigorijev, Guščenko, Mihailova, Nikonov, Osokina, 1973). Smer zunanjih sil se je spreminjala le v daljših časovnih razmikih. V določenem obdobju so bili torej aktivni le prelomi določene smeri, ki pripadajo istemu prelomnemu sistemu.

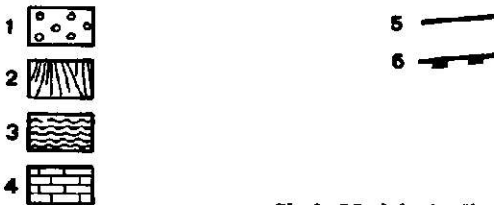
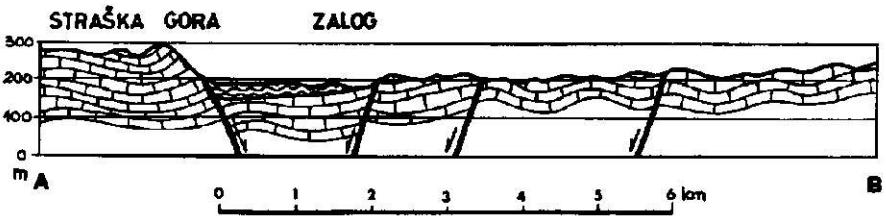
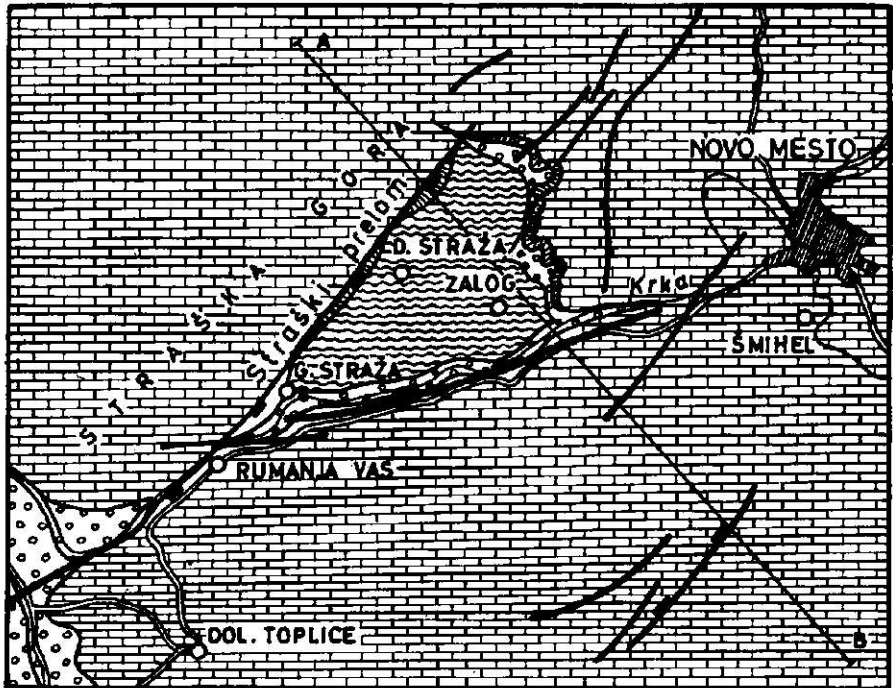
Relativno starost posameznih prelomnih sistemov sem določil po starosti singenetskih sedimentov v različnih udorinah, precej oddaljenih med seboj. To velja za primere, ko je starost usedlin dokazana. Za pliocenske sedimente sem uporabil pelodne analize A. Budnar-Tregubove (1969) in navedbe L. Rijavec (1951) o najdbah sesalcev v velenjski udorini, za pleistocenske sedimente pa pelodne analize A. Šerclja (1961, 1963, 1965, 1966, 1967, 1968, 1970). Bolj problematične pa so določitve aktivnosti holocenskih prelomov, ker manjkajo podatki o starosti holocenskih sedimentov.

Določitev starosti posameznih prelomnih sistemov na podlagi starosti singenetskih sedimentov je potrdila zaporedje aktivnosti teh sistemov, določeno po fotogeološki metodi z upoštevanjem, da mlajši prelom premakne starejšega. Aktivnost prelomnih sistemov sem razdelil na neotektonske faze, le-te pa združil po nekaterih skupnih značilnostih v dva neotektonska ciklusa.

Model straške udorine

Za prikaz korelacije aktivnosti neotektonskih prelomov in singenetske sedimentacije v nastale tektonske jarke sem izbral kot model eno izmed enostavnejših udorin. Straška udorina s pleistocenskimi sedimenti leži zahodno od Novega mesta pri Dolenji Straži. Sedimentacijo razdelimo na dva dela. Spodnji del sedimentov, ki sestoji iz gline, melja in peska, je po Šercljevih analizah (1961, 1963) iz günško-mindelskega interglaciala, zgornji del sedimentov podobne sestave pa je po analizah istega avtorja (1963) iz stadiala würm III. Sedimenti obeh obdobjev kažejo na jezersko in barjansko sedimentacijo. Med zgornjim in spodnjim delom sedimentov je tanka vmesna plast bobovca, ki kaže na daljšo dobo zamočvirjenosti brez dotoka novega klastičnega materiala v udorino. Za tako sedimentacijo sta bili potrebni dve neotektonski fazi pogreznja udorine. Prvič se je udorina pogrezala v günško-mindelskem interglacialu, drugič pa v stadialu würm III. Med obema aktivnostima je daljše obdobje tektonskega mirovanja, ki ga označuje plast z bobovcem.

Pri fotogeološki obdelavi straške udorine in njenega zaledja je v reliefu jasno viden prelom pod Straško goro. Prelom ima smer SW—NE in je izražen z visokim skokom, ki poteka skoraj v ravni črti med Dolenjim Poljem prek Dolenje Straže do Suhorja. Prelom sem imenoval straški prelom. Skok je visok okoli 350 m. Ostanek peneplena na Straški gori in v zaledju se je spustil



Sl. 2. Model straške udorine

Fig. 2. Model of the Straža depression

1 aluvij, 2 pobočni grušč, 3 sedimenti günzko-mindelskega interglaciala in stadiala würm III, 4 jurski apnenec večidel penepeleniziran, 5 prelom, 6 ob prelomu spuščen blok

1 alluvium, 2 talus slope, 3 deposits of Günz-Mindel interglacial stage and Würm III stage 4 Jurassic limestone subjected to peneplanation, 5 fault, 6 downthrown block

za okoli 350 m ob straškem prelomu. Več manjših prelomov iste smeri je še pri Prečni, Šmihelu in Birčni vasi. Povečini gre za razpoke, ker je ostal nepneplen ob njih skoraj nepremaknjen. Močnejša sta le preloma pri Šmihelu in Zalogu. Njuni severozahodni krili sta se pogreznila le za nekaj metrov (sl. 2.).

Ves sistem prelomov smeri SW—NE kaže na manjši tektonski jarek z močno pogreznjenim severozahodnim delom. Jugozahodni del se je le malo pogrezal, večidel se je upognil in pri tem razpokal.

Mlajši prelom, vezan na že formirani tektonski jarek, označuje ravni tok Krke od Gornje Straže do Zaloga. Prelom ima smer E—W. Pogreznilo se je njegovo severno krilo. Po reliefu sodeč znaša vertikalni premik okoli 15 m.

Pleistocenska sedimentacija straške udorine je od severozahoda in juga omejena s prelomoma. S tem se jasno kaže singenetski nastanek in vzročna zveza neotektonskih ugrezanj s sedimentacijo v nastali udorini. Spodnji del sedimentov ustreza aktivnosti prelomnega sistema SW—NE. Prelomi tega sistema so bili glede na starost spodnjega dela sedimentov aktivni v günško-mindejskem interglacialu. Zgornji del sedimentov pa vzporejamo z aktivnostjo preloma smeri E—W. Njegova aktivnost je bila torej v stadialu würm III. Po podatkih s Krškega polja so bili prelomi smeri E—W aktivni že v interstadialu würm II/III. Za to neotektonsko fazo lahko rečemo, da je bila ponekod aktivna že v interstadialu würm II/III in je trajala v stadialu würm III.

Model litijske in šmarske udorine

Pri Litiji in bližnjem Šmartnem leže na permokarbonski podlagi pleistocenski in holocenski sedimenti. Čeprav so jih že precej erodirali Sava in njeni pritoki Kostreznica, Zaglavnica in Reka, jih lahko razdelim na dva dela. Starejši sedimenti so siva, bela in rjava glina ali ilovica z vmesnimi vložki melja, meljne gline, peščene gline in glinastega ali meljnega peska. V opuščnem glinokopu na Bregu pri Litiji je določil A. Šercelj (1970) v sivi glini z drobci oglja po pelodni vsebini interstadial würm II/III. Pri Šmartnem pa je domneval zaradi bolj siromašnega peloda na zadnji würmski višek, tj. na würm III. Po obeh analizah sklepam, da je bil spodnji del usedlin sedimentiran v obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III. V zgornjem delu sedimentov prevladuje ilovica in glina z drobnim gruščem, med katerim je tu in tam precej slabo zaobljenih prodnikov. Grušč in prod izvirata iz permokarbonskega in gródenskega kremenovega peščenjaka ter iz mezozojskega roženca. Zgornji del sedimentov je postglacialni zasip.

Pri analizi letalskih posnetkov se jasno vidi, da je okoli Litije in Šmartnega več prelomnih sistemov. Prevladuje sistem s smerjo W—E. Tudi razprostranjenost pleistocenskih in postglacialnih sedimentov ima enako smer. Na obeh straneh Reke med Šmartnim in Zavrstnikom potekata dva preloma W—E. Med obema so še danes ohranjeni pleistocenski in postglacialni sedimenti, čeprav jih je Reka že delno erodirala. Ob obeh prelomih se je pogreznil neotektonski jarek, v katerega so se sedimentirali prej opisani sedimenti. Nastanek jarka in sedimentacija v njem sta singenetska. Glede na starost sedimentov razlikujemo dvojje ugrezanje — v obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III ter v postglacialu. Manj pomembna sta na področju šmarske udorine še dva sistema prelomov, ki sta mlajša od postglacialnega. Starejši od obeh

sistemov ima smer SW—NE, mlajši pa N—S. Aktivnost obeh lahko postavimo v pozni holocen. Prelomni sistem SW—NE je pri Grmačah prestavil tok Reke, sistem N—S pa jo je pri Šmartnem zaobrnil iz prvotne smeri W—E proti N.

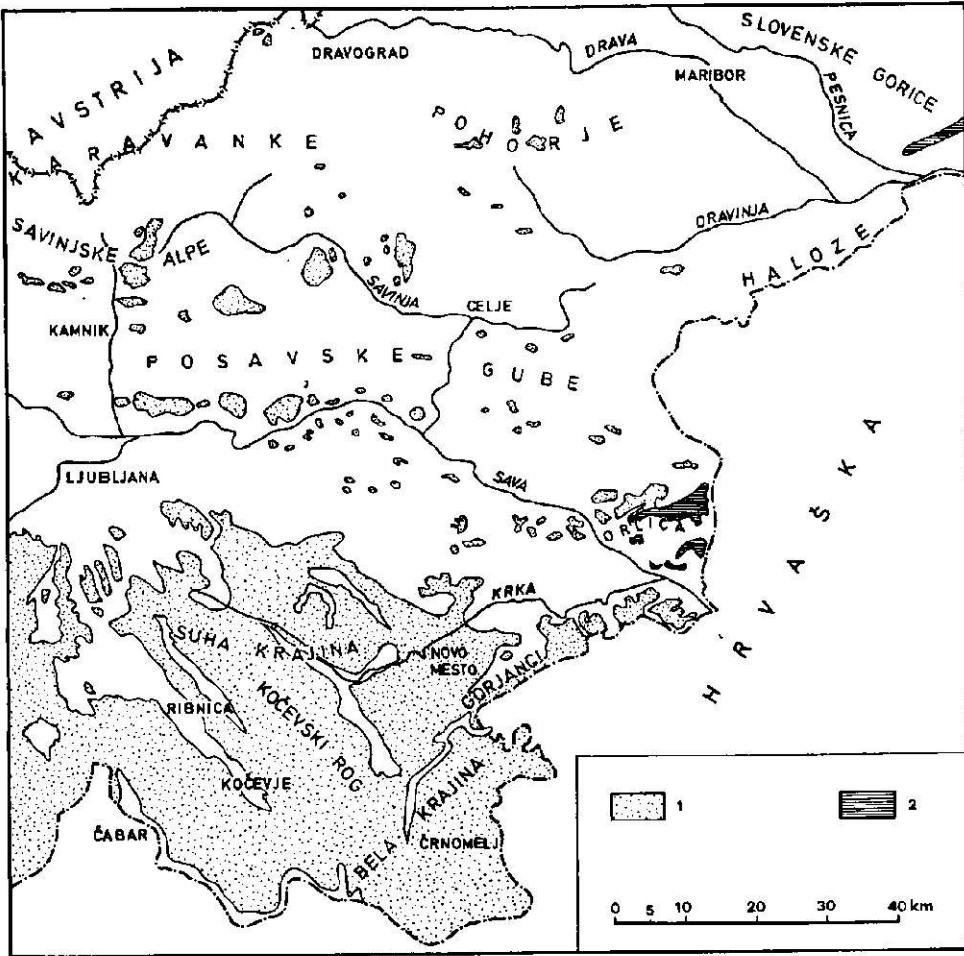
Severozahodno od šmarske udorine leži litijska udorina. Obe imata ešaloniran položaj. Litijska udorina se je ugrezala skoraj ob istih prelomnih sistemih kot šmarska udorina. Prelomni sistem W—E je singenetski s pleistocenskimi in postglacialnimi sedimenti. Najstarejše ugrezanje je bilo prav tako v interstadialu würm II/III in stadialu würm III. Sledilo je ugrezanje ob istih prelomih v postglacialu. V litijski udorini je močnejše izražen neotektonski jarek SW—NE, po katerem teče danes Sava in odlaga prod. Dolina Zaglavnice ima med Jablanico in izlivom v Reko smer NW—SE. Na letalskih posnetkih so vidni na obeh bregovih prelomi iste smeri, ob katerih se je pogreznil neotektonski jarek. Po njem teče danes Zaglavnica. Pri terenskem ogledu sem našel združene tektonske cone, ki so posebno močno izražene v dolomitu. Ker je bila holocenska aktivnost prelomnega sistema šibka, domnevam neko starejšo aktivnost, ki je bila veliko močnejša. Najmlajši prelomi imajo smer N—S. Ta sistem prelomov je tudi drugod po Sloveniji najmlajši in zato tudi danes seizmično aktiven. Področje okoli Litije je znano po svoji potresni aktivnosti. Južno od Brega pri Litiji je na dolžini nekaj deset metrov še ohranjen skok ob enem od aktivnih prelomov, ki ga erozija še ni uspela zabrisati. Znaša približno 2 m. Ob prelomu se je pogreznilo zahodno krilo.

Erozijske rečne terase so posredni znaki, ki kažejo na holocenska ugrezanja. V šmarski udorini imamo dva nivoja teras. Najvišja terasa je na nadmorski višini 266 m, najnižja na višini 260 m, nivo najmlajših aluvialnih naplavin Reke pa je na višini 250 m. Erozijske terase vzdolž neotektonskega jarka niso povsod na enaki višini. Vrednosti so navedene za srednji del jarka pri Grmačah. V litijski udorini je troje erozijskih teras, ki ustrezajo trem poznoholocenskim neotektonskim fazam. Teraso so na nadmorskih višinah 280 m, 250 m in 245 m. Nadmorska višina najmlajšega prodnega zasipa ob Savi je 235 m. Razlike med posameznimi nivoji nam dajo približne vrednosti ugrezanj v posameznih holocenskih neotektonskih fazah, saj so pri formiranju rečnih teras poleg tektonskih pogojev odločilni tudi drugi vplivi. Za nastanek singenetskih teras v obeh udorinah je značilno istočasno ugrezanje, ker ju erodirajo, oziroma zasipavajo iste reke. Pri tem se je morala litijska udorina močnejše ugrezati. Pod takimi pogoji so nastale v poznem holocenu erozijske terase. V nasprotnem primeru bi reke akumulirale.

Na podlagi starosti sedimentov, erozijskih teras, smeri rečnih strug in foto-geološko določenih prelomov lahko sklepamo, da sta litijska in šmarska udorina nastali z ugrezanjem neotektonskih jarkov v različnih fazah. V obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III so bili aktivni prelomi W—E. Isti prelomi so bili aktivni v postglacialu. V poznem holocenu so bili aktivni prelomi SW-NE, NW-SE in N-S.

Pričetek neotektonske aktivnosti v Sloveniji

Različni avtorji obravnavajo pričetek neotektonskega premikanja dokaj različno. Nekateri ga postavljajo v torton, drugi v panon ali v poznejšo dobo. Ker so za neotektoniko značilni prelomi, moremo šteti k njej vsa tektonska doga-



Sl. 3. Ostanke peneplena (1) in singenetskih sedimentov (2) iz spodnjega pliocena

Fig. 3. Residual peneplain (1) and syngenetic deposits (2) of Lower Pliocene

janja, ki so sledila močnim narivanjem konec alpidске orogeneze. V srednjem in zgornjem miocenu so se na ozemlju Slovenije formirali terciarni bazeni z vmesnimi kordiljerami. Med miocenom in pliocenom so bila na našem ozemlju še močna tektonska dogajanja; zaradi bočnih pritiskov v smeri N-S so se plasti najprej nagubale, nato pa na večjem delu ozemlja narinile od severa proti jugu. Tako imamo sarmatske plasti v Tunjiškem gričevju pri Kamniku v inverznem položaju severnega krila tuhinjske sinklinale. Zato označujemo zadnje večje narivanje na slovenskem ozemlju kot postsarmatsko. Zaradi močnih narivanj konec miocena moremo govoriti o neotektonskih premikanjih na slovenskem prostoru šele od srednjega pliocena dalje. V spodnjem pliocenu je zajela večji del ozemlja peneplenizacija. Še en razlog, da postavljamo peneplenizacijo v

spodnji pliocen, je dejstvo, da so bili na Orlici severno od Brežic peneplenizirani tudi zgornjeparanonski sedimenti. V jugovzhodni Sloveniji so se odlagali transgresivni sedimenti srednjega in zgornjega pontja (D. Šikić, O. Basch, A. Šimunić, 1972) v tektonskih jarkih ob robu peneplena, ki so se raztezali v smeri SW-NE. Umirjena sedimentacija kaže na izvor materiala s penepleniziranega zaledja.

Peneplenizacija v spodnjem pliocenu je zahtevala sorazmerno mirno tektonsko obdobje. Ostanke peneplena, ki jih dobimo danes v različnih nadmorskih višinah, so ponekod še dobro ohranjeni, drugod pa jih je močno razdejala erozija. To velja za območja, kjer je bilo aktivnih več neotektonskih faz z dviganji in ugrezanji in je obstajala možnost močnejše erozije (sl. 3).

Vzrok deformacij in vrsta prelomnih sistemov

M. V. Gzovski (1973) je skupaj s svojimi sodelavci preučeval deformacije, frakture in napetostna polja v kontinentalnem delu Sovjetske zveze. Raziskovali so v naravi in na modelih ter dognanja podkrepili z matematičnimi rešitvami. Na podlagi teh preučevanj so opisali sedem najpomembnejših tipov deformacijskih mehanizmov, od katerih so se razvili v vzhodni Sloveniji v neotektonskem obdobju naslednji trije tipi:

1. vzdolžna kompresija
2. vodoravni vzdolžni strig in
3. navpični vzdolžni strig.

Longitudinalna kompresija nastane zaradi zunanje sile, ki je paralelna prvotni plastovitosti kamenin. Pri tem se plastične kamenine, ki leže na neplastični podlagi, deformirajo na dva načina. Vzrok temu je v različni karakteristiki plasti, velikosti in trajanju zunanje sile ter v obliki gube, ki se razvije pri stiskanju. V prvem primeru pride do longitudinalne zožitve modela in prečne ekstenzije gube. Smer najmanjših napetosti σ_3 poteka v smeri zunanje sile, smer srednje napetosti σ_2 vzporedno s smerjo gube, največja napetost σ_1 pa je pravokotna na plasti. V začetnem stadiju pride do longitudinalnega gubanja. Pri tem se prično napetosti σ_3 odklanjati od prvotne smeri. Teme gube se razširi v smeri zunanjih kompresijskih sil. Največje strižne napetosti so v temenu gube. Prav zaradi tega prevladujejo na temenu normalni prelomi, na krilih pa reverzni. Prelomi, ki so nastali zaradi longitudinalne kompresije in prečne ekstenzije gube, so lepo izraženi v Posavskih gubah. V drugem primeru pride do longitudinalnega zoženja modela in vzdolžne ekstenzije gube. Smer najmanjših napetosti σ_3 je enaka kot v prvem primeru, smer največjih napetosti σ_1 pa v poznem stadiju formiranja gube vzporedna aksialni ravnini gube. Najprej se oblikuje položna normalna guba, ki pozneje poka. Nastanejo diagonalni prelomi s horizontalnimi premiki. Na temenu gube so prelomi subvertikalni. Prelome, ki so nastali zaradi longitudinalne kompresije z ekstenzijo vzdolž gub, najdemo na Dolenjskem.

Longitudinalni strig nastane pri delovanju para zunanjih sil, ki imata vertikalni ali horizontalni položaj in sta nasprotno usmerjeni. Deformacije kompleksnega striga se pojavljajo na mejnih delih velikih zemeljskih grud v zgornjem delu skorje. Močne zunanje sile povzročajo regionalno pomembne prelome, ob

katerih se skozi geološka obdobja menjavajo vertikalni in horizontalni premiki. Prav tako se lahko smer horizontalnega striga obrne v nasprotno smer. Mehанизmi, ki so povzročili taka premikanja, lahko nastanejo zaradi skupnega delovanja deformacij, prelomov in napetostnih polj. Poleg tega so še drugi mehанизmi, ki pa še niso dovolj preučeni, npr. gubanje pri gravitacijskem drsenju, konvekcijski tokovi v zgornjem delu zemeljskega plašča in gravitacijsko drsenje v zgornjih delih vzdignjenih velikih blokov zemeljske skorje.

Pri longitudinalnem strigu nastanejo prelomi, za katere so med drugim značilni istosmerni premiki grud. V anglosaški literaturi (R. Freund, 1974) so znani pod imenom transkurentni prelomi. Ob njih imamo lahko samo leve ali samo desne premike.

Glede na smer prelomov in vrsto premikov se dá v vzhodni Sloveniji razlikovati naslednje prelomne sisteme:

1. W-E
2. N-S
3. NW-SE
4. SW-NE
5. transkurentni prelomi
6. obročasti prelomi

Od srednjega pliocena do danes so imeli ti sistemi več faz aktivnosti, ki sem jih označil z zaporednimi številkami od najstarejše do najmlajše faze. Pri vsaki fazi je navedena starost po podatkih, ki so mi bili na voljo. Faze sem razvrstil v 2 ciklusa.

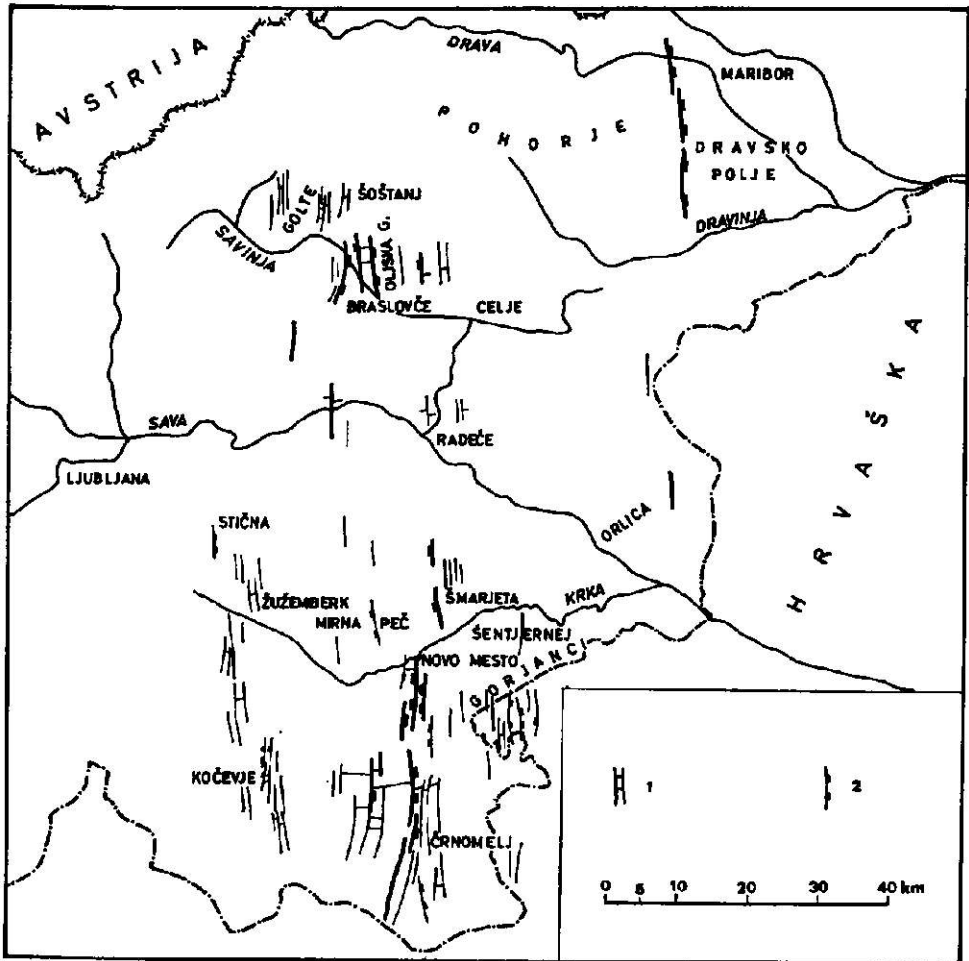
Poleg omenjenih prelomnih sistemov so ponekod prisotni tudi lokalni neotektonski narivi in luske manjšega obsega, ki jih je težko določiti po času in smeri; zato jih navajam posebej.

Neotektonske faze

1. cikel se je pričel v srednjem pliocenu po spodnjepliocenskem mirovanju in končal ob koncu starejšega pleistocena. Vrhunec je dosegel med zgornjim delom srednjega pliocena in zgornjim pliocenom. Manifestiral se je v močnih dviganjih in spuščanjih posameznih grud in v horizontalnih premikanjih. Prelomi so dali pečat današnji zgradbi ozemlja. V 1. ciklusu ločimo 11 faz.

V 1. fazi se je približno v začetku srednjega pliocena razkosal spodnjepliocenski peneplen. Točne starosti ni mogoče določiti, ker so skromni ostanki prelomov s smerjo NW-SE vidni le na enem kraju vzhodno od Ljubljane. Verjetno je bil prelomni sistem 1. faze razširjen na večjem delu ozemlja. Poznejša tektonska aktivnost enake smeri in enakega tipa v 5. fazi ga je ponovno aktivirala in s tem zabilasala. Premaknitve ob prelomih so bile verjetno v glavnem horizontalne. 1. faza bi utegnila biti identična z vzhodnokavkaško fazo.

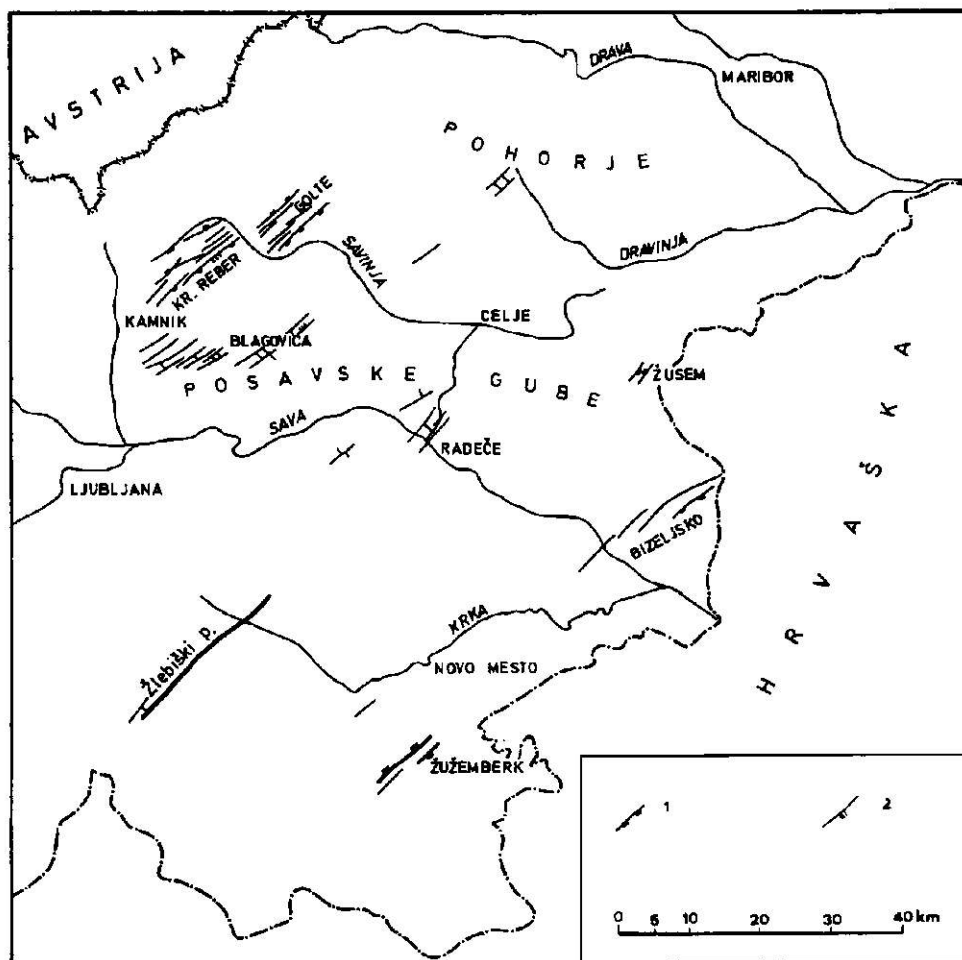
V 2. fazi se je razvil prelomni sistem N-S. Najdemo ga na večjih površinah, čeprav je bil na mnogih krajih ponovno aktiviran v 19. fazi. To se lepo vidi pri Kočevju in pri Črnomlju, kjer se v podaljšku prelomov, nastalih v 19. fazi, zasledi proti severu prelome iz 2. faze. Na obeh krajih so še danes ohranjene srednjepliocenske plasti (A. Budnar-Tregubov, 1961) odložene v singnetskih udorinah. Tudi pri Braslovčah v Celjski kotlini so ob prelomih 2. faze ohranjene pliocenske plasti, ki jim do danes še niso določili točnejše starosti.



Sl. 4. Ostanki prelomnega sistema 2. faze iz mlajšega dela srednjega pliocena
 Fig. 4. Residual fault system developed in the 2nd neotectonic phase during early Middle Pliocene

1 prelomni sistem, 2 ob prelomu spuščeno krilo
 1 fault set, 2 downthrown fault side

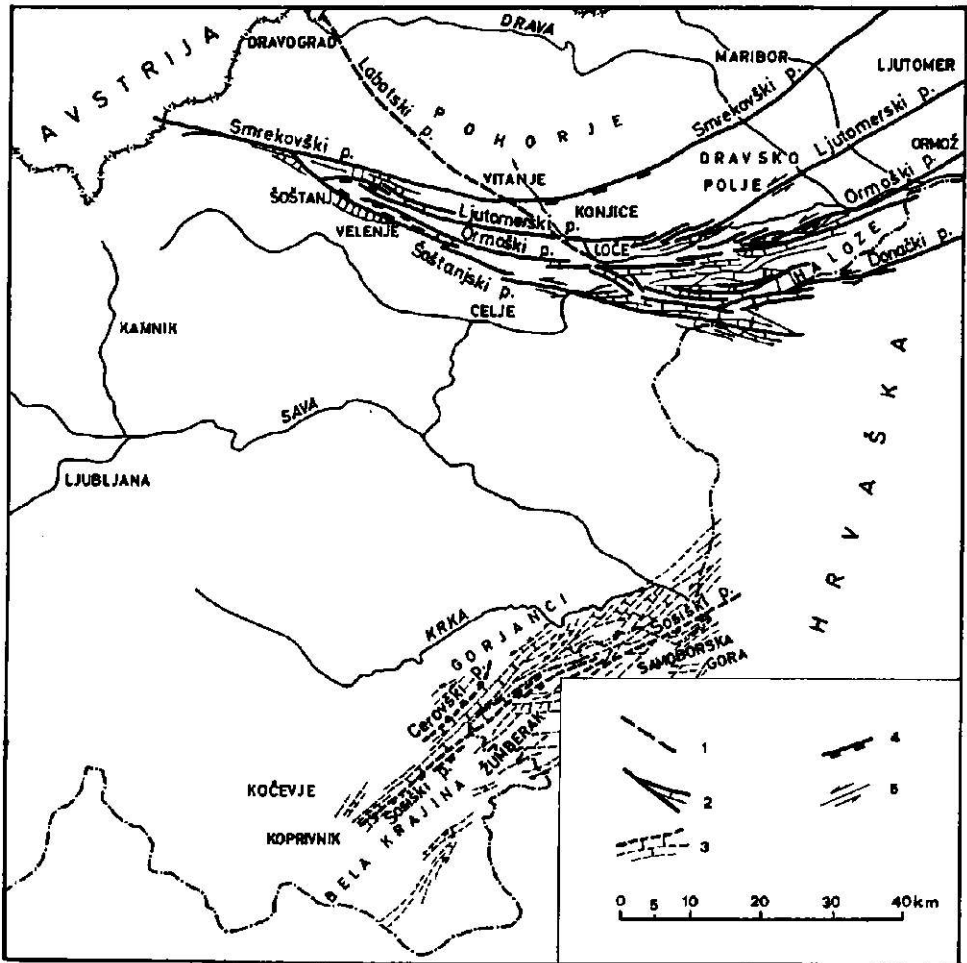
Prelomni sistem 2. faze sestoji iz bolj ali manj vertikalnih prelomov, ob katerih so nastali tektonski jarki in hrbti. Prevladovalo je torej vertikalno gibanje tektonskih grud, ki kažejo parketno zgradbo. Posamezne grude so se pogreznille celo za več sto metrov. Prelomi so ohranjeni ob Temenici pri Mirni peči, med Novim mestom in Gorjanci, pri Šmarjeti, na več krajih na Gorjancih, med Šentjernejem in Šmarjem, okoli Žužemberka, Stične, pri Braslovčah, na obeh straneh Oljske gore, na Golteh, pri Šoštanju, pri Radečah in na Orlici nad Brežicami (sl. 4).



Sl. 5. Ostanke prelomnega sistema 3. faze iz srednjega dela srednjega pliocena
 Fig. 5. Residual fault system developed in the 3rd neotectonic phase during the medial part of Middle Pliocene

1 ob prelomu spuščeno krilo, 2 prelom s srednjim do strmim vpadom (30° do 60°)
 1 downthrown block, 2 fault moderately to steeply inclined (30° to 60°)

Strukture 3. faze so zabrisane zaradi poznejših tektonskih aktivnosti. Prelomni sistem ima smer SW-NE. Na podlagi sekanja z drugimi tektonskimi sistemi sem postavil 3. fazo v srednji pliocen. Isto starost imajo tudi pliocenski bazeni, ki se raztezajo prek Bizeljskega v Hrvatsko Zagorje. Njih nastanek je vezan na prelomni sistem 3. faze, ki je dal ozemlju parketno zgradbo. Prelomi so vertikalni do subvertikalni. Ob njih so nastali jarki in hrbti. Vertikalni premiki znašajo nekaj 100 m. Ostanke prelomov, ki niso bili pozneje več aktivirani, so pri Črmošnjicah, Radečah, Zusmu, med Kamnikom in Blagovico, na Kranjski



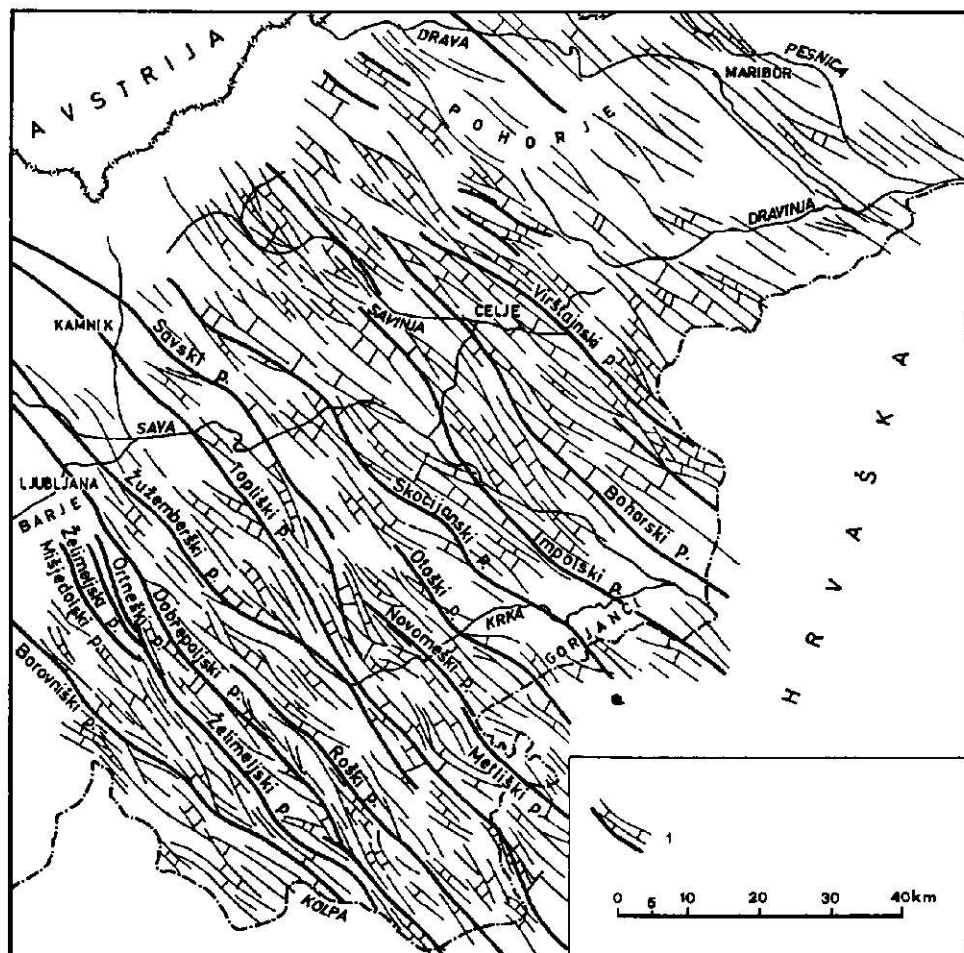
Sl. 6. Prelomni sistemi iz srednjega in zgornjega pliocena

Fig. 6. Fault systems of Middle and Upper Pliocene

1 prelomni sistem 4. faze, 2 prelomni sistem 7. faze, 3 prelomni sistem 8. faze, 4 ob prelomu spuščeno krilo, 5 horizontalno premikanje ob prelomu
 fault systems of 4th phase (1), 7th phase (2), 8th phase (3), (4) downthrown fault side, (5) horizontal displacement

rebr, na Golteh in na Pohorju (sl. 5). Najbolje je ohranjen žlebiški prelom, ki poteka med Kotom pri Ribnici, mimo Žlebič do Štehanje vasi. V tej fazi so bili aktivni tudi prelomi, reaktivirani v 9., 10. in 16. fazi na Krškem polju, Bizelj-skem, Kranjski rebri, na Golteh, na Pohorju in na več krajih v Posavskih gubah (sl. 9).

V 4. fazi je bil aktiven labotski prelom (Rakovec, 1954), ki poteka po Labotski dolini, prek Dravograda in stopi na naše ozemlje severno od Slovenj



Sl. 7. Prelomni sistem 5. faze iz konca srednjega pliocena (1)

Fig. 7. Fault system developed in the 5th neotectonic phase during late Middle Pliocene (1)

Gradca. Odtod poteka po Mislinjski dolini in čez Vitanje skoraj do Slovenskih Konjic. Njegov podaljšek lahko danes iščemo v pozneje aktiviranem konjiškem in donačkem prelomu. Od Konjic dalje počasi izgublja svojo prvotno smer NW-SE in zavije proti NE (sl. 6). Labotski prelom je dobro viden tudi na gravimetrični karti. Po vsej verjetnosti tvori skupaj z ljutomerskim, ormoškim in donačkim prelomom od Konjic in Loč proti NE sistem transkurentnih prelomov, podoben sistemu, ki je bil aktiviran v 7. fazi. Premiki ob labotskem prelomu so bili horizontalni in vertikalni. Povzročil jih je horizontalni in vertikalni longitudinalni strig kamenin. Aktivnost labotskega preloma postavljamo na podlagi sekanja z ostalimi prelomnimi sistemi v srednji pliocen.

Prelomni sistem 5. faze najdemo na celotnem ozemlju vzhodne Slovenije in ima smer NW-SE. Kaže, da je bila 5. faza ena najmočnejših faz med srednjim pliocenom in holocenom. Zajela je vse slovensko ozemlje. V njej je nastal sistem prelomov NW-SE, ki sestoji iz dveh istočasnih divergirajočih parketnih sistemov s horizontalnimi do subhorizontalnimi premiki. Tudi vpadi tektonskih con divergirajo od 60° do 90° . Potek prelomov kaže na longitudinalno kompresijo z ekstenzijo vzdolž gube. Smer zunanje sile je NW-SE. Parketno zgradbo je verjetno povzročilo horizontalno polzenje po neravni trši podlagi v večjih globinah zaradi stiskanja gornjih plasti v osi NW-SE. Odkloni smeri prelomnega sistema so lahko posledica neenakomerne porazdelitve bočnih pritiskov ali pa različne elastičnosti zgornjega dela plasti, v katerem se je razvil prelomni sistem.

Aktivnost 5. faze je povzročila nekatere regionalno pomembne prelome. Najlepše so vidni na Dolenjskem, kjer so le malo zabrisani ali premaknjeni zaradi šibkejših mlajših sistemov. Proti NE so postopoma vedno bolj zabrisani z močnejšimi mlajšimi prelomi; kljub temu sem lahko sledil njihovi smeri, razen v skrajnem severozahodnem delu ozemlja. Od SW proti NE si slede naslednji pomembnejši prelomi (sl. 7):

1. borovniški prelom (I. Rakovec, 1954, S. Buser, 1974) od Ljubljanskega Barja pri Borovnici prek Loškega potoka do Hinj nad Kolpo.

2. mišjedolski prelom (S. Buser, 1974) od Ljubljanskega Barja do Ribnice.

3. želimeljski prelom (S. Buser, 1974), vzporeden z mišjedolskim.

4. ortneški prelom (S. Buser, 1974), vzporeden z mišjedolskim in želimeljskim. Mišjedolski, želimeljski in ortneški prelom se pri Ribnici združijo in potekajo dalje proti SE do Predgrada nad Kolpo pod imenom želimeljski prelom.

5. dobrepoljski prelom (S. Buser, 1974) od Ljubljane prek Dolenjske do Čepelj zahodno od Črnomlja.

6. roški prelom med Žvirčami južno od Ambrusa do Vinice v Beli Krajini.

7. žužemberški prelom (I. Rakovec, 1954, S. Buser, 1974) od Zgornjih Gameljn prek Žužemberka do Kota zahodno od Semiča. Od tod dalje ga je fotogeološko težko identificirati zaradi številnih mlajših prelomov; je eden izmed najmočnejših prelomov na Dolenjskem.

8. topliški prelom (A. Nosan, 1973) od Kamnika prek Dolenjskih Toplic do Krašinec ob Kolpi.

9. savski prelom (I. Rakovec, 1954) od Stahovice nad Kamnikom do Ajdovca vzhodno od Žužemberka, kjer se ešalonira z novomeškim prelomom, ki poteka od Mirne peči prek Novega mesta na Gorjance. Od tod poteka metliški prelom, ki je bil reaktiviran v 14. ali 18. fazi, prek Metlike na Hrvaško.

10. otoški prelom od Mokronoga prek Otočca in Gorjancev v Žumberak.

11. škocjanski prelom (M. Pleničar, U. Premru, 1976) prihaja na naše ozemlje v Mačkinem kotu jugozahodno od Gornjega grada in poteka prek Zgornjega Tuhinja, Trojan, Medijskih toplic, Krmelja, Škocjana na Dolenjskem in prek Gorjancev v Žumberak.

12. impolski prelom od Gomilskega prek Radeč, Impolja in Cerkelj na Dolenjskem ter prek Gorjancev na Hrvaško.

Na severovzhodnem delu obravnavanega ozemlja sem identificiral le posamezne dele močnejših prelomov. Bohorski prelom poteka južno od Celja prek

Bohorja in Orlice do Sotle. Naslednji večji prelom — virštanjski prelom — gre prek Grobelnega in Virštanja na Hrvaško.

Značilno za prelome tega sistema na Dolenjskem, v manjši meri pa tudi v Posavskih gubah, so reaktivacije posameznih delov konec pleistocena in v holocenu v 14. in 18. fazi, toda s povsem drugačnim tipom premikanj (sl. 11).

Starost 5. faze sem določil le po korelaciji prelomov z drugimi sistemi, ker na ustreznem območju ni udorin s singenetsko sedimentacijo. Menim, da je bil obravnavani sistem aktiven nekje v sredini zgornjega pliocena.

Aktivnost 6. faze je omejena na Posavske gube in ozemlje severno od njih. Južna meja, do katere je segal sistem prelomov s smerjo W-E, se skoraj povsem sklada z mejo med Zunanji Dinaridi in Južnimi Alpami.

Značilnost prelomnega sistema 6. faze je parketna zgradba s smerjo glavnih prelomov W-E. Ob prelomih so posamezne grude spuščene ali dvignjene. Vpad prelomnih con je zelo različen, od najmanj 20° proti severu ali jugu do 90°. Prelomi so normalni ali reverzni. Nekateri prelomi divergirajo ne le v horizontalni, ampak tudi v vertikalni ravnini. Kaže, da so se pri stalni longitudinalni kompresiji menjale notranje napetosti v kameninah. Največja zunanja kompresijska sila je bila usmerjena od severa proti jugu. Povzročila je bočno stiskanje ozemlja in s tem ob reverzih in normalnih prelomih dviganje in ugrezanje grud. Šibkejšo kompresijo je morala povzročiti tudi zunanja sila s smerjo W-E, ki je povzročila horizontalno divergiranje posameznih prelomov. Največ reverzih prelomov najdemo v Posavskih gubah, kar je verjetno ponovitev podobnih razmer glede usmeritve kompresijskih zunanjih sil kot pri postsarmatskem narivanju; vendar so bile starejše zunanje sile veliko močnejše. V Posavskih gubah so v manjši meri zastopani tudi ezetativni prelomi. Njih nastanek si razlagamo z delovanjem longitudinalne kompresije, ko sta se oblikovali dve ešalonirani brahiantiklinali. Normalni prelom, ki je nastal na temenu prve antiklinale, je prešel na krilo druge antiklinale in je postal zaradi drugače usmerjenih napetosti reverzen. Pri prehodu preloma iz ene antiklinale v drugo sta se spremenila vpad prelomne cone in smer premikanj ob njih.

Prelomi, nastali v 6. fazi, so verjetno zgornjeliocenske starosti. V udorini Krškega polja, v celjski udorini in v širši okolici Senovega so v tektonskih jarkih tega prelomnega sistema odloženi rečni jezerski sedimenti zgornjega pliocena. Tudi 6. faza je dala več regionalno pomembnih prelomov, ki pa po svoji intenziteti ne dosežejo najmočnejših prelomov 5. faze. Od juga proti severu si slede (sl. 8):

1. sevniški prelom se prične pri Homu nad Mirensko dolino in gre mimo Sevnice in Senovega do Orlice.

2. stranjski prelom poteka le nekoliko severneje. Med Sevnico in Stranjami se ešalonira in se nadaljuje prek Podsrede proti vzhodu. Zahodni del preloma je ezetativen, vzhodni del pa je skoraj navpičen in tvori s sevniškim prelomom globok tektonski jarek.

3. polšniški prelom zasledimo pri Krcsnicah. Od tod gre prek Polšnika, Radeč, Planine nad Sevnico do Sotle. Pri Radečah se razcepi na dva kraka, ki od tod dalje potekata vzporedno. Zahodni del preloma vpada pod blagim kotom proti severu, vzhodni pa se zravnava v subvertikalno lego.

4. moravški prelom se razteza od Kosez, severno od Moravč, do Trbovelj. Tu se razcepi na tri močnejše prelome. Tudi njegov zahodni konec se cepi v dva vzporedna preloma. Severni prelom je veliko močnejši od južnega.

5. trboveljski prelom poteka od Krašnje do Rečice pri Laškem.

6. laški prelom se pridruži trboveljskemu pri Izlakah. Od tod poteka dalje proti vzhodu prek Laškega do Kalobja (Šentjur pri Celju), kjer se ešalonira in poteka še dalje na Hrvaško.

7. marijareški prelom (K. Grad, 1969) sledimo prek Mrzlice, južno od Liboj do Skofije (Šmarje pri Jelšah). Ob njem se je pogreznilo severno krilo.

8. tuhinjski prelom spremlja Tuhinjsko dolino in se nadaljuje po južnem obrobju celjske udorine ter ob Voglajni, prek Šmarja pri Jelšah skoraj do hrvaške meje.

9. presedeljski prelom se odcepi od tuhinjskega pri Šmartnem v Tuhinjski dolini. Od tod poteka z njim vzporedno prek Presedelj, Zabukovice do Savinje južno od Celja. V svojem zahodnem delu vpada poševno proti severu, v vzhodnem pa se izravna v subvertikalni položaj.

10. plešivški prelom je najmarkantnejši prelom tega sistema severno od Posavskih gub. Poteka pod Plešivcem (Uršljo goro), mimo Straže v Mislinjski dolini na Pohorje.

Za vse prelome na območju Posavskih gub je značilno, da so v osrednjih delih dokaj položni proti severu ali jugu, medtem ko se v vzhodnih delih izravna v vertikalni ali subvertikalni položaj.

7. faza je aktivirala večino regionalno najpomembnejših prelomov (sl. 6). Sem štejemo:

1. smrekovski prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) predstavlja podaljšek ziljskega preloma. Verjetno se nadaljuje na Madžarskem v rabskem prelomu. Na našem ozemlju spremeni ob južnovzhodnem robu Pohorja svojo prvotno smer WNW v NE.

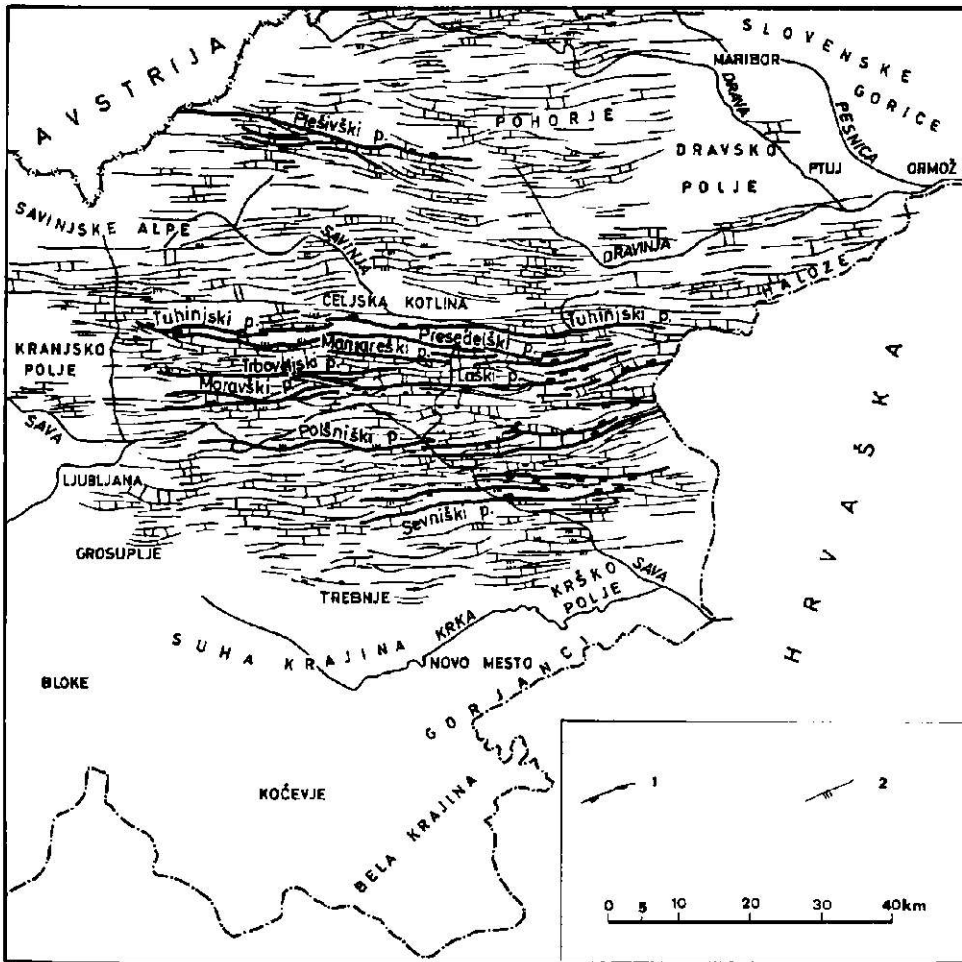
2. šoštanjski prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) poteka skoraj v stalni smeri in je po sekanju s smrekovskim prelomom lahko nekoliko starejši ali pa istočasen. V primeru, da je starejši, moramo iskati njegov podaljšek proti WNW ob smrekovškem prelomu.

3. donački prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) predstavlja ponovno reaktivacijo jugovzhodnega dela labotskega preloma. Poteka od Loč prek Donačke gore na Hrvaško.

4. ormoški prelom se prične v velenjski udorini in sega prek Loč in Haloz do Ormoža.

5. ljutomerski prelom leži nekoliko severneje od ormoškega. Tudi ta se prične na severnem robu velenjske udorine in se nadaljuje prek Konjic proti Ljutomeru.

Našteti prelomi tvorijo sistem transkurentnih prelomov. Zanje je značilno, da horizontalno divergirajo, zlasti ob prelomnih lokih od WNW k NE. Posamezna krila ob prelomih kažejo istosmerne premike. Po R. W. van Bemmelen u (1970) so se ob prelomih tega sistema premaknila severna krila proti SE, južna krila pa proti NW. Značilna drobna ešaloniranja ljutomerskega, ormoškega in donaškega preloma med Konjicami in Halozami pa kažejo na prav obratna premikanja. Tako so se morala severna krila premakniti proti W, južna krila pa



Sl. 8. Prelomni sistem 6. faze iz srednjega dela zgornjega pliocena

Fig. 8. Fault system developed in 6th neotectonic phase during middle part of Upper Pliocene

1 ob prelomu spuščena gruda, 2 prelomi s srednjim in strmim vpadom (30° do 60°)
 1 downthrown fault block 2 fault moderately to steeply inclined

proti E. Iste premike nam kaže tudi starejši prelom med Vitanjem in Ločami, ki so ga smrekovski, ljutomerski in ormoški prelom postopoma premaknili vedno bolj proti E.

Aktivnost transkurentnih prelomov sta povzročila horizontalni in vertikalni longitudinalni strig kamenin. Prevladujejo horizontalni premiki v velikosti nekaj deset kilometrov in vertikalni premiki nekaj 100 m. Prelomne cone takih dimenzij dosežejo globino več 10 km. Prelomi so morali biti aktivni skozi daljše geološko obdobje že pred spodnjim pliocenom, ko je prišlo ob njih do največjih

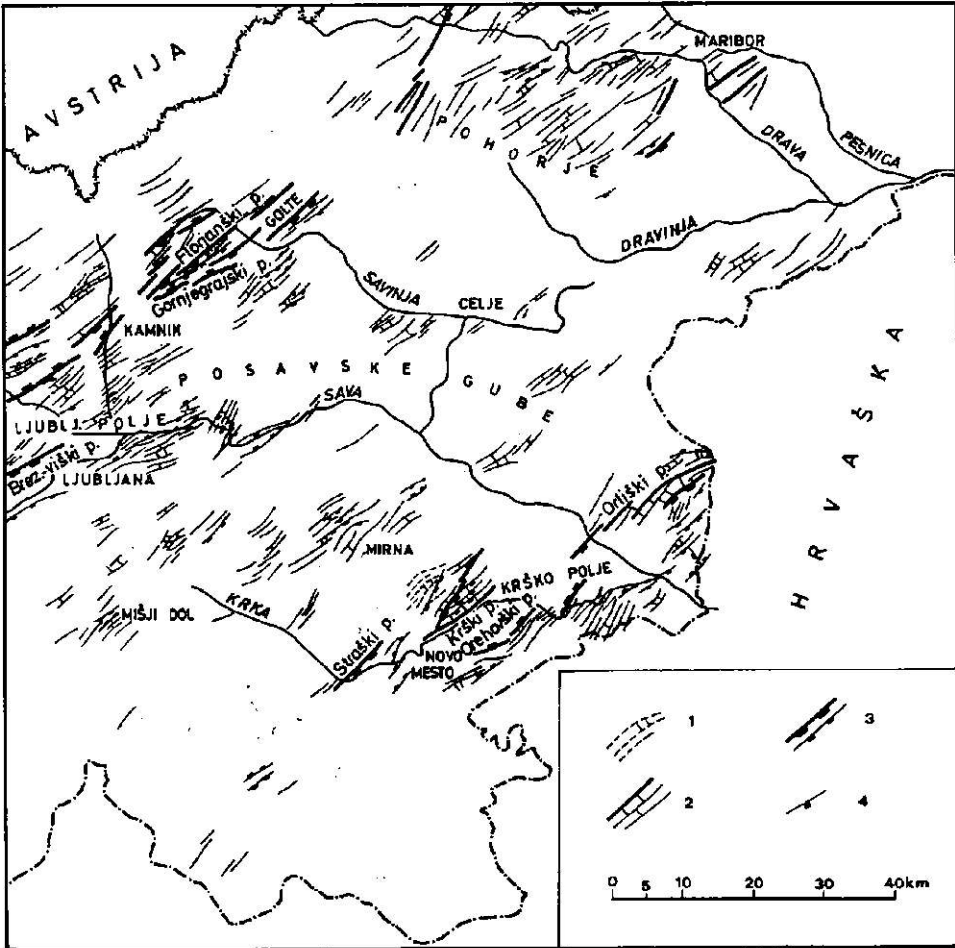
premaknitev. Lahko pa z gotovostjo rečemo, da so se v obdobju med zgornjim delom srednjega pliocena in med začetkom günškega glaciala oblikovali med prelomi globoki tektonski jarki, kjer je prevladoval vertikalni longitudinalni strig. Tako sta nastali velenjska in konjiška udorina. Najbolj raziskana od teh je velenjska udorina; po njej sem določil zadnjo aktivnost šoštanjškega, donačkega, ormoškega, ljutomerskega in smrekovškega preloma.

Najstarejši pliocenski sedimenti velenjske udorine vsebujejo srednjepliocenske sesalce (L. Rijavec, 1951). V zgornjih plasteh so našli skelete sesalcev, ki so živeli v najmlajšem delu zgornjega pliocena. (L. Rijavec, 1951). Isto starost so potrdile tudi pelodne analize (A. Šercelj, 1968). V vrtnah pri Škalah pa so našli v glinastih plasteh oscilacijski prehod zgornjepliocenskih drevesnih vrst v günške vrste (A. Šercelj, 1968). Tako sta nam znana samo začetek in konec tektonske aktivnosti velenjske udorine. Vprašanje pa je, ali je v vmesnem obdobju ugrezanje še trajalo ali pa je bilo občasno prekinjeno. Sedimentacija v velenjski udorini govori v prid domnevi, da se je tektonsko premikanje nekajkrat ustavilo in je nastopilo daljše mirovanje. Na takšno mirovanje kažejo plasti premoga, ki so se odlagale v biološkem ravnotežju med močvirjem, oziroma jezerom in okolico.

Največje prelome spremljajo šibkejši prelomi. Med Ločami in Hrvaško imajo nekateri teh prelomov lokalno smer W-E in WSW-ENE. To so po vsej verjetnosti reaktivirani prelomi, ki so bili aktivni v 6. fazi. Potek največjih prelomov je dobro viden na gravimetrični karti.

7. faza je dala transkurentni sistem prelomov; bila je aktivna istočasno s 5. fazo, kar se lepo vidi pri Vitanju, kjer je ob prelomu, ki je bil aktiven v 5. fazi, horizontalno premaknjen mnogo močnejši smrekovski prelom, drugod pa je prav obratno. V Halozah je smer transkurentnih prelomov enaka prelomom, ki so bili aktivni v 6. fazi. V Slovenskih goricah pa so transkurentni prelomi vzporedni prelomom 8. faze, ki so dvignili Gorjance in so po tipu premikanj oživiljeni transformni prelomi. Izpričana je torej istočasnost 7. faze s 5., 6. in 8. fazo.

V 8. fazi so se dvigali Gorjanci, Žumberak in Samoborska gora v obliki stopničastih grud ob vertikalnih in subvertikalnih prelomih. Ponekod prelomi horizontalno divergirajo. To kaže na dvigovanje grude v subvertikalni smeri od SW proti NE. Na severni strani Gorjancev je močnejši cerovski prelom, ki poteka prek Cerovca, na južni strani pa sošiški prelom (M. Pleničar, U. Premru, 1976), ki poteka prek Sošic v Žumberaku in se na več krajih ešalonira (sl. 6). V Žumberaku in Gorjancih, kjer kaže gravimetrična karta NE od črte Kostanjevica—Kostanjevac močnejši maksimum, se prelomi odklonijo od prvotne smeri SW-NE za okoli 45°. Vzrok temu mora biti trša podlaga, po vsej verjetnosti paleozojske kamenine. Regionalno najpomembnejši prelom tega sistema je transformni zagrebški prelom, ki poteka na SE strani Žumberaka in Samoborske gore, po NW robu Zagrebške gore na Madžarsko. Neotektonsko dvigovanje Gorjancev, Žumberaka in Samoborske gore postavljam na konec zgornjega pliocena, saj najdemo ostanke pliocenskega kremenčevega peska z navzkrižno plastovitostjo na precejšnji nadmorski višini na grebenih Žumberaka na ostankih spodnjepliocenskega peneplena. Prelomi, ki so bili aktivni v 8. fazi, so pomemben tektonski element na tem delu ozemlja, saj so njihove občasne predneotektonske aktivnosti od paleozoika do pliocena dajale pečat paleogeogra-



Sl. 9. Prelomni sistemi iz starejšega pleistocena in starejšega holocena
Fig. 9. Fault systems of early Pleistocene and early Holocene

1 prelomni sistem 9. faze, 2 prelomni sistem 10. in 16. faze, 3 ob prelomu spuščeno krilo, 4 prelomi s srednjim do strmim vpadom (30° do 60°)
fault systems of 9th phase (1), 10th and 16th phases (2), (3) downthrown fault side, (4) fault moderately to steeply inclined (30° to 60°)

fiji tega področja. 8. fazo lahko vzporejamo s Tollmannovo (1966) vlaško fazo.

9. faza je izražena v prelomnem sistemu SW-NE severozahodno od Šmarjeških Toplic. Prelomi so šibki. Ob njih so vidni le manjši premiki ali pa gre za razpoke (sl. 9). 9. faza je lahko le krajevno omejen predsunek mnogo močnejše 10. faze; prelomi obeh faz imajo skoro isto smer in je težko ločiti, kateri prelomi so bili aktivni v 9. in kateri v 10. fazi.

10. faza. V njej so bili aktivni prelomi SW-NE, ki so povečini vertikalni in subvertikalni. Ob njih so se ugrezali tektonski jarki Ljubljanskega Barja, Krškega polja, straške udorine, Ljubljanskega polja, Kamniške Bistrice in Mirenske doline. Vzhodno od Gornjega grada je neotektonski jarek, katerega NW krilo je spuščeno skoraj za 1000 m ob več vzporednih normalnih in reverzних prelomih. Močni prelomi tega sistema so še na Pohorju, v širši okolici Maribora in ponekod v Posavskih gubah, kjer so le slabo razviti. V 10. fazi je nastalo tudi nekaj manjših grud. Med njimi sta najpomembnejši Golte in Kranjska reber, kjer so se deloma reaktivirali prelomi 3. faze. Nekaj dvignjenih grud je tudi na severnem obrobju Mirenske doline, kjer so lepo vidne v razgibanem reliefu. V splošnem se kaže ob prelomih, aktivnih v 10. fazi, bolj tendenca nastajanja jarkov kakor hrbtov (sl. 9).

Največ podatkov o starosti 10. faze imamo iz Zaloga pri Novem mestu, kjer je najstarejša glina iz gūnško-mindelskega interglaciala (A. Šercelj, 1961, 1963). Južno od Šentjerneja na Krškem polju je glina polžarica iz starejšega pleistocena (ustni podatek A. Šerclja). Singenetske sedimente starejšega pleistocena najdemo tudi na Ljubljanskem Barju.

Najpomembnejši prelomi so:

1. straški prelom; ob njem se je pogreznila straška udorina vzhodno od Novega mesta.
2. orliški prelom; prek Krškega polja na Orlico. Ob njem se je pogreznilo SE krilo. Na Orlici se večkrat ešalonira.
3. brezoviško-viški prelom (K. Grad, 1968) ob NW robu Ljubljanskega Barja.
4. gornjegrajski prelom med Novo Štifo in Gornjim gradom; tu se večkrat ešalonira in poteka do Radmirja.
5. florjanški prelom; med gornjegrajskim in florjanškim prelomom se je pogreznil globok neotektonski jarek.

Dva močnejša preloma omejujeta neotektonsko grudo planine Golte.

2. ciklus se je pričel s srednjim pleistocenom in traja še danes. Ozemlje se postopno umirja; dviganja so redka, več je ugrezanj. Prelomi se pojavljajo v labilnih conah, ki se stabilizirajo skozi ves srednji in mlajši pleistocen ter holocen.

V 11., 12. in 13. fazi so se aktivirali v Posavskih gubah in na ozemlju severno od njih posamezni prelomi W-E ali njihovi deli iz 6. faze. Na Dolenjskem in v Beli Krajini pa so nastali novi prelomi enake smeri, ki pa nimajo regionalnega pomena (sl. 10). Ob prelomih se je ozemlje ugrezalo v jarke. Po pelodnih analizah iz različnih krajev Slovenije menim, da gre za troje ločenih tektonskih aktivnosti, čeprav so se izrazile v prelomnih sistemih z isto smerjo. V 11. fazi se je ugreznil tektonski jarek v Zalogu pri Ljubljani, kjer je bila pod prodrom v globini okoli 39 m najdena glina mindelsko-riškega interglaciala (ustni podatek A. Šerclja). Enako stara glina je na Ljubljanskem Barju na površju in ponekod v globini (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). 12. faza je bila omejena na riško-würmski interglacial. V Podbočju na Krškem polju je na dvignjenem obrobju glina s kremenčevimi prodniki iz riško-würmskega interglaciala (A. Šercelj, 1970). Na Ljubljanskem Barju so glince enake starosti (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). Največ podatkov imamo o 13. fazi. Glina zadnjega



Sl. 10. Prelomni sistemi 11., 12., 13. in 15. faze iz srednjega in mlajšega pleistocena ter holocena

Fig. 10. Fault systems 11th, 12th, 13th, and 15th phases developed during middle and late Pleistocene and Holocene

1 ob prelomu spušččen blok, 2 prelomi s srednjim do strmim vpadom (30° do 60°)

1 downthrown fault block, 2 fault moderately to steeply inclined (30° to 60°)

würmskega interstadiala in z začetka zadnjega würmskega stadiala se nahaja na Ljubljanskem Barju (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967), v Nevljah pri Kamniku (A. Budnar-Lipovglavšek, 1944), v Radomljah pri Domžalah (po neobjavljeni analizi A. Šercelja), pri Kostanjevici na Krki (A. Šercelj, 1963), pri Šentjerneju na Krškem polju (A. Šercelj, 1970), pri Grosupljem (A. Šercelj, 1963), na Bregu in v Šmartnem pri Litiji, Št. Lenartu in Trebežu pri Brežicah, pri Sv. Lovrencu pri Polzeli, pri Nazarjih, pri

Slovenski Bistrici (A. Šercelj, 1970) in pri Zalogu zahodno od Novega mesta (A. Šercelj, 1963).

Sedimentacija Ljubljanskega Barja je bila po do sedaj znanih podatkih neprekinjena do riško-würmskega interglaciala (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). Sledi večja vrzel v sedimentih, ki kaže na prekinitev tektonske aktivnosti. Nato so bili odloženi sedimenti srednjewürmskega interstadiala do holocena, ki kažejo na hitro ugrezanje Barja. Zato je možno, da je trajala tektonska aktivnost na Krškem polju, v Celjski kotlini, na Dravskem polju, v okolici Grosupljega in okoli Litiže skozi tri zaporedna obdobja z vmesnimi presledki. Na Barju se je začela 11. faza že v začetku mindelskega glaciala in je skupaj z 12. fazo trajala brez presledka do začetka riško-würmskega interglaciala. Tedaj je nastopila kratka doba tektonskega mirovanja. Isti neotektonski sistemi so oživelili nato v srednjewürmskem interstadialu, torej zopet prej kakor 13. faza v drugih udorinah (sl. 13 in 14). Od močnejših prelomov naj omenim:

1. celjski prelom (K. Grad, 1969) ob južnem robu Celjske kotline; ob njem se je pogreznilo severno krilo za okoli 100 m.

2. lovrenški prelom (P. Mioč, 1975) med Mariborom in Planino na Pohorju.

3. selniški prelom (P. Mioč, 1975) je vzporeden lovrenškemu; med njima se je ugreznil ribniški neotektonski jarek.

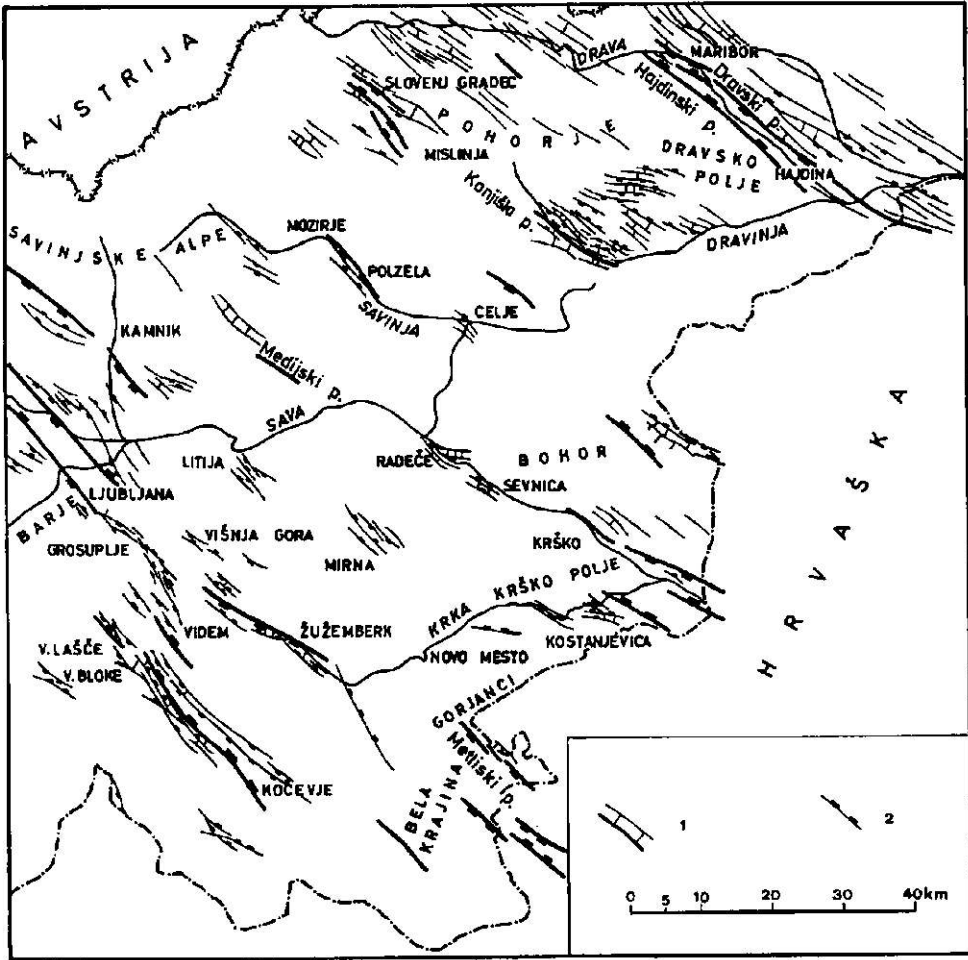
4. polskavski prelom spremlja tok Polskave. Ob njem se je pogreznil južni rob Dravskega polja.

5. orliški prelom zahodno in vzhodno od Artič; ob njem se je pogreznil severni rob Krškega polja.

V 14. fazi so se ponovno aktivirali posamezni deli prelomov, ki so nastali v 5. fazi. Tako se je formiral nov prelomni sistem NW-SE s parketno zgradbo ozemlja. Ob prelomih so se ugreznilo posamezni deli udorin. V Posavskih gubah so neotektonska premikanja prispevala k ugrezanju celjske udorine, manjših udorin v Zgornjesavinjski dolini ter Ljubljanskega polja in Ljubljanskega Barja (sl. 11).

Po sedimentih, ki so se odlagali v nastale udorine in jarke, lahko sklepamo, da je trajala 14. faza le kratek čas konec würma III in v začetku holocena. Glina te starosti se nahaja v neotektonskih jarkih v Ljubečni pri Celju (po neobjavljeni analizi A. Šercelja) in na Barju (A. Šercelj, 1963, 1966). Alternativno je bila določena tudi pri Nazarjih (A. Šercelj, 1970). Nekateri prelomi so bili pozneje aktivni še v holocenu v 18. fazi; zato je težko odločiti, kateri izmed obeh faz pripadajo posamezni prelomi, posebno na krajih, kjer singenetski sedimenti starostno niso določeni. Z gotovostjo pa sklepam, da je bil v 14. fazi aktiven del topliškega preloma med Kamnikom in Lukovico, del virštanjskega preloma med Vojnikom in Ljubečno in del dobrepoljskega preloma med Ljubljano in Lavrico.

V 15. fazi so se ponovno aktivirali nekateri prelomi W-E, ki so bili aktivni že v 11., 12. in 13. fazi. Kjer so se v novo nastalih jarkih usedali holocenski sedimenti, jih je časovno lahko opredeliti. V 15. fazi sta bila ponovno aktivna celjski in polskavski prelom, enako velja za nekatere prelome na Ljubljanskem polju, v Zgornjesavinjski dolini, v jugovzhodnem delu Krškega polja, v dolini Drave pri Dravogradu ter za dele selniškega in lovrenškega preloma (sl. 10).



Sl. 11. Prelomni sistemi 14. in 18. faze
 Fig. 11. Fault systems of the 14th and the 18th phase

1 prelomni sistem, 2 vertikalni premik ob prelomu
 1 fault set, 2 displacement in vertical direction

16. faza je tudi holocenska. V njej so se aktivirali nekateri prelomi 10. faze, nekateri pa so nastali na novo. Prelomi tvorijo prelomni sistem s parketno zgradbo in smerjo SW-NE. Ob njih so nastali manjši jarki, ki so povečini zapolnjeni s holocenskim prodom. Na več krajih so še ohranjeni skoki, večidel pa so že erodirani. Med Šentjernejem in Belo cerkvijo na Krškem polju je med prelomi nastal večji jarek. Prelomi so subvertikalni in gravitacijski. Najmočnejša preloma tega jarka sta na severu krški prelom, na jugu pa orehovski prelom. Prvi spremlja tok Krke, drugi pa poteka prek Orehovice pod Gorjanci. Ob krškem prelomu se je jarek najgloblje ugreznil. V nastali globlji del jarka se je prelila Krka, kjer teče še danes. Po tem sklepam, da je starost teh prelomov holocen-

ska. Nad Belo cerkvijo so še ohranjeni precej erodirani skoki kljub mehkeemu terciarnemu laporju (sl. 9).

V 17. fazi so nastali prelomi s smerjo N-S. Ohranjeni so le zahodno od Kostanjevice na južnem obrobju Krškega polja. Prelomi dajejo ozemlju parketno zgradbo. Ob dviganju je nastal hrbet, ki je predstavljal oviro za pretok Krke. Pred njim je začela meandrirati. Stari meandri so na letalskih posnetkih še dobro vidni. Krka še do danes ni uspela ovire predolbsti. Aktivnost prelomov lahko postavimo na podlagi teh dejstev v pozni holocen (sl. 12).

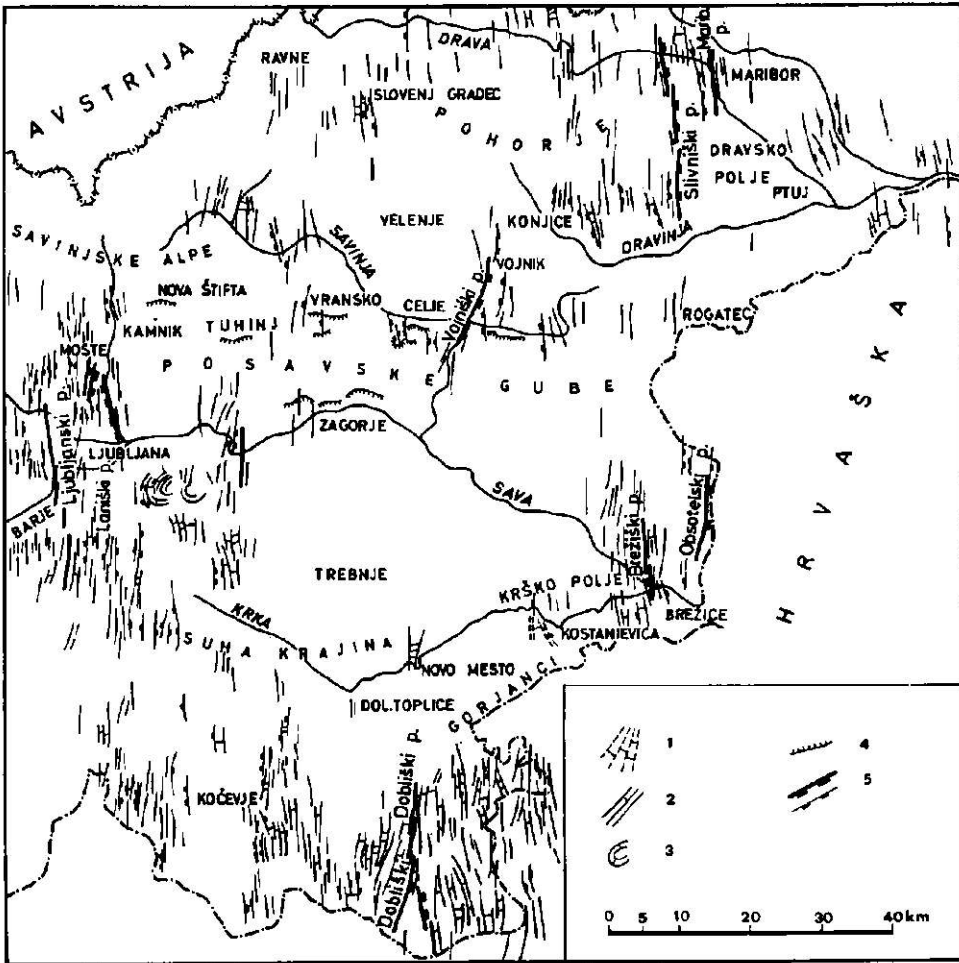
Prelomi 18. faze so vidni pri Kostanjevici na Krki. Ohranjenih je nekaj manjših prelomov in razpok. Premiki ob prelomih so znašali le nekaj metrov. Močnejša preloma potekata v rahlem konkavnem loku južno in severno od Krke. Ob njih se je ugreznil plitev in ozek tektonski jarek, po katerem teče Krka še danes. Ozemlje se je najbolj ugreznilo pri Kostanjevici, kjer je reka zastajala in ustvarila meandre, katerih ostanki so še ohranjeni.

V 18. fazi so se ponovno aktivirali tudi prelomi iz 14. faze in deli prelomov iz 5. faze. Ob prelomih, ki tvorijo sistem s parketno zgradbo so se ugreznilo tudi večji tektonski jarki. Na Dolenjskem so nastala kraška polja s holocensko sedimentacijo. Ponovno je bil aktiviran del mišjedolskega preloma pri Velikih Laščah, del želimeljskega preloma med Velikimi Laščami in Kočevjem, del dobrepoljskega preloma pri Vidmu, del žužemberškega preloma ob gornjem toku Krke, del roškega in topliškega preloma v Beli Krajini in del impolskega preloma na Krškem polju. V Posavskih gubah so se ugreznilo manjši deli celjske udorine, nastal je tektonski jarek pri Radečah in pri Sevnici. Severno od Posavskih gub se je ugreznil del Dravskega polja, Mislinjske doline in Konjiškega polja (sl. 12). Med pomembnejše prelome štejemo:

1. dravski prelom na severozahodni strani Dravskega polja.
2. hajdinski prelom, vzporeden dravskemu; med njima je ozek tektonski jarek.
3. konjiški prelom pod Konjiško goro je del reaktiviranega labotskega preloma, toda s povsem drugačnim premikanjem ob njem.
4. medijski prelom pri Medijskih toplicah je del reaktiviranega škocjanskega preloma.
5. metliški prelom med Jugorjami in Metliko je del reaktiviranega novomeškega preloma; ob njem se je pogrezala črnomaljska udorina. Na več krajih je ešaloniran. Prelomni sistem ima smer NW-SE. Njegovo aktivnost postavljamo v holocen; dal je tektonske jarke, po katerih še danes teko reke in vrezujejo terase v holocenski prodni nanos: Drava na Dravskem polju, Sava na Krškem polju, Savinja pri Polzeli in Celju, Mislinja pri Slovenj Gradcu.

Najmlajša je 19. faza. Prelomi imajo smer N-S in dajo le redko ozemlju parketno zgradbo. Zato menim, da so prelomi 19. faze še danes aktivni. Na Dolenjskem, na Dravskem polju in v Beli krajini se vidi, da gre za aktivirane prelome 2. faze. Najmočnejši prelomi so (sl. 12):

1. dobliški prelom, sestavljen iz treh zaporednih prelomov; ob njem se je pogreznil vzhodni del belokranjske udorine.
2. ljubljanski prelom poteka po Ljubljanskem Barju, mimo Ljubljane med Rožnikom in Golovcem proti Vodiciam, kjer se večkrat ešalonira. Njegova potresna aktivnost je znana iz močnega ljubljanskega potresa leta 1895.



Sl. 12. Prelomni sistemi, narivi in luske iz mlajšega holocena

Fig. 12. Fault systems, thrust faults and schuppen structures developed during late Holocene

1 prelomni sistem 14. faze, 2 prelomni sistem 19. faze, 3 obročasti prelomi, 4 narivi in luske, 5 ob prelomu spuščeno krilo
 fault systems of 14th neotectonic phase (1), 19th neotectonic phase (2), (3) ring faults (4) thrust faults and schuppen structures, (5) downthrown fault side

3. laniški prelom (I. Rakovec, 1955) na vzhodnem obrobju Barja pri Lanišču.

4. vojniški prelom med Celjem in Vojnikom: ob njem se ugreza vzhodni del celjske udorine.

5. slivniški prelom ob vzhodnem vznožju Pohorja; ob njem se ugreza Dravsko polje. Dobro je viden tudi na gravimetrični karti. Večji del premikov

ob njem pripisujem 2. fazi v srednjem pliocenu, manjši del premikov pa štejem v 19. fazo.

6. mariborski prelom je vzporeden slivniškemu. Spremlja tok Drave vzhodno od Maribora in s severnim delom slivniškega preloma tvori tektonski jarek.

7. brežiški prelom je vezan na brežiško potresno cono. Poteka pod Orlico mimo Brežic na Gorjance do Stojdrage.

8. obsotelski prelom ob Sotli med Bizeljskim in Kapelo.

Ob močnejših prelomih znašajo skoki nekaj metrov, ob šibkejših pa le nekaj decimetrov ali samo nekaj milimetrov.

Obročasti prelomi predstavljajo posebnost v neotektoniki med srednjim pliocenom in holocenom. Imamo jih na dveh območjih vzhodno od Ljubljane (sl. 12). S svojo krožno razvrstitvijo spominjajo na diapirske strukture, čeprav leže na dolomitnem ozemlju. Na letalskih posnetkih so še lepo vidni skoki, kjer se ponekod ruši dolomit. Zato menim, da so obročasti prelomi še danes aktivni. Ob njih se ozemlje stopničasto dviguje.

Obe obročasti strukturi ležita v smeri W-E in sledita starim geološkim strukturam v permokarbonskih klastitih pod narinjenim cordevolskim dolomitom. Med njimi predpostavljam vložke evaporitov, ki bi mogli povzročiti obročaste prelome.

V Posavskih gubah imamo na več krajih manjše narive in luske trše mezozojske podlage na mehkejših terciarnih plasteh (sl. 12). V tuhinjski sinklinali so se med Zgornjim Tuhinjem in Vranskim naluskale triadne plasti na miocenske od juga proti severu. Podobne razmere najdemo v podaljšku iste sinklinale proti Celju. Na južnem robu Celjske kotline so se triadne kamenine narinile proti severu na oligocenske piroklastite. Tudi južni rob najbolj stisnjene laške sinklinale pri Zagorju je narivni.

Neotektonsko narivanje si razlagam na naslednji način:

Fo najmočnejšem narivanju od severa proti jugu na prehodu iz miocena v pliocen je večina narivov pokrila tudi precejšnji del sinklinal, zapolnjenih s terciarnimi sedimenti. Sledila je penepelenizacija narivne zgradbe. Neotektonski prelomi so nastali penepelen razkosali in ustvarili pogoje za močno erozijo, ki je predolbla narive do terciarnih sinklinal. Pod vplivom nasledstvene tektonike so nastali v sinklinalah neotektonski jarki. Na krilih so ostale trše mezozojske kamenine. Zaradi lateralne kompresije, ki je bila v Posavskih gubah v pliocenu in pleistocenu, so se trše mezozojske plasti narinile ali naluskale zaradi svoje višje geografske lege na niže ležeče mehkejše terciarne kamenine. Za nastanek narivov in lusk so bili v Posavskih gubah odločilni neotektonski prelomi s smerjo W-E, ki so vzporedni osem terciarnih sinklinal. Zato so se mogla neotektonska narivanja in luskanja pojaviti po 6., 11., 12., 13. in 15. fazi v zgornjem pliocenu, srednjem in mlajšem pleistocenu ter zgodnjem holocenu. Narivanja in luskanja so bila mnogo šibkejša kot pri podobnih pojavih med miocenom in pliocenom. Znašajo le nekaj metrov do nekaj sto metrov.

Povzetek

Tektonska dogajanja od srednjega pliocena do danes lahko razdelim na dva neotektonska ciklusa. 1. cikel se je pričel v srednjem pliocenu po spodnjepliocenski penepelenizaciji in tektonskem mirovanju in se je končal ob koncu sta-

FAZA	GRAFIČNI PRIKAZ	SMER SISTEMA	VRSTE PRELOMOV	VPADI PRELOMOV	VELIKOST PREMISOV	PLIOCEN		PLEISTOCEN						HOLOCEN						
						SP.	SR.	ZG.	GÜNZ	G/M	MINDEL	M/R	RISS		R/W	WÜRM				
2. CIKLUS	19.		N-S	GRAVITACIJSKI NORMALNI	80°-90°	0-20m														
	18.		NW-SE		70°-90°	0-20m														
	17.		N-S		70°-90°	0-20m														
	16.		SW-NE		70°-90°	0-30m														
	15.		W-E		70°-90°	0-30m														
	14.		NW-SE		70°-90°	2-200m														
	13.		W-E		30°-90°	0-10m														
	12.		W-E		30°-90°	10-200m														
	11.		W-E		30°-90°	10-200m														
1. CIKLUS	10.		SW-NE	GRAVITAC. REVERZNI	30°-90°	10-1000m														
	9.		SW-NE	GRAVITAC.	80°-90°	0-20m														
	8.		SW-NE	GRAVITAC. NORMALNI	60°-90°	50-1200m														
	7.			TRANSKURENTNI	50°-80°	VERTIKAL. 30-500m HORIZONT. 1-10km														
	6.		W-E	GRAVITAC. REVERZNI	20°-90°	30-1000m														
	5.		NW-SE	HORIZONT. NORMALNI	60°-90°	VERTIKAL. 50-500m HORIZONT. 100-3000m														
	4.			TRANSKURENTNI	50°-80°	HORIZONT. 5-20km														
	3.		SW-NE	GRAVITAC. NORMALNI	30°-90°	100-1000m														
	2.		N-S	"	70°-90°	100-1000m														
1.		NW-SE	?	?	?															

Sl. 13. Tabelarni pregled neotektonskih faz v vzhodni Sloveniji
 Fig. 13. Review of neotectonic phases in Eastern Slovenia

1 udorine, 2 udorina Ljubljanskega barja — 1 depression, 2 depression of Ljubljana Moor

rejšega pleistocena. Vrhunec je dosegel med zgornjim delom srednjega pliocena in zgornjim pliocenom, saj so bila v tem razdobju najmočnejša neotektonska premikanja (sl. 13 in 14). Manifestirala so se v močnih dviganjih in spuščanjih grud in horizontalnih premikanjih. Prelomi so dali pečat današnji geološki zgradbi ozemlja. V 2. ciklusu, ki se je začel s srednjim pleistocenom in traja še danes, je opaziti postopno umirjanje ozemlja. Povečini gre za ugrezanje manjših udorin. Nasledstvena tektonika se lepo održa v 1. ciklusu, v katerem slede prelomi starim strukturam in prelomnim sistemom: Dinaridom, Južnim Alpam in balatonskemu nizu. Prelomni sistemi, ki so bili aktivni v 2. ciklusu in so lokalno omejeni, pa so longitudinalni, transverzalni ali diagonalni na stare geološke strukture.

Nasledstvena tektonika se lepo odraža tudi v sinformnih neotektonskih prelomih na bokih terciarnih sinklinal, oziroma terciarnih bazenov. Sinformne prelome najdemo na vzhodnem boku gradaškega terciarnega bazena v Beli krajini, na boku krške sinklinale, laške sinklinale pri Moravčah in ribniške sinklinale na Pohorju. Sinformni prelomi niso nastali istočasno v eni fazi, ampak skozi daljše razdobje v več fazah.

Posebnost so transkurentni prelomi v severovzhodni Sloveniji, obročasti prelomi vzhodno od Ljubljane ter narivi in luske v Posavskih gubah.

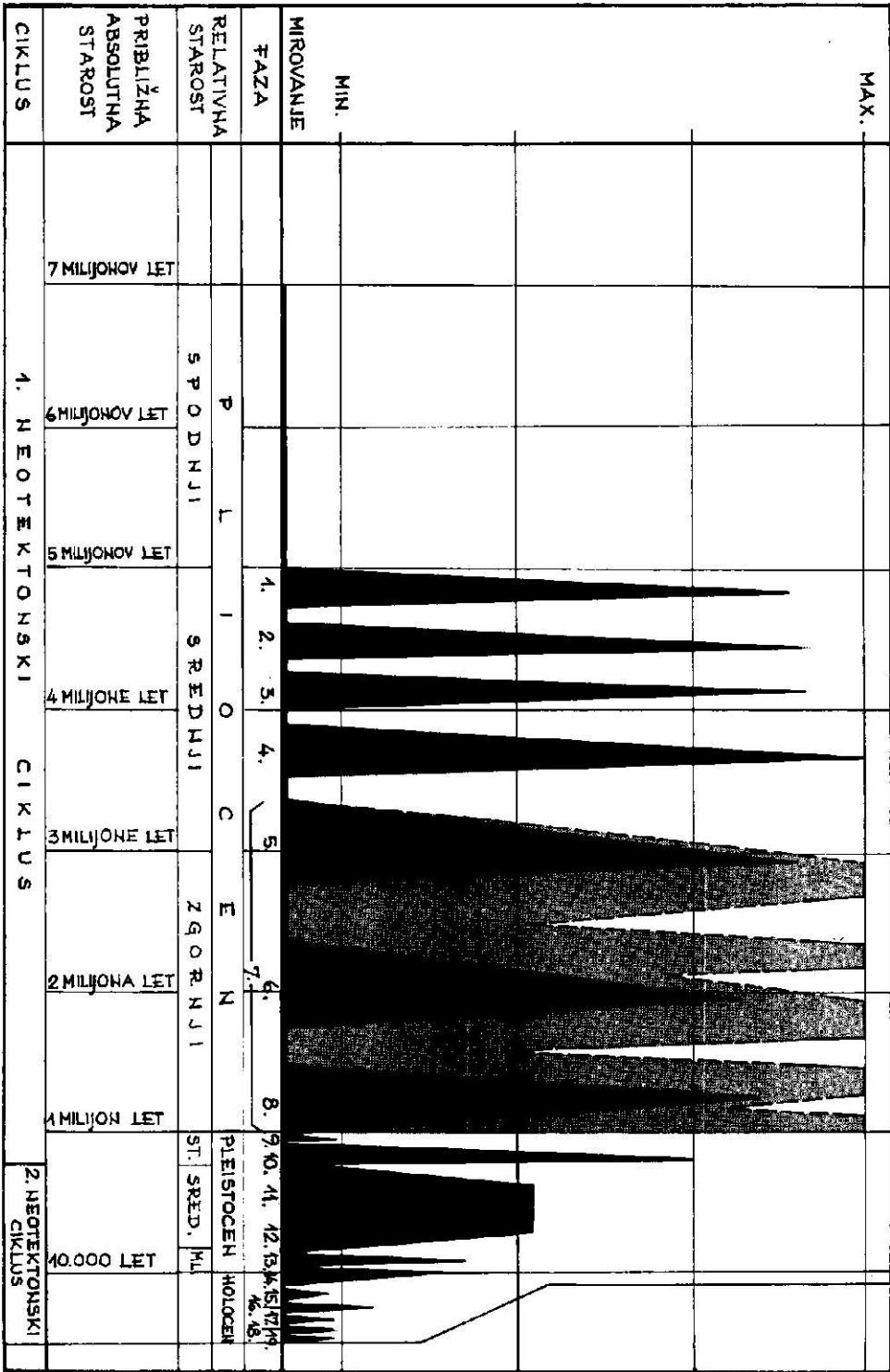
Zanimivi so tudi premiki ob posameznih prelomih. Kot primer naj navedem premike ob žužemberškem prelomu pri Črmošnjicah. Vertikalno in horizontalno komponento premikov sem meril po treh različnih kriterijih:

1. glede na stratigrafske razmere
2. glede na vertikalni premik penepleske površine in
3. glede na premik starejših neotektonskih prelomov.

Vertikalni premik med Kočevskimi Poljanami in Črmošnjicami glede na peneplesko površino znaša okoli 200 m, glede na stratigrafijo pa okoli 700 m. Razliko 500 m pripisujem sumarnemu skoku v 5. fazi in starejšim fazam. Horizontalni premik 2400 m sem meril glede na premaknitev starejšega prelomnega sistema, ki je bil aktiven v 3. fazi in ima smer SW—NE. Premik se je lahko izvršil samo v 5. fazi. Med Sotesko in Kočevskimi Poljanami znaša vertikalni premik v 5. fazi 520 m, sumarni premik v starejših fazah pa okoli 680 m. Horizontalnega premika tod ni mogoče meriti. Razlike v vertikalnih komponentah na obeh odsekih žužemberškega preloma si razlagamo z močnimi vertikalnimi premiki ob sočasnem prečnem prelomu pri Kočevskih Poljanah.

Posamezne neotektonske faze so si sledile ena za drugo. Izjema je le 7. faza, ki je aktivirala transkurentni sistem prelomov. Sestavljajo ga smrekovski, šoštanjski, donački, ormoški, ljutomerski in labotski prelom (sl. 7). Močne aktivnosti transkurentnega prelomnega sistema so se pojavljale občasno med zgornjim delom srednjega pliocena in začetkom günškega glaciala med delovanjem manj aktivne 5., 6. in 8. faze. Le-te imajo prelomne sisteme usmerjene tako kot posamezni deli transkurentnih prelomov, kar nam zopet potrjuje pravilo, da nastanejo na določenem ozemlju v istem časovnem obdobju ob enako usmerjenih zunanjih silah določeno usmerjeni prelomi, oziroma prelomni sistemi.

Če razmotrimo trajanje posameznih neotektonskih faz, pridemo do zanimivega sklepa. V 1. neotektonskem ciklusu so trajale dalj časa kot v 2. ciklusu (sl. 14). Vzporedno z manjšanjem njihove intenzitete se je krajšalo tudi ob-



Sl. 14. Intenzivnost in trajanje neotektonskih faz

Fig. 14. Time of neotectonic phases and intensity of the structural events

dobje, v katerem so bili aktivni. V pliocenu so trajale faze z vmesnim mirovanjem približno 1 000 000 let, v pleistocenu pa 200 000 let. Posebno zanimive so holocenske faze. Za ilustracijo naj navedem samo podatke s Krškega polja. V 16. fazi je nastal pri Drnovem tektonski jarek s smerjo SW—NE, v katerega se je prelila Sava in tod napravila izrazito koleno, ki je še danes vidno zaradi dobro ohranjene suhe struge. Pri Drnovem je bilo rimsko rečno pristanišče, ki je prenehalo delovati v 2. stol. n. št. Danes teče Sava po novi strugi. Približno med 2. stoletjem in današnjo dobo je bilo na tem delu ozemlja še četvero neotektonskih faz. Tako povprečno odpade na vsako okoli 450 let. Če pa vzamemo povprečje trajanja holocenskih faz, znaša to okoli 1700 let. Zgodovinski podatki in novejša opazovanja o seizmični aktivnosti na Slovenskem, ki jih imamo od 8. stoletja dalje, bi bilo treba vzporejati s posameznimi holocenskimi fazami. Dosedanje ugotovitve kažejo, da moramo pripisati seizmične aktivnosti od 8. stoletja pa do danes različnim mlajšim holocenskim fazam in ne samo 19. fazi. Vzrok potresom v današnjem času niso močni prelomni, ampak ostanki labilnih con, ki so jih zapustili močnejši prelomi v dobi vrhunca svoje aktivnosti med srednjim pliocenom in začetkom pleistocena. Labilne cone so se umirjale v obliki pogrezanja skozi ves kvartar. Umirjanje še danes ni končano. Proti današnji seizmični aktivnosti regionalno pomembnejših prelomov kaže najvišja potresna stopnja v Sloveniji, ki ne presega 9 MCS in različen čas potresne aktivnosti vzdolž iste prelomne cone. Če primerjamo karto potencialnih potresnih con, ki sem jih dobil po geološki metodi, s potresno karto slovenskega ozemlja (I. R a k o v e c, 1955), vidimo, da se obe karti precej ujemata med seboj.

Preučevanje neotektonike s pomočjo fotogeologije, tektonofizike, stratigrafije in seizmike nam da pomemben vir podatkov za boljše poznavanje geološke zgradbe in dogajanj na ozemlju Slovenije v najmlajših geoloških obdobjih.

Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

According to photogeological studies of air photographs the author distinguished in Eastern Slovenia six fault systems. The times of their activities were determined by syngenetic sedimentation in the neotectonic depressions, during Middle Pliocene, Pleistocene and Holocene ages. The activities are divided into neotectonic phases, that are joined into two neotectonic cycles. The working of the neotectonic systems and the syngenetic sedimentation are demonstrated on the models of the depressions of Straža, Litija, and Šmartno. The more important faults were named. Recent active faults were determined. Finally the influence of hereditary tectonic, synform faults on the flanks of Tertiary synclines, and the average duration of individual neotectonic phases are discussed.

Contents

Working method	241
Model of the Straža depression	242
Model of the Litija and Šmartno depressions	242
Interpretation of the neotectonic activity in Slovenia	243
Neotectonic phases	244
The first cycle	244
The second cycle	246
Conclusions	247

Working method

Photogeological studies of air photographs gave most of the basic data. Although Eastern Slovenia is not very photogenic, being mainly covered by forests, its strongly expressed relief allows tracing of the faults. The author examined 2848 air photographs in scales of 1:15 000 to 1:30 000. The larger part of the fault zones were checked by mapping in the field, the others by comparison with geological maps. Thus it was proved that more information about fault systems could be obtained from photogeology than by field prospecting. On the basis of geological and geophysical maps it was possible to distinguish stronger faults from the weaker ones. In the next stage of the study the neotectonic faults were drawn on a topographical map of 1:200 000

and classified into individual systems. In this paper only the more important faults are presented in a rather reduced scale, the smaller ones being omitted. When arranging the faults into systems, it was considered that faults of a defined direction originate from active external forces of defined direction, as explained by M. Gzovski & al. (1973). The direction of the external forces changed only in long intervals of time. In a given period therefore only those faults of a specific direction that belonged to the same fault system were active. Relative ages of individual fault systems were determined by the age of syngenetic sediments in different depressions, situated rather far from each other. For age determination of Pliocene and Pleistocene sediments pollen analyses by A. Budnar-Tregubov (1969) and A. Šercelj (1961, 1963, 1966, 1967, 1968, 1970) were used. Data for age determination of Holocene sediments are missing. The age determination of individual fault systems on the basis of the age of syngenetic sediments confirmed the succession of activities of these systems, as determined by photogeology under the assumption that an older fault is shifted by the younger one.

Model of the Straža depression

One of the simpler depressions has been chosen for the presentation of the activity of neotectonic faults and the syngenetic sedimentation in resulting depressions.

The Straža depression filled with Pleistocene sediments is situated to the west of Novo mesto. The sedimentation can be divided into two parts. The lower part consists of clay, silt and sand, deposited according to A. Šercelj (1961, 1963) in the Günz-Mindel interglacial stage. The upper part of sediments of similar composition belongs however, according to the same author to the Würm III stage (A. Šercelj, 1963). The sediments of both ages indicate lacustral and bog sedimentation. Between the upper and the lower packet of sediments there is a thin intercalation of bog iron ore which indicates a rather long period of bog environment without influx of new clastic material into the depression. The first subsidence of the depression took place in the Günz-Mindel interglacial stage, the second one in the Würm III stage.

Photogeological studies point out two fault systems. The older trends in SW—NE direction, the younger one extends W—E. The activity of both systems can be compared with both previously described packets of sediments. The older fault system was active in the Günz-Mindel interglacial stage, the younger one in the Würm III stage (fig. 2).

Model of the Litija and Šmartno depressions

In the east of Ljubljana there are two depressions that have been chosen as a correlation model between sediments and fault systems. In both depressions that lie one beside the other, the sedimentation is identical. The older sediments are clay and loam with intercalations of silt, silty clay and clayey or silty

sand. A. Šercelj (1970) defined by pollen analysis the ages of Würm II/III and Würm III stages. The younger sediments consist of postglacial clay with fine gravel.

Photogeological studies indicated in the area of both depressions several fault systems. The W—E system must have been active during the interstadial II/III and the stage Würm II, as well as during the postglacial stage. Less important are three younger fault systems in the directions SW—NE, NW—SE and N—S. Their activity can be assumed to have taken place during the late Holocene age. By the individual faults the river courses have been disturbed and the erosional terraces have been effected.

The general conclusion, to which the evidence leads is this that the Litija and Šmartno depressions subsided intermittently during two different neotectonic phases. In the interstadial Würm II/III and Würm III stage the W—E faults were active. The same faults were active during postglacial ages as well. The movements along the faults SW—NE, NW—SE and N—S took place in the late Holocene. The latter being the youngest is active still now, as its zone is known by seismic activity.

Interpretation of the neotectonic activity in Slovenia

The neotectonic phenomena followed the strong overthrusting processes at the end of the alpidic orogenesis. In Middle and Upper Miocene age in Slovenia some basins with associated cordilleras came in existence. Between Miocene and Pliocene our territory has been subjected to overthrusting of large scale. In Lower Pliocene age a peneplain was formed. Neotectonic movements started only in Middle Pliocene age in the whole territory of Slovenia; the movements mentioned are still going on.

It is possible to distinguish six fault systems, namely the following:

1. W—E
2. N—S
3. NW—SE
4. SW—NE
5. transcurrent faults
6. ring faults

From the Middle Pliocene age until now these systems comprised several phases of activity; further on they are enumerated from the oldest to the youngest phase. The age of the individual phases is given as far as sufficient data exist. The phases are grouped into two cycles.

Beside the mentioned faults, there exist in some places also local neotectonic overthrusts and imbricate structures of smaller extent. As it is difficult to classify them according to their age and direction, therefore they are discussed separately. The fault systems have been compared by course development and mode of movement with the tectonophysical characteristics of stresses and faults, as described by Russian geologists (G z o v s k i & a l., 1973). In Eastern Slovenia the following types of deformational mechanisms have been definitely ascertained:

1. mechanism of the external compressional forces
 - a) longitudinal flattening with extension along the bend
 - b) longitudinal flattening with extension across the bend
2. vertical longitudinal shearing
3. horizontal longitudinal shearing

Neotectonic phases

The first cycle started in Middle Pliocene age, after the Lower Pliocene pause and finished at the end of the older Pleistocene. Its peak of activity was between the upper part of Middle Pliocene and Upper Pliocene, manifesting itself in downward and upward movements of individual blocks, and in horizontal displacements as well. In the first cycle 11 phases can be distinguished.

In the 1st phase, in about the beginning of the Middle Pliocene age, the Lower Pliocene peneplain was dissected. The exact age cannot be determined, as only residual faults NW—SE are visible in the east of Ljubljana. The fault system was most probably extended over the whole territory. They were obliterated by later tectonic activity of the same direction and same type during the 5th phase. This 1st phase might be identical with the Eastern Caucasian phase.

In the 2nd phase the N—S fault system developed. Nearby Kočevje and Črnomelj in the resulting troughs sediments of Middle Pliocene age are preserved (A. Budnar-Tregubov, 1961). The faults are mainly vertical. Along them furrows and ridges originated (fig. 4).

The faults of the 3rd phase are rather obliterated by later tectonic activities. The system has a SW—NE direction. Their age is assessed as Middle Pliocene considering their crossing with other systems. Of the same age are the Pliocene basins in Southeastern Slovenia. The faults are vertical to subvertical. The displacements amount to several 100 m (fig. 5).

In the 4th phase the Labot fault was active. Its extensions are the later activated Konjice fault and Donačka gora fault (fig. 6). It is well expressed in the Bouguer gravity map. Most probably it forms, together with the Ljutomer fault, Ormož fault, and Donačka gora fault a system of transcurrent faults similar to the fault system of the 7th phase. The displacements along the Labot fault were horizontal and vertical. They were excited by horizontal and longitudinal shearing. The age of activity of the Labot fault seems to be Middle Pliocene, according to the crossing and shifting of one fault by another.

The fault system of the 5th phase is encountered over the whole territory of Eastern Slovenia; its direction is NW—SE. The fault system is composed of two diverging conjugate sets of faults showing horizontal to subhorizontal displacements. The inclinations of the fault zones diverge between 60° to 90°. The faultline indicates longitudinal compression with extension along the bend. The direction of the external forces was NW—SE. By activity of the 5th phase some important faults have been produced (fig. 7): Borovnica fault, Mišji dol fault, Želimje fault, Ortnek fault, Dobropolje fault, Rog fault, Žužemberk fault, Toplice fault, Sava fault, Otočec fault, Impol fault, Bohor fault, and Virštanj

fault. The age of this fault system was assessed by correlation with other systems, as in their region there are no depressions with syngenetic sedimentation. It seems that it was active during the Upper Pliocene.

The activity of the 6th phase is limited to the Sava folds and the region in their north. The southern boundary coincides rather nearly with the boundary between the Outer Dinarids and the Southern Alps. The fault system is of W—E direction. The inclination varies from 20° southwards or northwards up to 90°. There are downthrow and upthrow faults. Some of them diverge in the horizontal and the vertical plane. It seems, that at constant active external forces of longitudinal compression the internal stresses vary. The strongest compression force was from north southwards. It caused lateral compression, therefore downthrow and upthrow faults, and raising and sinking of the blocks. A lesser compression was exerted also by an external force in W—E direction, that caused horizontal divergence. In a smaller extent there occur also some faults, that change the dip of the fault plane. They were caused by longitudinal compression, when two brachyanticlines were formed one beside the other. The downthrow fault, that originated at the crest of the first anticline passes over to the flank of the other anticline, and becomes an upthrow fault due to differently directed stresses. During the transition of the fault from one anticline to the other the inclination of the fault changed and the direction of the displacements as well. The faults of the 6th phase are probably of Upper Pliocene age. The more important faults are (fig. 8): Sevnica fault, Stranje fault, Polšnik fault, Moravče fault, Trbovlje fault, Laško fault, Marija Reka fault, Tuhinjski fault, Presedle fault, and Plešivec fault. A common characteristic of all faults in the Sava folds region is their low inclination towards north or south in their middle parts, whereas they change their inclination to subvertical or vertical in the eastern parts.

In the 7th phase the main part of the important transcurrent faults was working (fig. 6): Smrekovec fault, Šoštanj fault, Donačka Gora fault, Ormož fault, Ljutomer fault. Their characteristic is that they diverge from a common fault and turn simultaneously from their original WNW trend northeastwards. The individual flanks show displacements of the same direction. According to R. W. van Bemmelen (1970) in the faults of this systems the northern flanks were moved towards SE, the southern ones towards NW. The activity of the transcurrent faults caused horizontal longitudinal and vertical longitudinal shearing. Horizontal displacements of several tens of kilometers, and vertical displacements of some hundreds of meters prevail. The faults had to be active for a longer geological period already before the Lower Pliocene age, when the largest displacements occurred. In the latest activity, between the upper part of Middle Pliocene age and the beginning of the Günz Glacial age, between the faults two deep depressions — those of Velenje and Konjice — were formed. The Velenje depression has been very well examined. According to these studies the last activity of the transcurrent fault system was determined. The oldest Pliocene sediments of the Velenje depression contain Middle Pliocene mammals. In the upper beds skeletons of mammals, that lived in the uppermost part of the Upper Pliocene were found (L. Rijavec, 1951). In bore holes there are in clayey beds oscillating transitions of Upper Pliocene tree species (A. Šercelj, 1968). In this way the beginning and the end

of the subsidence restricted to Velenje area is known. The coal seams indicate a stopping of tectonic movements.

In the 8th phase the step-like lifting up of the Gorjanci, Žumberak and Samoborska Gora mountains took place in southeastern Slovenia and neighbouring Croatia. The direction of the fault system is SW—NE (fig. 6). In Žumberak and Gorjanci, where the map of Bouguer gravity shows a rather strong gravity maximum, the faults diverge from their original direction for about 45°. The reason might be in the harder Paleozoic bedrock. Stronger faults are the Sošice fault and the Cerovec fault, of regional importance is the transform Zagreb fault, that runs along the SE slope of Žumberak, along the NW foot of Zagrebačka Gora and continues to Hungary. The neotectonic raising of Gorjanci, Žumberak and Samoborska Gora is ranged into Late Pliocene age. The 8th phase is identical to the Wallachian phase.

The 9th phase is represented by a SW—NE fault system. Weak faults are caused by forethrusts of the stronger 10th phase, whose fault system is of the same direction (Fig. 9). The faults are subvertical to vertical. Some larger neotectonic troughs subsided along them. Pollen analyses of syngenetic sediments from the surroundings of Ljubljana and the Krško Polje (A. Šercelj, 1961, 1963) indicate the fault system activity of Günz-Mindel interglacial. More important faults are the Brezovica—Vič fault, Gornji Grad fault, and the St. Florjan fault.

The second cycle started in Middle Pleistocene age and is still continuing now. The activity was gradually decreasing; sinking prevails over raising. The faults appear in labile zones, that are stabilizing during all Middle and Upper Pleistocene and Holocene age.

In the 11th, 12th and 13th phase the faults of W—E direction were produced. In the Sava folds and in their north some parts of the faults of the 6th phase were working again (fig. 11). Numerous pollen analyses of the Pleistocene deposits from the trough-faults (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967, 1970; A. Budnar-Lipoglavšek, 1944) show, that the 11th phase was active in the Mindel-Riss Interglacial age, the 12th phase in the Riss-Würm Interglacial age, and the 13th phase in the Würm II/II interstadial and in the stadial Würm III. On the Ljubljana Moor the 11th phase began already in the beginning of the Mindel Glacial, and dured, together with the 12th phase without interruption up to the beginning of the Riss-Würm Interglacial. The same faults were working again in the Middle Würm interstadial, thus again earlier than the 13th phase in other depression (figs. 13 and 14). The powerful faults are the Celje fault, Lovrenc fault, Selnica fault, Polskava fault and Orlica fault.

In the 14th phase the faults of the 5th phase were rejuvenated in part. Some trough-faults associated with a new NW—SE fault system come into existence (fig. 11). The 14th phase was, however, of short duration between the end of the Würm III and the beginning of Holocene age.

In the 15th phase some W—E faults of the 11th, 12th and 13th phase (Celje fault, Polskava fault, Selnica fault, Lovrenc fault) were renewed. Into the formed troughs Holocene sediments were deposited (fig. 10).

The 16th phase is of Holocene age as well. During this phase the movements along some faults of the 10th phase of SW—NE direction have taken

place. Small tectonic troughs are associated with the new Krka fault, and Orehovica fault (fig. 9).

The N—S faults of the 17th phase occur in Krško Polje (fig. 12), where a fault block was formed. Otherwhere they can hardly be distinguished from the similar trending faults of the 19th phase. The age of such activity took place in the Late Holocene.

During the 18th phase the activity of the NW—SE faults of the 14th, and the 5th phase in part went over again. In Lower Carniola a karstic polje was developed in connection with depressions. The more important new faults are the Drava fault, Hajdina fault, Konjice fault, Medija fault, Metlika fault (fig. 11).

The 19th phase is the youngest one. The movements along the N—S faults repeat themselves again and again in seismic areas at the present time. More important are the Doblica fault, Ljubljana fault, Lanišče fault, Vojnik fault, Slivnica fault, Maribor fault, Brežice fault, and Sotla fault (fig. 12).

Ring faults represent peculiarities in the neotectonic features of Eastern Slovenia. They occur in two areas in the east of Ljubljana (Fig. 12). Both ring-like structures lie in the direction of older geological structures made of Carboniferous-Permian clastites. The ring faults appear to be produced by the evaporite development in these clastic rocks.

In the Sava folds on several places smaller overthrusts and schuppen are found (fig. 12). They originated during thrusting of the hard Mesozoic basement over the soft Tertiary rocks after the area was already crossed by W—E faults and the erosion followed. The orographically higher Mesozoic beds imbricated due to lateral compression have been driven over the orographically lower Tertiary rocks for some ten, in places some hundred meters. The overthrusting should have taken place after the 16th, 11th, 12th, 13th and 15th phase.

Conclusions

The tectonical processes during the period from Middle Pliocene age till now can be divided into two cycles. The first cycle began in Middle Pliocene age after the Lower Pliocene peneplainization, and dured till the end of the older Pleistocene age. The peak of activities was between the upper part of Middle Pliocene and Upper Pliocene age (figs. 13 and 14). The second cycle started in Middle Pliocene age and lasts still now. Main manifestations are the vertical downward movements. A gradual decrease of activity is evident. Hereditary tectonic is well expressed in the first cycle, where neotectonic faults follow older structures. The faults of the 2nd cycle are of limited extent and run longitudinally, transverse or diagonally over the old geological structures.

Hereditary tectonic is well expressed also in the synform faults at the flanks of Tertiary synclines or basins. The synform shapes, however, did not originate simultaneously, but through a longer period in several phases.

The individual neotectonic phases followed each other. The only exception is the 7th phase, that activated a transcurrent system of faults (fig. 6). Strong activities of this system occurred between the upper part of the Middle Plio-

cene age and the beginning of the Günz glacial, during the activity of the less powerful 5th, 6th and 8th phase. The latter have fault systems directed similarly as the individual parts of the transcurrent system. This confirms the rule that in a given region originate simultaneously, under identically orientated outward forces, faults or fault system of definite direction.

The duration of the individual neotectonic phases is of interest. During the first cycle they lasted longer than during the second one (fig. 14). Corresponding to the decrease of their intensity also the period of their activity shortened as well. In Pliocene age individual phases together with the intermediate pauses lasted for about one million years, in Pleistocene about 200 000 years. Very short are the Holocene phases. According to some archeological and neotectonic data about the fossil stream courses in Krško Polje can be concluded that from the 2nd century A. C. till now occurred four neotectonic phases. Each lasted about 450 years. The averages of the Holocene phases is about 1700 years. It was now found out, that seismic activities in Slovenia, known from historical sources from the 8th century until now, should be attributed to different neotectonic phases and not to the 19th phase only. The reason for recent earthquakes are not the faults of large scale, but the remnants of labile zones, that have been caused by stronger faults during the peak of their activity between Middle Pliocene and the beginning of Pleistocene age. The labile zones quietened by downward movements during the whole Quaternary age, but this process is not completed yet. Against the seismic activity of regionally important faults speaks the highest seismic intensity in Slovenia that does not exceed 9 CMS, as well as the different periods of activity along individual faults.

The study of neotectonics by means of photogeology, tectonophysics, stratigraphy and seismicity is an important source of data for better knowledge of the geological structure and processes of the territory of Slovenia in the youngest geological ages.

Literatura

Bemmelen van, R. W. 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. *Geologija* 13, Ljubljana.

Budnar-Lipoglavšek, A. 1944, Rastlinski ostanki in mikrostratigrafija mamutovega najdišča v Nevljah. *Prirodoslovna izvestja* 1, 93—188, Ljubljana.

Budnar-Tregubov, A. 1961, Mikropaleobotanička istraživanja uglja iz Kočevja i Kanižarice. *Vesnik Zav. geol. istr.*, 19 A, Beograd.

Buser, S. 1974, Tolmač za list Ribnica, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, Beograd.

Freud, R. 1974, Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics* 21, 93—134, Amsterdam.

Grad, K. 1966, Tolmač za list Kranj, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.

Grad, K. 1969, Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. *Geologija* 12, Ljubljana.

Gzovski, M. V. Grigorijev A. S., Gušenko O. I., Mihailova A. V., Nikolov A. A., Osokina D. N. 1973, Problems of stress, deformations, fractures and deformation mechanisms of the earth's crust. *Tectonophysics* 18, 187—205, Amsterdam.

Hinterlechner-Ravnik, A., Pleničar M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. *Geologija* 10, Ljubljana.

Mioč, P. 1975, Tolmač za list Slovenj Gradec, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, (v tisku), Beograd.

- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vreli v Sloveniji. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Pleničar, M., Premru U. 1976, Tolmač za list Novo mesto, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.
- Prelogovič, E. 1970, Neotektonska kretanja u području između Orlice, Samoborske gore i Medvednice. *Geol. vjesnik*, Zagreb.
- Rakovec, I. 1954, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geol. kongres na Bledu, Ljubljana 1956.
- Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal, v knjigi *Zgodovina Ljubljane*, Ljubljana.
- Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini, diplomsko delo, Univerza v Ljubljani.
- Šercelj, A. 1961, Staropleistocenska vegetacija v Zalogu pri Novem mestu. *Razprave SAZU VI*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1963, Razvoj würmske in holocenske gozdne vegetacije v Sloveniji. *Razprave SAZU VII*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1965, Palcobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega Barja. *Geologija* 8, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1966, Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega Barja. *Razprave SAZU IX/9*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1967, Razvoj tal južnega dela Ljubljane v luči pelodnih raziskav. *Razprave SAZU X/7*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1968, Pelodna stratigrafija velenjske krovnine — plasti z ostanki mastodontov. *Razprave SAZU XI/10*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1970, Würmska vegetacija in klima v Sloveniji. *Razprave SAZU XII/7*, Ljubljana.
- Šikič, D., Prelogovič, E. 1970, O tektonskim pokretima u Žumberačkoj i Samoborskoj gori. VII. kongres geologa SFRJ, I. knjiga, Zagreb.
- Šikič, K., Basch O., Šimunić A. 1972, Tumač osnovne geološke karte, list Zagreb. Osnovna geol. karta 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.
- Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische Forschungen*, Hf. 21, Stuttgart.