

UDK 551.24(497.12)=863

## Geološka zgradba osrednje Slovenije

### Geologic structure of Central Slovenia

*Uroš Premru*

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

#### Kratka vsebina

Na podlagi facialnih analiz je ozemlje osrednje Slovenije razdeljeno na strukturno-facialne enote geosinklinalnega in tardigeosinklinalnega ciklusa alpijske orogeneze. Podvoloveljski transformni prelom deli epigeosinklinalni prostor Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov na dva dela. Na vzhodni strani preloma se odraža cepitev Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov že v ladinski stopnji.

Osrednja Slovenija pripada epigeosinklinalnemu delu kontinentalne jadranske plošče. Po obdobju širjenja v ladinski stopnji in spodnji juri je doživelo ozemlje v tardigeosinklinalnem ciklusu močno tektonizacijo zaradi delovanja desnih transkurentnih prelomov in treh zaporednih faz narivanja. Nasledstvena tektonika se je uveljavila v postgeosinklinalnem ciklusu z neotektonskim gubanjem in disjunktivno tektoniko.

#### Abstract

The geologic relations of Central Slovenia are illustrated from the facies analysis point of view. Several structure-facies units of the geosynclinal and tardygeosynclinal cycles of the Alpine orogeny could be distinguished. By the distribution of the structure-facies units a diverging of the Outer Dinarides from the Southern Alps is indicated. The Ljubljana zone appears to be the boundary zone between them. The reason for the branching off seems to be the left lateral separation of the Podvolovljek transform fault and the related spreading of the epigeosynclinal space in the east of the fault. There the divergence advanced from the Ladinian stage onward. Central Slovenia is related to the epigeosynclinal part of the continental Adriatic plate. After the spreading in the Ladinian stage and Lower Jurassic period the region underwent strong tectonic processes. They owe their origin to the large scale right lateral separation along transcurrent faults during the tardygeosynclinal cycle. In neotectonic time inherited structures were superimposed during the postgeosynclinal cycle.

## Vsebina

Uvod . . . . .	228
Pomembni izrazi, uporabljeni v razpravi . . . . .	229
Dosedanje raziskave . . . . .	231
Strukturno-facialne enote alpidskega geosinklinalnega ciklusa . . . . .	232
Južne Alpe . . . . .	233
Slovenska cona . . . . .	233
Savinjska cona . . . . .	234
Gorenjska cona . . . . .	235
Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi . . . . .	244
Ljubljanska cona . . . . .	244
Zunanji Dinaridi . . . . .	245
Idrijska cona . . . . .	245
Furlanska cona . . . . .	248
Narivna zgradba . . . . .	253
Narivna zgradba Južnih Alp . . . . .	258
Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov . . . . .	259
Alpsko-dinarski vmesni prostor . . . . .	260
Prednarivni prelomi . . . . .	261
Mezozojske strukture, terciarna narivna zgradba in neotektonika . . . . .	264
Meja med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi ter njihovo razpiranje . . . . .	265
Strukturno-facialne enote in tektonika plošč . . . . .	266
Položaj osrednje Slovenije v alpidskem orogenu . . . . .	267
Primerjava s tektonskimi enotami sosednjih dežel . . . . .	268
Sklep . . . . .	270
Geologic structure of Central Slovenia (Summary) . . . . .	272
Literatura . . . . .	275

## Uvod

Glavni elementi v zgradbi osrednje Slovenije so prelomi, narivi in gube. Največji del ozemlja zavzemajo Posavske gube. Da bi pojasnil narivno zgradbo njihovega zahodnega dela, sem izhajal iz enostavnejše zgradbe Dolenjske, Notranjske in Primorske na eni strani, iz njihovega osrednjega dela pa na drugi strani. S facialnimi analizami sem razvrstil strukturne enote po geosinklinalni teoriji v cone in podcone. Pri tem sem poleg profiliranja in stratimetrijskega snemanja upošteval dosedanja geološka kartiranja. Pri terenskih ogledih ter pri zbiranju in urejanju podatkov sta mi pomagala L. Ferjančič in J. Cajhen. V facialni analizi sem upošteval sedimente alpidskega geosinklinalnega ciklusa, pri narivni zgradbi pa tudi sedimente tardigeosinklinalnega in predalpskega ciklusa. Sedimenti alpidskega geosinklinalnega ciklusa mezozojske ere pokrivajo večji del ozemlja, so facialno najbolj pestri in dokaj dobro preučeni. Predstavlja torej odločilni element pri interpretaciji narivne zgradbe.

Rezultat sinteze facialnih analiz je strukturno facialna karta con in podcon. Prikaz narivne zgradbe osrednje Slovenije pa je poskus notne interpretacije, ki bo rabila za podlago nadrobnejših raziskav.

Geologi so istim narivom na različnih delih ozemlja dajali različna imena. Poimenovanje je bilo treba zato poenotiti. Pri palinspastičnem razvitju narivne zgradbe sem uporabil papirni model, ki ustreza dokaj dobro.

### Pomembni izrazi, uporabljeni v razpravi

Ekstenzija (extension) ali razpiranje (spreading, creation) oceana nastane zaradi konvekcijskega strujanja v astenosferi. V srednjem delu oceana se — v razpornem jarku — zaradi tega vtiskuje bazaltna magma, ki prihaja izpod skorje na oceansko dno. Pri tem se oceanska skorja razpira in širi, hkrati z njo pa se odmikajo tudi kontinenti. Ločimo več faz razpiranja.

Epievgeosinklinala (epieugeosyncline) nastane na kontinentalni skorji zaradi močnega delovanja radialnih prelomov. Ob njih se deli skorje ugrezajo v obliki jarkov s spremljajočimi pojavi inicialnega kislega in bazičnega vulkanizma. Epievgeosinklinala je tektonsko najbolj labilno področje epigeosinklinale. Labilnost povzročajo orogenetski procesi. V epievgeosinklinalnem jarku se usedajo različni sedimenti, prevladujejo pelagični in piroklastični. Po sedimentih delimo epievgeosinklinale na več vrst. V aspidski epievgeosinklinali prevladujejo v zaporedju drobnik in glinasti sedimenti, v keratofirsko-spiltni in porfirirni pa vulkaniti. Epievgeosinklinalo imenujejo tudi evgeosinklinala.

Epigeosinklinala (epigeosyncline) je zgornji del kontinentalne skorje z neritičnimi in s pelagičnimi sedimenti. Sestoji iz evgeosinklinalnih in miogeosinklinalnih jarkov ter karbonatnih šelfov.

Epigeosinklinalni pas (epigeosynclinal belt) je del epigeosinklinale, karakteriziran z določenimi razvojnimi in oblikovnimi lastnostmi.

Epikontinentalni šelf (epicontinental shelf) leži na kontinentalni skorji med kopnim in kontinentalnim robom. Odlikuje se po plitvomorskih klastičnih in lagunskih sedimentih.

Epimiogeosinklinala (epimiogeosyncline) je podobnega nastanka kot epievgeosinklinala, vendar brez vulkanizma. Med pelagičnimi sedimenti lahko podrejeno nastopata tuf in tufit. Po vrsti sedimentov, ki prevladujejo, ločimo več vrst epimiogeosinklinal. V karbonatni epimiogeosinklinali prevladujejo plasti pelagičnega apnenca in dolomita, v aspidski plasti glinovca, glinastega skrilavca in drobnika, v karbonatno-klastični apnenec, dolomit in klastiti, v flišni pravi flišni sedimenti, v karbonatno-flišni karbonatni fliš, v pelagično-flišni oziroma pelagično-turbiditni globokomorski fliš. Epimiogeosinklinalo imenujemo na kratko tudi miogeosinklinalo.

Karbonatni šelf (carbonate platform, carbonate shelf) leži v epigeosinklinali. Zanj je značilna sedimentacija neritičnega apnenca in dolomita. Glede na njegovo lego ločimo več vrst karbonatnega šelfa. Epikontinentalni (epicontinental) karbonatni šelf leži ob kopnem, vmesni (intermediate) karbonatni šelf pa med miogeosinklinalnim in evgeosinklinalnim jarkom ali v evgeosinklinalnem jarku. Po paleogeografskih in sedimentacijskih značilnostih ločimo odprti (open shelf) in zaprti šelf (restricted shelf). Odprti šelf je večidel pod vplivom plime in oseke. Od ostalega karbonatnega šelfa je ločen s plitvinami, ki omogočajo le občasen dotok sveže morske vode. Za sedimente zaprtega šelfa so značilni stromatoliti, onkoidi, nadplimski konglomerat, breča, peleti, razne vrste laminacije idr. Odprti šelf je prek plitvin (shoals) stalno v zvezi z globljim morjem. Na plitvinah se tvorijo ooidi, onkoidi, pesek, polimikritni kalcirudit ter koralni in hidrozojski grebeni.

Krčenje (acreation, compression) oceanske skorje sledi fazam razpiranja. Tedaj pride do subdukcije ali podrivanja (subduction) oceanske skorje pod

kontinentalno, redkeje tudi do obdukcije ali nadrživanja (obduction) oceanske skorje na kontinentalno. V končni fazi se oceanska skorja popolnoma predela (consumation) in kontinenta trčita (collision) drug ob drugega.

Leptoevgeosinklinala (leptoeugeosyncline) je del leptogeosinklinalne z magmatskimi pojavi.

Leptogeosinklinala (leptogeosyncline) nastane na oceanski skorji in je analogna epigeosinklinali.

Leptomiogeosinklinala (leptomiogeosyncline) je za razliko od leptoevgeosinklinalne brez magmatskih pojavov.

Marginalni bazen (marginal basin) nastane v končni fazi krčenja oceana blizu kontinentalnega roba (continental margin); najprej se razvija oceanska brazda, nato subdukcija pod kontinent in nato se bazen večstransko razpira (multispreading) zaradi plašnega diapirizma (mantle diapirism). Ob globokih prelomih se izliva magma in se vriva med sialično kontinentalno skorjo. Pri tem procesu nastane semioceanska skorja (semioceanic crust). Med marginalnim bazenom in oceanom nastane mikrokontinent z vulkanskim lokom (volcanic arc). V posameznih fazah razvoja marginalnega bazena subdukcija menja položaj in smer.

Marginalni ali obrobni ocean (marginal ocean) leži na oceanski skorji. Nastane v obdobju krčenja oceana. Od oceana ga loči otočni lok (island arc), planinski venec ali epigeosinklinala. Marginalni ocean brez subdukcije imenujemo pasivni (passive), tistega z enojno ali dvojno subdukcijo, ponekod tudi z razpornim jarkom, pa aktivni marginalni ocean (active). V subdukcijski coni nastane oceanska brazda (oceanic trench).

Marginalno morje (marginal sea) leži na kontinentalni skorji ob kontinentu. V svoji evoluciji je večinoma pasivno. Gradi ga kontinentalni šelf in epigeosinklinala.

Nasledstvena tektonika (inherited tectonic). Nasledstvenost je poleg usmerjenosti (neponovljivosti), cikličnosti (periodičnosti) in neenakomernosti ena izmed osnovnih zakonitosti razvoja tektonosfere. Nasledstvenost se izraža v strukturi litosfere v tem, da se v določenem tektonskem ciklusu s svojstvenimi strukturnimi elementi pojavijo tudi elementi predhodnega tektonskega ciklusa ali celo strukturni elementi več starejših tektonskih ciklusov. Mlajše strukture predstavljajo rezultat celotne starejše evolucije tektonosfere.

Otočni lok (island arc) nastane med oceanom na eni strani in marginalnim oceanom, marginalnim morjem in marginalnim bazenom na drugi strani. Glede na geološko zgradbo ločimo nagubani (folded arc), narivni (thrust arc) in vulkanski lok (volcanic arc). Na mikrokontinentu so loki razvrščeni v posebnem zaporedju.

Pregib (slope) leži med karbonatnim šelfom in evgeosinklinalnim ali mioevgeosinklinalnim jarkom, med kontinentalnim, oziroma karbonatnim šelfom in oceanom. Nastane zaradi ugrezanj ob prelomih, ki so sestavni del orogenetskih procesov. Za sedimentacijo pregiba so značilni breča, presedimentirani ooidi, fukoidi, roženec idr. Zaradi migracije pregiba v daljšem časovnem obdobju nastane na širšem območju pas, v katerem se jezičasto zajedajo neritični sedimenti v pelagične; imenujemo ga pregibna cona.

Razporni jarek (rift, rift valley) nastane pri razpiranju kontinentov in oceanov ob globokih radialnih prelomih. Globok je več tisoč metrov. Njegovo



aktivnost spremlja močno magmatsko delovanje. Ob razpornem jarku nastane razporni greben (mid-oceanic ridge), ki je vzporeden jarku ali pa ga diagonalno seka. Po legi ločimo kontinentalni, medkontinentalni in oceanski razporni jarek.

Strukturno-facialna cona (structure-facies zone) je del geosinklinalnega pasu, ki se odlikuje po svojstvenem razvoju in določenem izboru formacij. Nekateri avtorji uporabljajo tudi sinonim strukturno-formacijska cona.

Transformni prelom (transform fault) poteka pravokotno na oceanski razporni jarek in ga levo ali desno horizontalno premakne. Hitro lahko menja obliko in smer premikanja ter se nenadoma konča na obeh koncih. Ob transformnih prelomih je pogostna vulkanska aktivnost. Večidel potekajo po oceanski skorji, s svojimi konci pa sežejo tudi v kontinentalno skorjo. Premiki imajo velike razsežnosti. Velikost horizontalnih premikov pada v obeh smereh od razpornega jarka proti kontinentalnemu robu.

Transkurentni prelom (transcurrent fault) je prav tako globoki prelom s horizontalnimi in vertikalnimi skoki obeh prelomnih kril. Horizontalni premiki so vedno istosmerni, samo desni ali samo levi, in znašajo nekaj deset do več sto km, medtem ko so vertikalni premiki veliki le nekaj sto metrov. Ob prelomih često nastanejo depresije in vulkani.

### Dosedanje raziskave

Osnovno tektonsko rajonizacijo osrednje Slovenije je podal F. Kossmat (1903, 1909, 1910, 1913). Ločil je petero tektonskih enot, ki jih tvorijo gube, narivi in luske. M. Limanovsky (1910) in L. Kober (1913) sta po svoje interpretirala zgradbo Slovenije. Tellerjeve in Kossmatove podatke je uporabil A. Winkler (1923), ki je bolj kot njegovi predhodniki poudarjal narivno zgradbo. V zahodnih Posavskih gubah je interpretiral narivanje od severa proti jugu, v vzhodnih Posavskih gubah pa od juga proti severu. I. Rakovec (1955, 1956) se je naslonil na F. Kossmata in A. Winklerja. Osrednjo Slovenijo je razdelili na Južne apneniške Alpe in Dinaride. K Južnim apneniškim Alpam je prištel Julijske in Savinjske Alpe ter Posavske gube, k Dinaridom pa Notranjsko-primorski in Dolenjski Kras.

Zgradbo idrijsko-žirovskega ozemlja so obravnavali I. Mlakar (1969), L. Placer (1973), L. Placer in J. Čar (1975, 1977) in J. Čar (1975). Najdlje so z interpretacijo prišli I. Mlakar, L. Placer in J. Čar. Mlakar je razdelil območje rudišča na avtohtono podlago in štiri pokrove. Placer je postavil avtohtono podlago v narekovaje, idrijski pokrov pa je razdelil na dve enoti. Oba sta razložila nastanek krovne zgradbe iz polegla gube. Placer in Čar sta rekonstruirala idrijski srednjetriadni tektonski jarek. M. Cigale (1978) je podal paleogeografski razvoj idrijskega ozemlja v karnijski stopnji.

Ozemlje lista Kranj sta tektonsko interpretirala K. Grad in L. Ferjančič (1976). Razlikovala sta narive, pokrove in luske.

Narivno zgradbo ljubljanskega prostora je na podlagi facialnih analiz triadnih skladov interpretiral U. Premru (1974, 1975 a).

O narivni zgradbi Dolenjske so poročali z različnih območij C. Šlebinger (1963), C. Germovšek (1955, 1961), M. Breznik (1961) in S.

Buser (1965). M. Pleničar (1970) je štel v nariv Visokega Krasa Nanos, Hrušico, Trnovski gozd in Snežnik. Hrušica je narinjena na eocen postojnskega ravnika. Na zahodu je nanjo narinjen Trnovski gozd, ki ima na robu inverzno lego plasti. Javorniki so narinjeni na rakeško-cerkniško lusko, krimsko hribovje pa na vrhniško-cerkniško grudo. Tudi rakitniška gruda je nariv. Znotraj teh narivov je zgradba luskasta.

Tudi S. Buser (1973) je trdil, da je Trnovski gozd narinjen na Hrušico.

Na listu Ribnica je S. Buser (1974) razlikoval grude, antiklinale in sinklinale. Nariv je ugotovil pri Plešah, luskasto zgradbo pri Poljanah in Moravčah, pri Želimljah in Ortneku pa prevrnjeno antiklinalo z inverznimi plastmi. Isti avtor je leta 1976 interpretiral zgradbo južnozahodne Slovenije.

U. Premru, B. Ogorelec in L. Šribar (1977) so na podlagi podatkov osnovne geološke karte, facialnih analiz in profilov vrtin prikazali narivno zgradbo južne Dolenjske.

Na tektonskih kartah Jugoslavije so Slovenijo rajonizirali B. Sikošek in B. Maksimović (1971), B. Sikošek in M. Vukašinović (1975), B. Sikošek (1958, 1974), B. Čirić (1974). Razdelili so jo na Notranje in Zunanje Dinaride. K Notranjim Dinaridom so šteli nariv Julijskih in Savinjskih Alp ter nariv Posavskih gub, k Zunanjim Dinaridom pa nariv Visokega Krasa, ki obsega Nanos s Hrušico in javorniško-snežniški blok. Visoki Kras je narinjen na jadransko-jonsko cono, oziroma na nariv Učke.

Prvi poskus rajonizacije po geosinklinalni teoriji je l. 1970 napravil M. Cousin v zahodni Sloveniji. Evgeosinklinalno sedimentno zaporedje selške podcone je označil kot slovensko cono, narinjeno na furlansko cono. Vmesni plitev prag je razdelil na dva dela. Na jugozahodu je furlanska cona identična s cono Visokega Krasa, na severovzhodu pa s predfurlansko oziroma predkraško cono.

P. Miljuš (1973, 1976, 1978) je v osrednji Sloveniji ločil miogeosinklinalne in evgeosinklinalne Dinaride. K miogeosinklinalnemu delu je štel cono Visokega Krasa ter alohtoni in avtohtoni geosinklinalni prag, k evgeosinklinalnemu pa karlovško cono in zagorsko-šumadijsko cono grud in jarkov. Alohtoni geosinklinalni prag predstavlja cono plitvih geosinklinalnih sedimentov, ki so ločili miogeosinklinalno okolje od mobilnega evgeosinklinalnega predalpskega praga s plitvovodnimi sedimenti predalpske orogeneze. V karlovški coni leže na mezozojski podlagi terciarni sedimenti. V alpidski orogenezi se je evgeosinklinalni del Dinaridov narinil na miogeosinklinalni del Dinaridov.

Po P. Mioču (1975) so evgeosinklinalne plasti Posavskih gub narinjene zaradi labilne pregibne cone na miogeosinklinalne sedimente Dolenjske. Avtohton predstavlja Dolenjska, alohton pa Posavske gube. Pregibna cona je zato večinoma pokrita.

### Strukturno-facialne enote alpidskega geosinklinalnega ciklusa

S pomočjo facialnih analiz mezozojskih sedimentnih kamenin sem iskal značilnosti in zakonitosti sedimentacije skozi vso mezozojsko ero in posebej v triadni periodi. Prvotni model sem prevzel po J. Aubouinu (1965). Ozemlje sem razdelil po definiciji B. Čirića (1974) in P. Miljuša (1973, 1975, 1978) na miogeosinklinalni in evgeosinklinalni del, ki ju loči vmesni karbonatni šelf. Miogeosinklinalni del pripada Zunanjim Dinaridom, evgeosinklinalni pa

Južnim Alpam, ki se strukturno ločijo od Notranjih Dinaridov. Našel bom nekaj glavnih razlik, ki opravičujejo delitev. V Južnih Alpah ni ofiolitne cone. Na Slovenskem tudi ni dovolj dokazov za subdukcijo v jurski in kredni periodi. Slovenska cona (M. Cousin, 1970), oziroma julijska cona (J. Aubouin, 1963), je identična z bosansko cono Notranjih Dinaridov, vendar je ožja in se vzhodno od Ljubljane izklinja. Strukturne enote imajo različno smer. Preusmeritev se kaže že v ladinski stopnji ter pozneje v karnijski stopnji in jurski periodi. Transformni zagrebški prelom loči Južne Alpe od Notranjih Dinaridov, jih skupaj s snopom transformnih prednarivnih prelomov, ki sledi periadriatskemu lineamentu, preusmeri in zamakne horizontalno desno za več 100 km proti NE. Južne Alpe se zato nadaljujejo na Madjarskem v gorovju Bükk. Šele od tod jih lahko vežemo prek zagrebškega preloma v hrvaški in bosanski del Notranjih Dinaridov.

Pod miogeosinklinalnimi Dinaridi leži po vsej verjetnosti tretja geotektonska enota — Jadran, nanjo so narinjeni Zunanji Dinaridi.

### *Južne Alpe*

Strukturne enote imajo smer W—E. Razdelil sem jih na savinjsko cono in slovensko cono, ki prehaja proti vzhodu v gorenjsko cono. Slovenska in gorenjska cona pripadata srednjemu, najbolj mobilnemu delu evgeosinklinale. Razlikujeta se med seboj po zaporedju pelagične in karbonatne sedimentacije. Proti jugu prehajata v mejno cono med Južnimi Alpami in Dinaridi. Gorenjska cona se deli na tri podcone (sl. 1 in 2).

Slovenska cona (M. Cousin, 1970) je prava epievgeosinklinala. Razteza se zahodno od Kranja; njen najbolj vzhodni podaljšek je na Smledniškem hribu (sl. 1, 2 in 4).

Srednjetriadna evgeosinklinalna sedimentacija slovenske cone je prešla sukcesivno prek miogeosinklinalne sedimentacije v zgornji triadi in evgeosinklinalne sedimentacije v spodnji juri v miogeosinklinalno sedimentacijo srednje in zgornje jure ter krede. Spodnjejanizična karbonatno-šelfna sedimentacija je razvita kot neplastoviti dolomit, zgornjejanizična pa pelagično. Pelagična sedimentacija se je nadaljevala do konca kredne periode. V spodnjem delu pelagične sedimentacije so nastali pravi evgeosinklinalni sedimenti, znani pod imenom psevdofiljski skladi, ki sestojijo iz plastovitega glinastega skrilavca, drobnika, peščenjaka, tufa, tufita ter vmesnih pol in plasti apnenca zgornjejanizične in ladinske stopnje. Za aksialni del so značilni obtežitveno metamorfizirani in hidrotermalno spremenjeni vulkaniti, piroklastiti in sedimenti, ki se nadaljujejo proti vzhodu v aksialni del selške podcone. Nastali so v razpornem jarku aspidne epievgeosinklinale. Po K. Gradu in L. Ferjančiču (1976) prehajajo ladinske kamenine navzgor v amfiklinske sklade karnijske starosti. Sestojijo iz temnega apnenca in glinastega skrilavca, ki se menjavata s plastmi kremenovega peščenjaka. Vmes so tanjše pole konglomerata in apnenca. Debelina plasti znaša okoli 800 m. Na amfiklinskih skladih leže baški dolomit, železnikarski apnenec in dolomit ter škofjeloški apnenec noriške in retske stopnje. Predstavljajo karbonatno miogeosinklinalno sedimentacijo. Njihova plastovitost je izrazita. V plasteh so gomolji in plošče roženca. Dolomit in apnenec prehajata bočno drug v drugega (K. Grad in L. Ferjančič, 1976,

L. Babić, J. Zupanič, 1978). Njuna debelina znaša okoli 600 m. Na meji med srednjo in zgornjo triado je prešla aspidna evgeosinklinala v karbonatno miogeosinklinalo.

Na zgornjetriadnih plasteh leže liasni kalkarenit, apnenec z gomolji roženca, lapor, laporni apnenec in breča v debelini 150 m. Doggerske in spodnjemalmske plasti sestojijo iz glinastega skrilavca, ki se menjava z radiolarijskim rožencem v debelini 50 m. Zgornjemalmske in berriasijske plasti apnenca z gomolji roženca so debele 30 m (S. Buser, 1979). Roženec vsebuje radiolarije (M. Cousin, 1970). Plasti pripadajo brianconskemu faciesu s kalpionelami (L. Babić, J. Zupanič, 1978). Plasti doggerske in malmske serije ter berriasijske stopnje so nastale v pelagični miogeosinklinali.

Spodnjekredne plasti se prično z brečo, nato se menjavata kalkarenit in glinasti skrilavec (S. Buser, 1975). Med hauterivijsko in cenomansko stopnjo je bila torej sedimentacija turbiditno-pelagična z orbitulinami (L. Babić, J. Zupanič, 1978). Cenomanske in turonske starosti so plasti glinastega skrilavca, kalkarenita, mikrita in laporja, senonski pa je volčanski apnenec z rožencem (S. Buser, 1975, B. Ogorelec, L. Šribar, S. Buser, 1976). Senonska sedimentacija se je končala z apneno brečo, laporjem in flišem (S. Buser, 1975). Zgornjekredni sedimenti so nastali v karbonatno-flišni in flišni miogeosinklinali.

Savinjska cona bi utegnila biti ekvivalentna s trentinsko cono, ki sta jo opisala J. Aubouin (1963) in A. Desio (1973). Najstarejše plasti so iz skitske stopnje (sl. 1, 2 in 3). Zastopajo jih plastoviti apnenec in laporji. Sledi neprekinjena skladovnica masivnega in skladovitega apnenca z vložki dolomita anizične, ladinske, karnijske, noriške in retske stopnje. Noriški in retski del zaporedja je razvit grebensko. Savinjska cona predstavlja dokaj sta-

#### A podvoloveljski prelom

##### A Podvolovljek fault

Južne Alpe: 1-3-2-3 slovenski epigeosinklinalni pas

3-4-5 karantanski epigeosinklinalni pas

1 savinjska cona, 2 slovenska cona, 3-4-5 gorenjska cona, 3 selška podcona, 4 limbarska podcona, 5 zagorska podcona.

Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi: 6 ljubljanska cona.

Zunanji Dinaridi: 7-8-9-10-11 zunanjedinarski epigeosinklinalni pas, 7-8 idrijska cona, 7 kanomeljska podcona, 8 zasavska podcona, 9-10-11 furlanska cona, 9 trebanjska podcona, 10 dolenska podcona, 11 notranjska podcona.

The Southern Alps: 1-3-2-3 Slovenia epigeosynclinal belt

3-4-5 Carinthia epigeosynclinal belt

1 Savinja zone, 2 Slovene zone, 3-4-5 Upper Carniola zone,

3 Selca subzone, 4 Limbar subzone, 5 Zagorje subzone

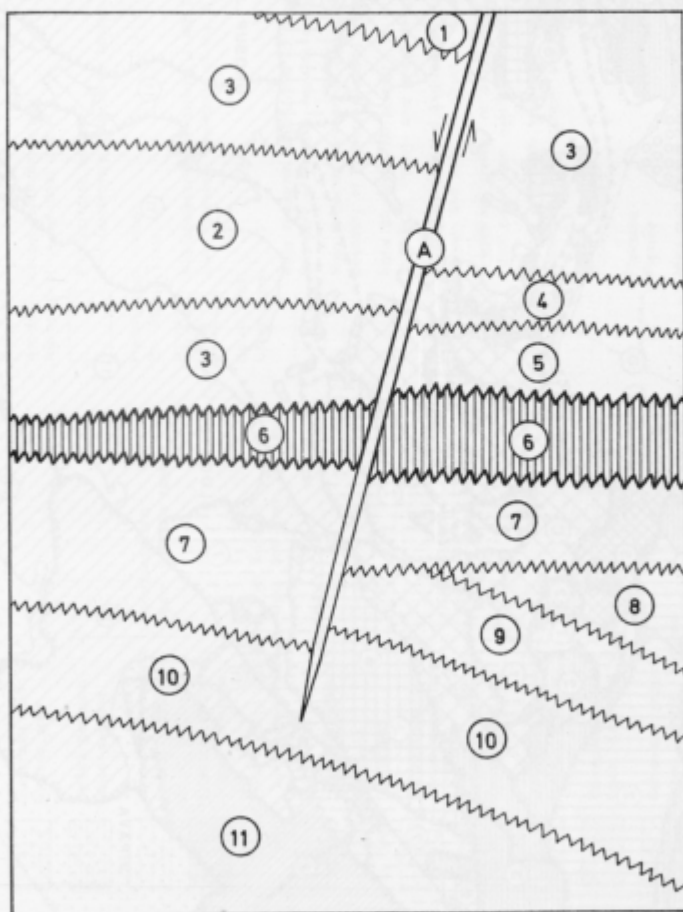
Boundary zone between the Southern Alps and Outer Dinarides: 6 Ljubljana zone

The Outer Dinarides: 7-8-9-10-11 Outer Dinaric epigeosynclinal belt, 7-8 Idrija zone, 7 Kanomlja subzone, 8 Zasavje subzone, 9-10-11 Friuli zone, 9 Trebnje subzone, 10 Lower Carniola subzone, 11 Inner Carniola subzone

bilni karbonatni šelf, ki je vztrajal skozi vso srednjo in zgornjo triado. Njena debelina znaša okoli 2000 m.

**Gorenjska cona.** Od slovenske cone se loči po drugačnem razvoju v triadni, jurski in kredni periodi. V zahodnem delu ozemlja obkroža slovensko cono, od Smledniškega hriba proti vzhodu pa se razteza v širokem strnjenem pasu (sl. 1, 2, 4 in 5). Za gorenjsko cono je značilna evgeosinklinalna sedimentacija v srednji triadi in spodnji juri. Deli se na tri podcone. Njeno nadaljevanje je v evgeosinklinali Igal-Bükk na Madjarskem, kjer jo je opisal G. Wein (1969).

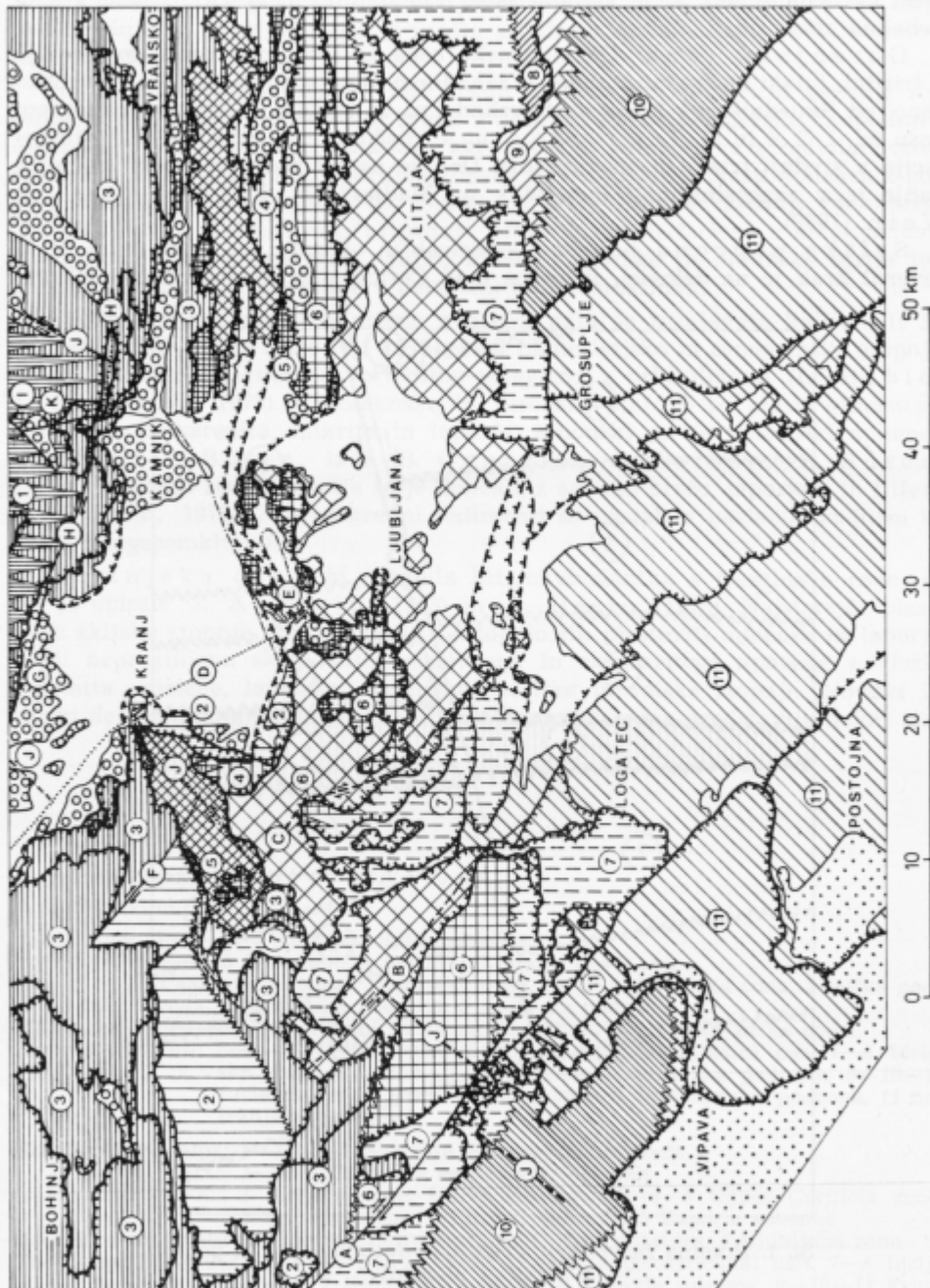
**Selška podcona** nosi ime po Selcah in obkroža slovensko cono. Njen severni krak je na Jelovici, južni pa med Cerknim in Blegošem. Južni krak,



Sl. 1. Prvotna razvrstitev strukturno-facialnih con in podcon v osrednji Sloveniji

Fig. 1. Palinspastic distribution of the structure-facies zones and subzones in Central Slovenia

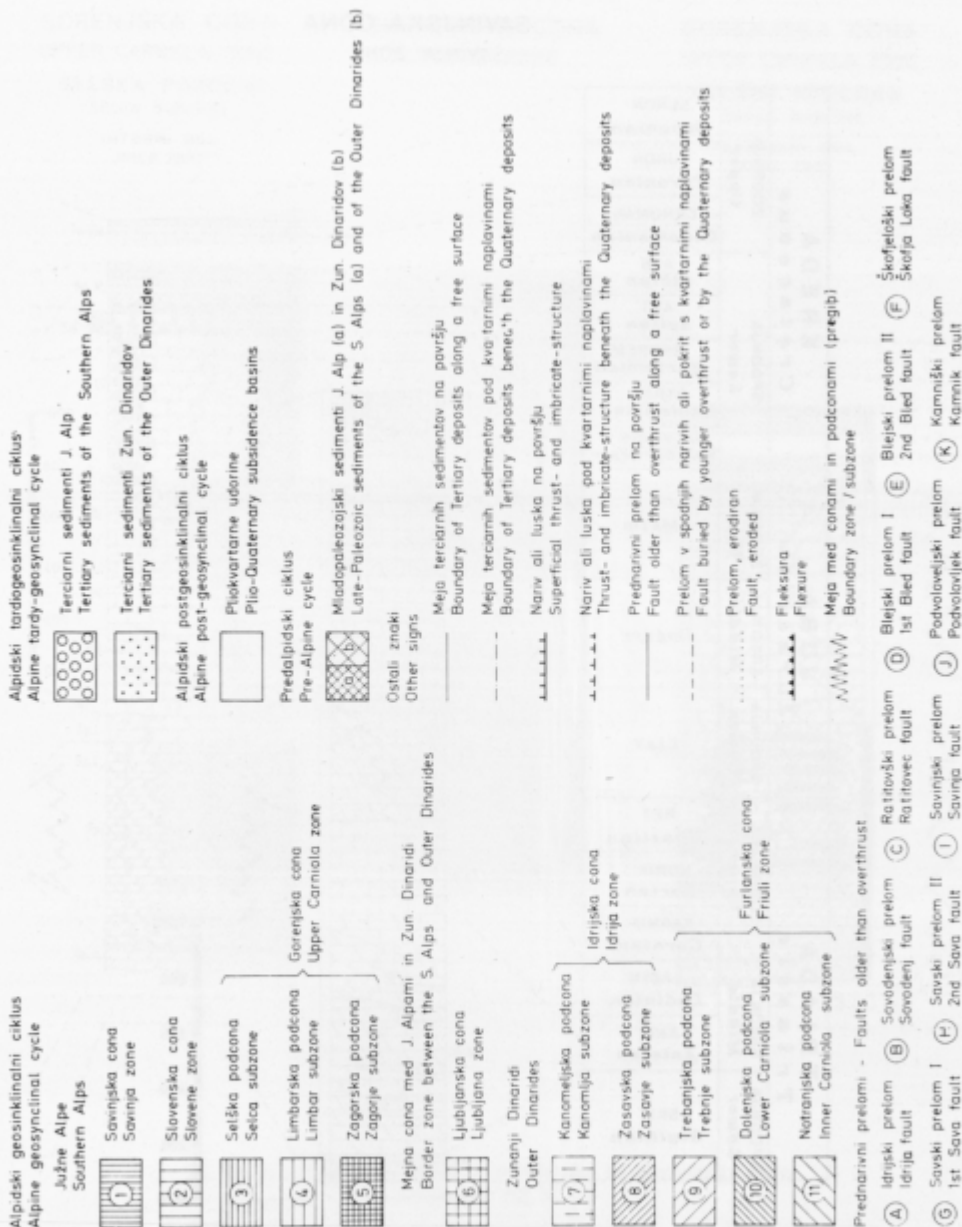




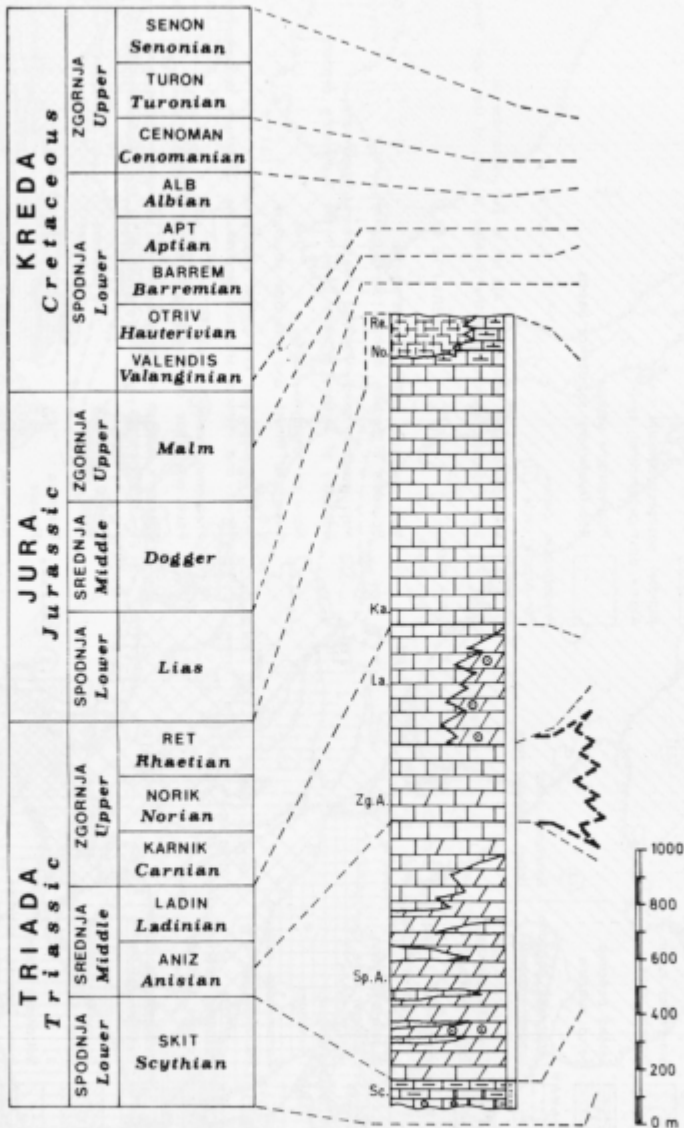
Sl. 2. Strukturno-facialna karta osrednje Slovenije

Fig. 2. Structure-facies map of Central Slovenia



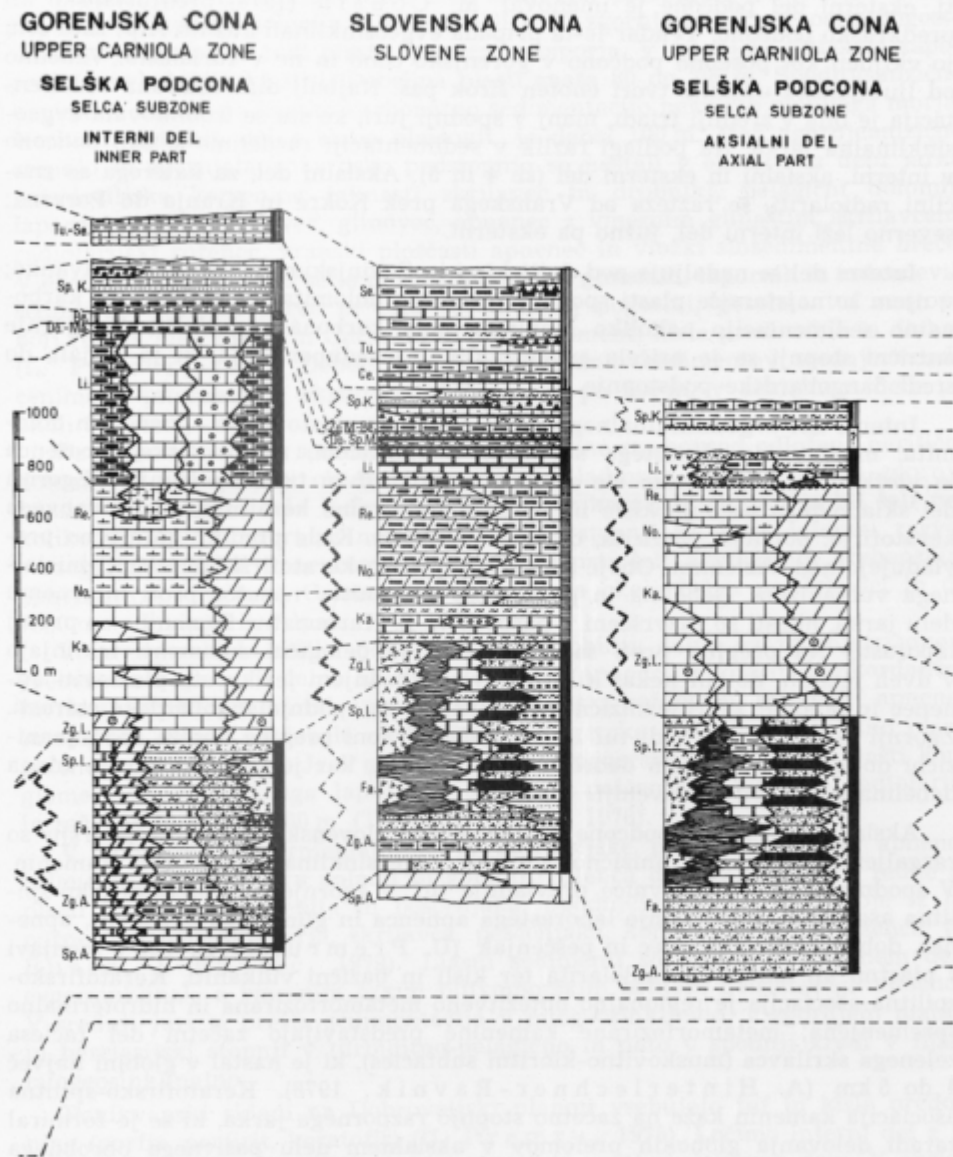


SAVINJSKA CONA  
SAVINJA ZONE



Sl. 3. Stratigrafska lestvica savinjske cone  
(Legenda na sl. 8)

Fig. 3. Columnar section of the Savinja zone  
(Please see fig. 8 for explanation)



Sl. 4. Stratigrafske lestvice gorenjske in slovenske cone  
(Legenda na sl. 8)

Fig. 4. Columnar sections of the Upper Carniola and Slovene zones  
(Please see fig. 8 for explanation)

tj. eksterni del podcone je imenoval M. Cousin (1970) predfurlansko ali predkraško podcono. Vendar le-ta pripada evgeosinklinali Južnih Alp; zato sem jo vključil kot posebno podcono v gorenjsko cono in ne v furlansko. Vzhodno od ljubljanske udorine tvori enoten širok pas. Najbolj diferencirana sedimentacija je bila v srednji triadi, manj v spodnji juri, ko sta se izoblikovala evgeosinklinalna jarka. Na podlagi razlik v sedimentaciji razdelimo selško podcono v interni, aksialni in eksterni del (sl. 4 in 5). Aksialni del, za katerega so značilni radiolariti, se razteza od Vranskega prek Kokre in Kranja do Porezna; severno leži interni del, južno pa eksterni.

Interni del se nadaljuje pod Julijskimi in Savinjskimi Alpami v Karavanke; v njem so najstarejše plasti spodnjeanizičnega dolomita, ki predstavlja karbonatno sedimentacijo nekoliko globljega dela karbonatnega šelfa. V zgornje anizični stopnji se je pričela evgeosinklinalna sedimentacija, ki je trajala do srede langobardske podstopnje.

Interni del evgeosinklinalnega jarka sestoji iz plastovitega apnenca in dolomita, menjavanja glinastega skrilavca z apnencem, radiolarijskega roženca in vložkov laporja. Močno sta zastopana tudi tuf in tufski peščenjak. Zgornji del skladovnice vsebuje kisle in bazične predornine keratofirja, kremenovega keratofirja, porfirja, porfirita, diabaza in spilita. Kisle predornine močno prevladujejo nad bazičnimi. Oboje pripadajo spilitno-keratofirski asociaciji inicialnega vulkanizma. Debelina in pogostnost vulkanitov narašča proti internemu delu jarka, hkrati so razvrščeni v pasovih W-E. Karbonatne kamenine so precej laporaste. Na pregibu proti savinjski coni se pelagični sedimenti izklinjajo v dveh jezikih, dolgih nekaj kilometrov. V spodnjem jeziku sta plastoviti apnenec in dolomit zgornjeanizične, v zgornjem pa spodnjelangobardske starosti. Zgornji jezik vsebuje tudi tuf in keratofir. V coni pregiba doseže spodnjeanizični dolomit z apnencem debelino okoli 1000 m, kar je največja doslej znana debelina teh plasti v Sloveniji.

Aksialni del selške podcone je ekvivalent slovenske cone. Na površju so razgaljene najstarejše anizično-ladinske evgeosinklinalne združbe kamenin. V spodnjem delu skladovnice prevladuje tuf, v zgornjem pa keratofirsko-spilitna asociacija, menjavanje laporastega apnenca in glinastega skrilavca, apnenec, dobroveljski skrilavec in peščenjak (U. Premru, 1974), tuf v menjavi s plastmi ali laminami radiolarita ter kislilni in bazični vulkaniti. Keratofirsko-spilitna asociacija je regionalno obtežitveno metamorfozirana in hidrotermalno spremenjena; metamorfozirane kamenine predstavljajo začetni del faciesa zelenega skrilavca (muskovitno-kloritni subfacies), ki je nastal v globini največ 4 do 5 km (A. Hinterlechner-Ravnik, 1978). Keratofirsko-spilitna asociacija kamenin kaže na začetno stopnjo razpornega jarka, ki se je formiral zaradi delovanja globokih prelomov v aksialnem delu pasivnega obrobnega morja in istočasnem delovanju zemeljskega toplotnega toka. Proti jugu prehaja keratofirsko-spilitna asociacija Kranjske rebri bočno v pelagični apnenec, ki predstavlja spremljajoči greben ob razpornem jarku.

Eksterni del selške podcone ima na površju ohranjene tudi skitske kamenine, odložene delno konkordantno delno diskordantno na mladopaleozojskih plasteh. Plastovite klasične in vmesne karbonatne kamenine kažejo na plitev epikontinentalni šelf.

V spodnjem delu skladovnice leže meljevec, peščenjak, glinasti skrilavec, dolomit in laporni dolomit z lečami oolita. V zgornjem delu je oolit pogostnejši, pojavijo pa se tudi plasti apnenca in laporja. V celotnem skitskem zaporedju prevladujejo klastiti. Debelina plasti znaša 80 do 200 m. Spodnjejeanizične kamenine kažejo na kratko karbonatno sedimentacijo nekoliko globljega morja. Neritični dolomit, delno slabo plastovit, je debel 100 m. Med zgornjejeanizično stopnjo in zgornjelangobardsko podstopnjo so nastali v eksterne delu jarka psevdoziljske kamenine (glinasti skrilavec in drobnik), pelagični dolomit, laporni glinasti skrilavec, glinovec, apnenec z vmesnim glinastim skrilavcem, radiolarijski roženec, vranski ploščasti apnenec in vložki sinsedimentne breče. V eksterne delu jarka se je povečala količina glinastih, lapornih in roženčevih sedimentov. Vložki breče in tufa so tu manj pogostni, posebno tuf nastopa bolj redko. Med Idrijo in Cerknim so med sedimenti kisle predornine in diabaz (L. P l a c e r, 1973). Debelino evgeosinklinalnih sedimentov srednje triade cenimo v internem in eksterne delu jarka po 800 m, v aksialnem delu pa okoli 1000 m.

Na globokomorskih sedimentih selške podcone sta povsod odložena neritični dolomit in apnenec, ki obsegata zgornji del ladinske stopnje in vso zgornjo triado. V zgornjem delu ladinske stopnje in v karnijski stopnji je bil šelf nekoliko globlji in odprt, v noriški in retski stopnji pa kaže loferski razvoj z megalodontidnim apnencem na občasno zaprti šelf z vmesnim grebenskim apnencem s koralami. Celotna debelina znaša okoli 200 m na Jelovici in do 1300 m v Savinjskih Alpah.

V internem delu selške podcone leže v Bohinju delno na zgornjetriadnem grebenskem apnencu delno na dachsteinskem apnencu z loferiti konkordantno hierlatski apnenec, oolitni apnenec in apnenec z rožencem, krinoidni apnenec in roženec. Plasti so debele okoli 600 m. Doggerske starosti so verjetno plasti roženca (S. B u s e r, J. P a v š i č, 1976). Doggerske in malmske plasti konglomerata, laminiranega lapornega apnenca, peščenjaka ter pole radiolarita in roženca so debele 300 m (T. B u d k o v i č, 1978).

V Bohinju so zgornjemalmske in berriasijske plasti mikritnega apnenca brianconskega faciesa s polami in gomolji roženca debele 25 m. Bolj redke so plasti laporja, kalkarenita in peščenjaka. Spodnjekredne plasti sestojijo iz lapornega apnenca, laporja, skrilavca, peščenjaka, konglomerata in roženca (S. B u s e r, J. P a v š i č, 1979). Liasni sedimenti so nastali v internem delu evgeosinklinale z vmesnim ozkim plitvomorskim hrbtom hierlatskega apnenca. V srednji juri je prešla sedimentacija v miogeosinklinalo, v zgornjem malmu in berriasijski stopnji v turbiditno-pelagično in nato v spodnji kredi v flišno miogeosinklinalno.

Ponikvanski skladi na Dobroveljski planoti vsebujejo tuf in kisle predornine (porfir, porfirit, keratofir) (U. P r e m r u, 1975). Ločimo interni del z linijsko razporejenimi vulkaniti, ki se tanjšajo proti aksialnemu delu. V aksialnem delu je razvit radiolarit, v eksterne prevladujejo karbonatni in glinasti sedimenti, piroklastiti pa skoraj povsem izginejo. K internemu delu pripadajo tudi erozijski ostanki liasnega apnenca z rožencem na Jelovici (K. G r a d, L. F e r j a n č i č, 1976).

Kredni sedimenti leže erozijskodiskordantno na triadni ali jurski podlagi. K internemu delu selške podcone pripada turonski in senonski fliš s plastmi

laporja, kalkarenita in lapornega apnenca na Možjanci (A. Ramovš, 1967). K aksialnemu delu štejem zaporedje pelagičnih usedlin jugovzhodno od Vranskega, ki ga je S. Buser (1979 b) uvrstil v jursko periodo brez fosilnih dokazov. Analize nanoplanktona, ki jih je opravil J. Pavšič, pa dokazujejo kredno starost sedimentov. V spodnjem delu se menjavajo glinasti, laporno glinasti in laporni skrilavec z vložki kalkarenita in kalcirudita, ki v zgornjem delu postopno preidejo v ploščast apnenec z radiolarijami in ponekod z vložki roženca. F. Teller (1907) ga je kartiral kot vranski ploščasti apnenec. Po dosedanjih spoznanjih pripada del vranskega ploščastega apnenca ladinski stopnji, del pa kredi. Južno od tod so na Kozici in na severnem pobočju Čemšeniške planine ter v istem pasu proti vzhodu erozijski ostanki spodnjekredne do cenomanske serije plastovitega lapornega apnenca z orbitolinami, laporja, roženca in breče, ki leži erozijsko diskordantno na triadnem apnencu ali dolomitu. Opisani fliš pripada eksterne delu selške podcone.

**Limbarska podcona**, poimenovana po Limbarski gori nad Moravčami. Njeni deli so zaradi postgeosinklinalnih tektonskih premikov ohranjeni pri Škofji Loki ter med Lukovico in Čemšeniško planino. Zanja so značilni neritični karbonatni sedimenti srednje triade (sl. 5). Skitske plasti leže konkordantno na mladopaleozojskih kameninah. Odložene so bile na epikontinentalnem šelfu. V spodnjem delu skitske stopnje so se odlagale meljaste in peščene plasti, v zgornjem delu pa apnenec in laporni apnenec, v manjši meri tudi dolomit. Leče oolitnega apnenca so pogostnejše v spodnjem delu. Sedimentacija kaže na podobne razmere kot v eksterne delu selške podcone. Skitske plasti so debele okoli 150 m.

Neritični dolomit anizične in ladinske stopnje vsebuje izsušitvene pore, stromatolite, laminite in intraformacijsko brečo. Našteti sedimenti so bili odloženi ritmično. V zgornjem delu plasti je na severni strani Čemšeniške planine razvit grebenski apnenec s predgrebensko in intraformacijsko brečo — verjetno ekvivalent zgornjelangobardskega dolomita. Zaporedje sedimentov kaže na zaprti šelf z lokalnim grebenom. Dolomit je debel okoli 800 m.

V karnijski stopnji so se v plitvi miogeosinklinali sedimentirali pelagični apnenec, dolomit, glinasti skrilavec in roženec. Plasti so debele največ 50 m.

Noriška in retska stopnja imata neritični apnenec in dolomit, razvita lofersko v retski stopnji. Neritična sedimentacija apnenca in dolomita se je nadaljevala še v spodnji juri, kjer se pojavijo v apnencu leče z ooidi. Karbonatni kompleks zgornje triade in spodnje jure je debel okoli 500 m. Evolucija karbonatnega šelfa je potekala od globljega odprtega šelfa prek zaprtega šelfa z loferskim razvojem do odprtega šelfa z ooidnimi plitvinami. Zgornjekredni sedimenti so ohranjeni le v posameznih krpah, odloženih erozijsko diskordantno v času od turona do senona. V turbiditni sedimentaciji so nastale v flišni miogeosinklinali plasti breče, peščenjaka, laporja, lapornega apnenca in roženca.

**Zagorska podcona**, imenovana po Zagorju ob Savi. Zanja je značilna evgeosinklinalna sedimentacija v eksterne delu jarka, ki je na vzhodnem delu ozemlja ločena od ostalega eksterne dela z limbarsko podcono in njeno neritično sedimentacijo, na zahodnem delu ozemlja pa leži južno od slovenske cone.



## GORENJSKA CONA

## UPPER CARNIOLA ZONE

## SELŠKA PODCONA

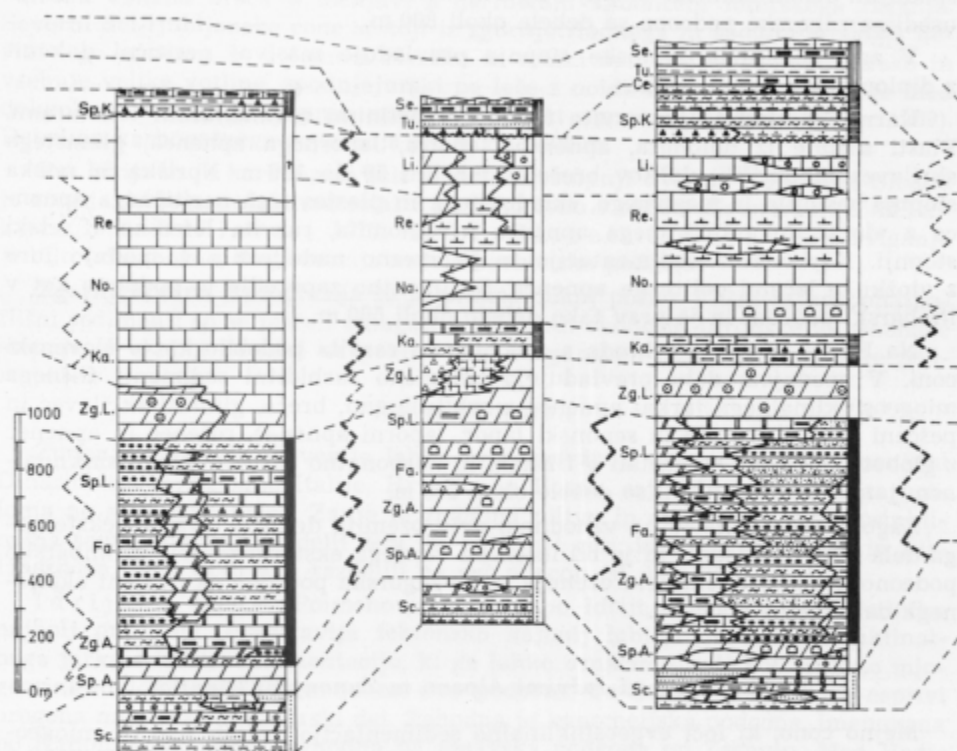
## SELCA SUBZONE

## LIMBARSKA PODCONA

## LIMBAR SUBZONE

## ZAGORSKA PODCONA

## ZAGORJE SUBZONE

EKSTERNI DEL  
EXTERNAL PART

Sl. 5. Stratigrafske lestvice gorenjske cone  
(Legenda na sl. 8)

Fig. 5. Columnar sections of the Upper Carniola zone  
(Please see fig. 8 for explanation)

Sedimentno zaporedje se prične s konkordantno odloženimi skitskimi kame-  
ninami, ki so nastale na epikontinentalnem šelfu (sl. 5). V južnem delu podcone  
prevladujejo peščene in meljaste plasti, v severnem pa v spodnjem delu skitske  
stopnje peščene in meljaste plasti in v zgornjem pelagični apnenec, laporni  
apnenec ter leče oolitnega apnenca. Plasti so debele okoli 150 m. Spodnjeani-  
zična stopnja sestoji iz neritičnega dolomita. Ponekod je vidna plastovitost.  
Dolomit vsebuje stromatolite, izsušitvene pore, intraformacijsko brečo in  
oide. Sledijo si v ritmih v debelini 70 m. Med zgornjeanizično stopnjo in  
zgornjim delom langobardske podstopnje je vladala zunanja evgeosinklinalna

sedimentacija. Okoli Zagorja je razširjen psevdofilski razvoj drobnika in glinastega skrilavca poleg pelagičnega dolomita, menjavanja plasti apnenca in glinastega skrilavca, roženca, lapornega dolomita, laporja in intrastratificirane breče.

V Kisovcu pri Zagorju je bila na pregibu med zagorsko podcono in ljubljansko cono kondenzirana sedimentacija med zgornjim delom anizične in spodnjim delom ladinske stopnje. Zgornjeanizične in spodnjeladinske pelagične usedline zagorske podcone so debele okoli 800 m.

V zgornjem delu ladinske stopnje prevladuje masivni neritični dolomit z dipoporami, debel 200 m.

Karnijska stopnja je razvita flišno z značilnimi sedimentnimi teksturami. Plasti sestoje iz dolomita, apnenca, laporja, lapornega apnenca, glinastega skrilavca in tanjših vložkov breče v debelini 50 do 100 m. Noriška in retska stopnja sestojita iz masivnega, skladovitega in plastovitega neritičnega apnenca z vložki dolomitiziranega apnenca in dolomita, razvita lofersko v retski stopnji. Karbonatna sedimentacija se je zvezno nadaljevala v spodnjo juro z vložki in lečami oolitnega apnenca. Sedimentno zaporedje je podobno kot v limbarski podconi in je prav tako debelo okoli 500 m.

Na Rašici je spodnja kreda s cenomanom razvita podobno kot v slovenski coni. V spodnjem delu prevladujejo pelagično turbiditni sedimenti flišnega miogeosinklinalnega jarka: apnenec z orbitulinami, breča, glinasti skrilavec in peščeni melj. Turonski in senonski lapor, laporni apnenec, roženec in apnenec z globotrunkanami so nastali v flišnem in karbonatno flišnem miogeosinklinalnem jarku. Kredne plasti so debele okoli 200 m.

Zagorska podcona je na vzhodnem delu ozemlja delni ekvivalent eksternege dela selške podcone, ki je bil ločen od ostalega eksternege dela z limbarsko podcono. Na zahodnem delu ozemlja pa je zagorska podcona ekvivalent eksternege dela selške podcone.

#### *Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi*

Mejno cono, ki loči evgeosinklinalno sedimentacijo Južnih Alp od miogeosinklinalne sedimentacije Zunanjih Dinaridov sem poimenoval kot ljubljansko cono, ker se razteza zahodno in vzhodno od Ljubljane (sl. 1 in 2). Od triadne periode do spodnje jure je bila to stabilna cona. Ne more veljati P. Miljuševa (1978) interpretacija, ki pravi, da je prehod med miogeosinklinalo in evgeosinklinalo pregibna cona. Prav tako so vsi dosedanji avtorji nepravilno postavljali mejo med obema velikima geotektonskima enotama, saj so prištevali k evgeosinklinali poleg karbonatnih sedimentov ljubljanske cone tudi miogeosinklinalne sedimente idrijske cone.

Ljubljanska cona. Zanja je značilna neritična sedimentacija na karbonatnem šelfu, ki je trajala od začetka anizične stopnje do konca spodnje jure. Skitske plasti so nastajale na epikontinentalnem šelfu (sl. 6). Na površju je ohranjen le njihov zgornji del. V njem se menjavajo plasti lapornega apnenca, pelagičnega apnenca, dolomita, lapornega dolomita, glinastega skrilavca in peščenjaka. Vmes so leče oolitnega apnenca in dolomita. V najmlajšem delu skladovnice prevladuje dolomit. V anizični stopnji in spodnjem delu ladinske

stopnje je nastajal neritični plastoviti dolomit z izsušitvenimi porami, stromatoliti in intraformacijsko brečo, v zgornjem delu ladinske stopnje pa masivni neritični diploporni dolomit odprtega šelfa. V zgornji triadi in spodnji juri je prišlo do manjše diferenciacije v sedimentaciji karbonatnega šelfa. V južnem delu ljubljanske cone je v karnijski in noriški stopnji stromatolitni dolomit. Pri Zagorju se je po kratki okopnitveni fazi med retsko stopnjo in spodnjo juro odložila apnena breča v menjavi z neritičnim apnencem loferskega razvoja. Severni del ljubljanske cone sestoji iz zgornjetriadnega in spodnjejurskega neritičnega apnenca in dolomita. Noriški in retski apnenec je razvit lofersko in vsebuje velike votline, spodnjejurski pa leče z ooidi. Severno od Idrije je med dolomitom karnijske stopnje razvit grebenski apnenec (I. Mlakar, 1969). Debelina karbonatnega zaporedja znaša do 1400 m.

Pri Idriji se je karbonatni šelf v ladinski stopnji dvignil v gorovje. Sledila je erozija, ki je nanašala material v idrijsko cono v obliki olistostrom (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973, 1975, L. Placer, J. Čar, 1975). Dviganje je bilo tako močno, da je erozija načela karbonsko podlago.

Zgornjekredna transgresija se je pričela dokaj pozno. Flišni in karbonatno-flišni sedimenti so se pričeli odlagati v različnih obdobjih turonske in senonske stopnje, v okolici Domžal na primer šele v zgornjem delu maastrichtske podstopnje.

#### *Zunanji Dinaridi*

Zunanje Dinaride Slovenije lahko brez zadržkov primerjamo z Zunanji Dinaridi severovzhodne Italije, Hrvaške in Bosne, saj vpliv zagrebškega preloma ne seže tako daleč. Zanje je značilna plitva in stabilnejša miogeosinklinalna sedimentacija. Razdelil sem jih na dvoje con, idrijsko na severu in fur-lansko na jugu. Coni sem razdelil na več podcon (sl. 1 in 2).

**Idrijska cona.** Poimenoval sem jo po Idriji, kjer je bila v rudniku najbolj preučena. Predstavlja tektonsko najbolj labilni del miogeosinklinalnega jarka s tufsko sedimentacijo, ki ga lahko označimo tudi kot aspidsko miogeosinklinalo. Razdelil sem jo na dve podconi. Ta delitev temelji na cepitvi orogena na alpski in dinarski del. Zahodna je kanomeljska podcona, imenovana po Kanomlji pri Idriji, vzhodna pa zasavska podcona po Zasavju. Med Vodiciami in Polšnikom prehaja ena podcona v drugo.

**Kanomeljska podcona.** Skitske plasti so odložene konkordantno na paleozojski podlagi (sl. 6). Na območju Idrije sestoji spodneskitska stopnja iz dolomita in peščenega dolomita, lapornega skrilavca in peščenjaka z vložki sadre ter oolitnega apnenca in dolomita. Nekatere plasti se ritmično menjavajo. Debelina spodneskitskih plasti je 80 do 170 m (I. Mlakar, 1969). Vzhodno od Ljubljane nastopajo v spodnjem delu skitske stopnje laporni dolomit, laporni peščenjak, meljevec, laporni apnenec, peščenjak in glinasti skrilavec. Enaki sedimenti segajo delno še v zgornji del skitske stopnje. Na idrijskem področju se v zgornjem delu skitske stopnje poleg dolomita menjavajo plasti lapornega skrilavca, lapornega apnenca in apnenca. Ponekod je vmes rdečkasto rjavi peščen skrilavec. Zgornjeskitske plasti so debele 280 do 350 m (I. Mlakar, 1969). Vzhodno od Ljubljane se zgornjeskitske plasti prično z glinastopeščenimi sedimenti, ki vsebujejo vložke oolitnega apnenca, više pa slede apnenec, laporni apnenec, lapor in laporni dolomit. Skupna debelina vseh skitskih sedimentov

znaša vzhodno od Ljubljane okoli 200 m. Skitski sedimenti so nastali na epikontinentalnem šelfu.

Spodnjejanzični neritični kristalni dolomit in mikritni apnenec z izsušitvenimi porami in velikimi intraklasti sta vzhodno od Ljubljane debela komaj 30 m, na Idrijskem pa je dolomit z izsušitvenimi porami debel 10 do 300 m (I. Mlakar, 1969, J. Čar, F. Čadež, 1977, L. Placer, J. Čar, 1977). Za zgornjejanzično in spodnjeladinsko stopnjo je značilna aspidna miogeosinklinalna sedimentacija. Med seboj se hitro menjavajo plasti laporja, peščenega laporja, meljevca, peščenjaka, breče, peščenega in lapornega apnenca, roženca, dolomita, lapornega dolomita, tufskega peščenjaka, mikritnega apnenca, tufa in tufita. Vmes so manj pogostne leče oolitnega apnenca. Plasti so debele 80 do 500 m. Na Idrijskem je v spodnjem delu plasti apneni in glinasti skrilavec, konglomerat, breča, peščenjak z lečami apnenca in apnenca z rožencem, v zgornjem delu pa tuf in tufit s ploščami roženca (I. Mlakar, 1969). Klastiti so odloženi kot intraformacijske in tipične olistostrome (J. Čar, 1975). Material zanje je prihajal od severa s kopnega ljubljanske cone in z dvignjenih grud v kanomeljski podconi. Erozija je ponekod odstranila skoraj vse starejše plasti do aniza. V pregibni coni in v severnem delu podcone so med morskimi sedimenti manjši vložki terigenih in brakičnih sedimentov — boksita, glinastopeščenega materiala in kaolinitnih usedlin, ki kažejo na občasne prekinitev v sedimentaciji, oziroma na emerzije (I. Mlakar, 1969, M. Drovenik, J. Čar, D. Strmole, 1975, L. Placer, J. Čar, 1977, F. Čadež, 1977). Debelina miogeosinklinalnih sedimentov na Idrijskem znaša okoli 500 m.

V zgornjem delu langobardske podstopnje se je ponovno formiral karbonatni šelf s sedimentacijo neritičnega debeložrnatega dolomita in apnenca z dipoporami. Debelina dolomita meri do 300 m. M. Cigale (1978) ga je uvrstil v cordevolsko podstopnjo zgornje triade. Vzhodno od Ljubljane je razvit zgornjeladinski neritični dolomit s ciklotemami, ki sestojijo iz breče, nadplimskega konglomerata in kristalastega diplopornega dolomita. Značilne so izsušitvene pore in votline (B. Ogorelec, U. Premru, 1975). Sedimenti karnijske stopnje so na Idrijskem nastali v karbonatno klastični miogeosinklinali, drugod pa v aspidni miogeosinklinali. Na Idrijskem pripadajo cordevolski podstopnji plasti apnenca, julijski podstopnji plasti apnenca, dolomita, oolitnega apnenca, tufskega peščenjaka, skrilavca, peščenega apnenca, laporja, apnenčeve breče, tuvalski podstopnji pa plasti apnenca, laporja, tufskega peščenjaka, meljevca, apnenčeve breče, konglomerata in dolomita. Debelina cordevolskih plasti je okoli 200 m, julijskih okoli 230 m in tuvalskih okoli 200 m (M. Cigale, 1978). V ostalem delu kanomeljske podcone je bila v karnijski stopnji aspidna miogeosinklinalna sedimentacija v paraličnem okolju. Hitro se menjavajo plasti pelagičnega apnenca, glinastega skrilavca, glinovca, dolomita, laporja, tufa in tufita, presedimentiranega boksita in boksitnega oolita. Plasti so debele 10 do 150 m. Noriška in retska stopnja sta razviti kot neritični glavni dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami. Nastal je na plitvem karbonatnem šelfu. O jurskih sedimentih v kanomeljski podconi še nimamo nobenih podatkov. Pričakovali bi karbonatno-šelfni razvoj spodnje jure, kakršen je ohranjen v severno ležeči ljubljanski coni in v nekoliko južneje ležečem podaljšku kanomeljske podcone — v zasavski podconi okoli Gabrovke na Dolenjskem. Pri Zagorju je transgresivno odložen kredni fliš cenomanske, turonske

**LJUBLJANSKA CONA**  
LJUBLJANA ZONE

**IDRIJSKA CONA**  
IDRIJA ZONE

**KANOMELJSKA  
PODCONA**  
KANOMLJA SUBZONE

**ZASAVSKA  
PODCONA**  
ZASAVJE SUBZONE

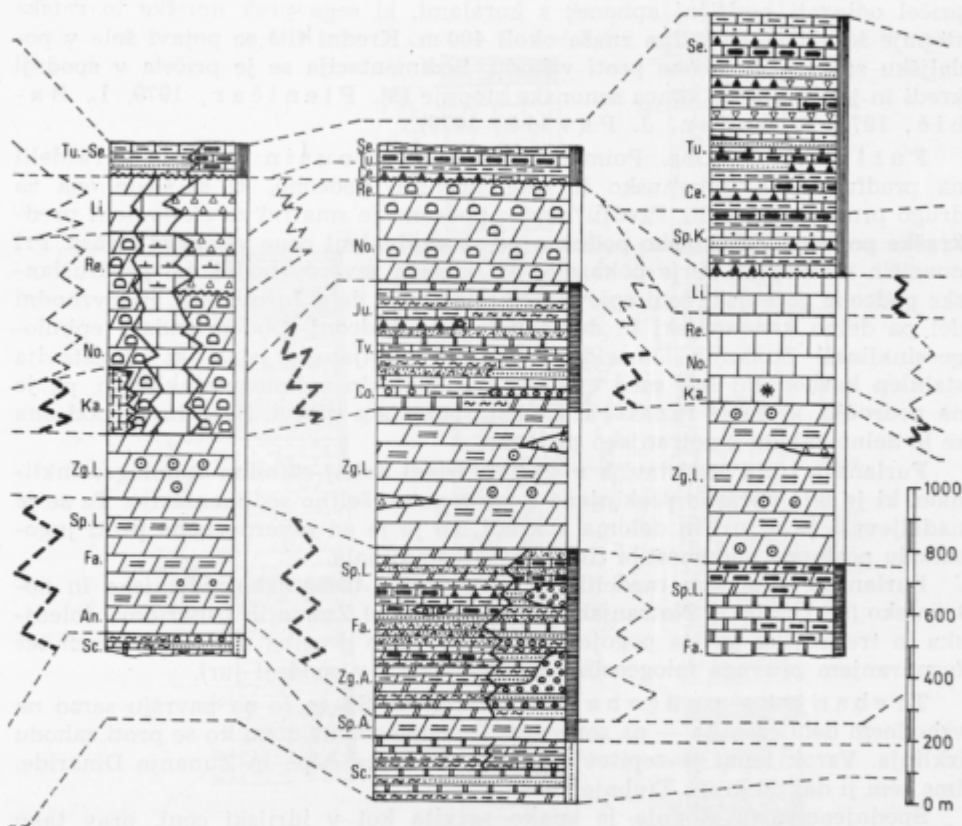


Fig. 6. Stratigrfske lestvice ljubljanske in idrijske cone  
(Legenda na sl. 8)

Fig. 6. Columnar sections of the Ljubljana and Idrija zone  
(Please see fig. 8 for explanation)

in senonske starosti. Sestoji iz breče, laporja in lapornega apnenca z rožencem, nastalih v karbonatno-flišni miogeosinklinali.

**Zasavska podcona.** V osrednji Sloveniji je le malo zastopana, precej bolj je razširjena proti vzhodu. Najstarejši sedimenti so pelagični. Usedali so se med zgornjeanižično in spodnjeladinsko stopnjo. V spodnjem delu skladovnice je temen apnenec z rožencem in s konodonti, v zgornjem delu pa dolomit



z gomolji in polami roženca (sl. 6). Skupna debelina plasti znaša 108 do 200 m. Nastale so v karbonatni miogeosinklinali, ki se je kot klin vrinila v aspidno miogeosinklinalo kanomeljske in trebanjske podcone ob ločitvi Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov. Zgornjeladinska sedimentacija je po svojem tipu enaka sedimentaciji v kanomeljski podconi. Zrnati dolomit, debel 300 do 500 m, vsebuje sinsedimentarno brečo, izsušitvene pore, nadplimski konglomerat in korozijske votline. Plasti so odložene v nekaj ciklotemih. Drugačen pa je lito-loški razvoj od karnijske stopnje do spodnje jure. V karnijski stopnji se je pričel odlagati neritični apnenec s koralami, ki sega prek noriške in retske stopnje še v lias. Debelina znaša okoli 400 m. Kredni fliš se pojavi šele v podaljšku zasavske podcone proti vzhodu. Sedimentacija se je pričela v spodnji kredi in je trajala do konca senonske stopnje (M. Pleničar, 1979, L. Babič, 1974, S. Buser, J. Pavšič, 1978).

Furlanska cona. Poimenoval jo je M. Cousin (1970) in jo razdelil na predfurlansko, sabotinsko in monfalconsko podcono, ki si slede ena za drugo proti jugozahodu. Predfurlansko podcono je smatral za ekvivalent predkraške podcone, sabotinsko podcono pa za ekvivalent cone visokega Krasa. Pri novejših raziskavah se je pokazalo, da pripada severovzhodni del predfurlanske podcone gorenjski coni epievgeosinklinalnega dela Južnih Alp, jugovzhodni del pa delno kanomeljski in delno dolenski podconi. Obe pripadata epimiogeosinklinali Zunanjih Dinaridov. Vmesna ljubljanska cona, ki predstavlja stabilen karbonatni šelf med epievgeosinklinalo in epimiogeosinklinalo, pa je na področju, ki ga je raziskoval Cousin, pokrita z narivi. Sabotinska podcona se le delno sklada z notranjsko podcono.

Furlanska cona predstavlja v srednji triadi dokaj stabilno epimiogeosinklinalo, ki je bila občasno prekinjena s karbonatno šelfno sedimentacijo. Ta se je nadaljevala še v juri in deloma v kredi, ko jo je od severovzhoda proti jugozahodu postopno nadomestila flišna miogeosinklinala.

Furlansko cono sem razdelil na tri podcone, trebanjsko, dolensko in notranjsko (sl. 1, 2 in 7). Notranjska obsega večji del Zunanjih Dinaridov, dolenska in trebanjska pa sta pogojeni z različno lego pregiba v liasu in kredi ter formiranjem plitvega miogeosinklinalnega jarka v spodnji juri.

Trebanjska podcona ima smer NW—SE in je na pavršju samo na vzhodnem delu ozemlja — na severnem Dolenjskem, medtem ko se proti zahodu izklinja. Vzrok temu je cepitev orogena na Južne Alpe in Zunanje Dinaride. Ime sem ji dal po kraju Trebnje.

Spodnjejanizična stopnja je enako razvita kot v idrijski coni, prav tako zgornji del ladinske stopnje. Zgornjejanizična in spodnjeladinska stopnja pa obsegata plitvomorske sedimente karbonatne miogeosinklinalne s plastmi črnega apnenca, glinastega skrilavca, dolomita, lapornega dolomita in z vložki konglomerata (S. Buser, 1974). Sedimenti imajo ponekod peščeno primes. Posamezne leče ooidov in onkoidov kažejo na zaprte bazene s plitvinami. Plasti so debele do 350 m. Karnijski lapor, laporni apnenec in dolomit so se odlagali v debelini le nekaj 10 m v plitvi karbonatni miogeosinklinali z močnejšim dotokom terigenega materiala.

Noriška in retska stopnja sestojita iz neritičnega glavnega dolomita z izsušitvenimi porami in stromatoliti. V spodnji juri se je formirala plitva karbonatna miogeosinklinala. Na površju leži na Dolenjskem (D. Turnšek, 1969,



**FURLANSKA CONA**

FRIULI ZONE

**TREBANJSKA  
PODCONA**

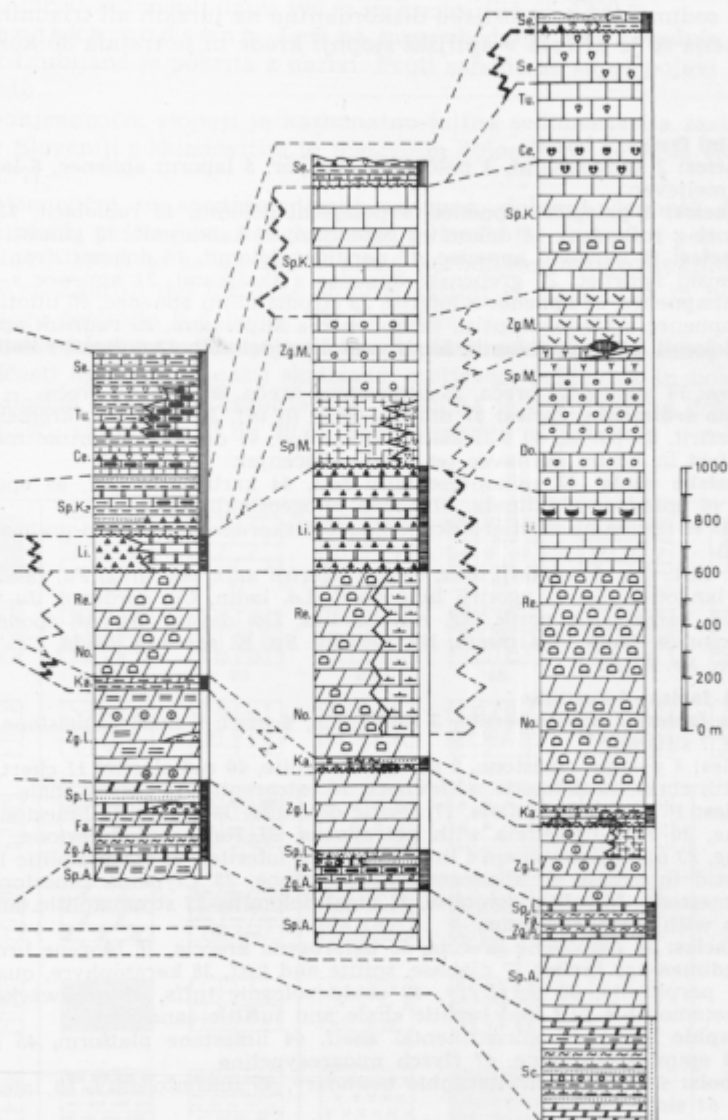
TREBNJE SUBZONE

**DOLENJSKA  
PODCONA**

LOWER CARNIOLA  
SUBZONE

**NOTRANJSKA  
PODCONA**

INNER CARNIOLA  
SUBZONE



Sl. 7. Stratigrafske lestvice furlanske cone  
(Legenda na sl. 8)

Fig. 7. Columnar sections of the Friuli zone  
(Please see fig. 8 for explanation)

S. Buser, 1974) intraformacijska breča med apnencem, ki že pripada pregibni coni med karbonatnim šelfom na jugozahodu in karbonatno miogeosinklinalo trebanjske podcone. Pravi miogeosinklinalni sedimenti spodnje jure so ohranjeni le v Krškem hribovju (M. Pleničar, U. Premru, 1977), ki je že zunaj obravnavanega ozemlja.

Kredni sedimenti leže erozijsko diskordantno na jurskih ali triadnih plasteh. Sedimentacija se je pričela v aptijski stopnji krede in je trajala do konca seno-

**Kontinentalni facies:** 1 boksit

**Terigeni facies:** 2 konglomerat, 3 peščenjak, 4 lapor, 5 laporni apnenc, 6 laporni dolomit, 7 meljevec

**Pelagični facies:** 8 pelagični apnenc, 9 pelagični dolomit, 10 radiolarit, 11 roženec, 12 apnenc z rožencem, 13 dolomit z rožencem, 14 kalkarenit, 15 glinasti skrilavec

**Neritični facies:** 16 neritični apnenc, 17 neritični dolomit, 18 dolomitizirani apnenc, 19 grebensi apnenc, 20 grebensi apnenc s školjkami, 21 apnenc s koralami, 22 oolitni apnenc, 24 apnenc z loferiti, 25 stromatolitni apnenc, 26 litiotidni apnenc 27 apnenc s kladokoropsisi, 28 apnenc s klipinami, 29 rudistni apnenc, 30 oolitni dolomit, 31 algin dolomit, 32 stromatolitni dolomit, 33 dolomit z izsušitvenimi porami

**Brečni facies:** 34 homogena breča, 35 heterogena breča, 36 biogena breča

**Vulkanogeno sedimentni facies:** 37 diabaz, spilit in tuf, 38 keratofir, kremenov keratofir, porfirit, 39 porfir, 40 tufi kislih vulkanitov, 41 drobnik, 42 nizko metamorfiziran tufski in tufitni skrilavec ter tufski peščenjak

**Paleogeografske enote:** 43 epikontinentalni šelf, 44 karbonatni šelf, 45 epieugeosinklinala, 46 epimiogeosinklinala, 47 flišna miogeosinklinala

**Drugi znaki:** 48 normalna stratigrafska meja, 49 diskordanca, 50 bočni prehod faciesov, 51 pregib

**Starost:** Sc. skit., Sp. A. spodnji aniz, Zg. A. zgornji aniz, An. aniz, Fa. fassan, Sp. L. spodnji langobard, Zg. L. zgornji langobard, La. ladin, Co. cordevol, Ju. julij, Tv. tual, Ka. karnik, No. norik, Re. ret, Li. lias, Do. dogger, Sp. M. spodnji malm, Zg. M. zgornji malm, Ma. malm, Be. berrias, Sp. K. spodnja kreda, Ce. cenoman, Tu. turon, Se. senon

**Continental facies:** 1 bauxite

**Terrigenous facies:** 2 conglomerate, 3 sandstone, 4 marl, 5 marly limestone, 6 marly dolomite, 7 siltstone

**Pelagic facies:** 8 pelagic limestone, 9 pelagic dolomite, 10 radiolarite, 11 chert, 12 limestone with chert, 13 dolomite with chert, 14 calcarenite, 15 clayey shale

**Neritic facies:** 16 neritic limestone, 17 neritic dolomite, 18 dolomitic limestone, 19 reef limestone, 20 reef limestone with pelecypods, 21 coral-reef limestone, 22 oolitic limestone, 23 algal limestone, 24 limestone with loferites, 25 stromatolitic limestone, 26 lithiotid limestone, 27 Cladocoropsis limestone, 28 Clypeina limestone, 29 rudistid limestone, 30 oolitic dolomite, 31 algal dolomite, 32 stromatolitic dolomite, 33 dolomite with shrinkage pores

**Breccious facies:** 34 homogeneous breccia, 35 heterogeneous breccia, 36 biogenic breccia

**Volcanic-sedimentary facies:** 37 diabase, spilit and tuff, 38 keratophyre, quartz keratophyre, porphyrite, 39 porphyry, 40 acidic volcanic tuffs, 41 graywacke, 42 low grade metamorphic tuff and tuffitic shale and tuffitic sandstone

**Paleogeographic units:** 43 epicontinental shelf, 44 limestone platform, 45 epieugeosyncline, 46 epimiogeosyncline, 47 flysch miogeosyncline

**Other symbols:** 48 normal stratigraphic boundary, 49 unconformity, 50 lateral facies passage, 51 slope

**Geological time:** Sc. Scythian, Sp. A. Lower Anisian, Zg. A. Upper Anisian, An. Anisian, Fa. Fassanian, Sp. L. Lower Langobardian, Zg. L. Upper Langobardian, La. Ladinian, Co. Cordevolian, Ju. Julian, Tv. Tuvalian, Ka. Carnian, No. Norian, Re. Rhaetian, Li. Liassic, Do. Dogger, Sp. M. Lower Malm, Zg. M. Upper Malm, Be. Berriasian, Sp. K. Lower Cretaceous, Ce. Cenomanian, Tu. Turonian, Se. Senonian

na. V flišni in karbonatno-flišni miogeosinklinali so nastali breča, lapor, peščeni lapor, laporni apnenec in roženec.

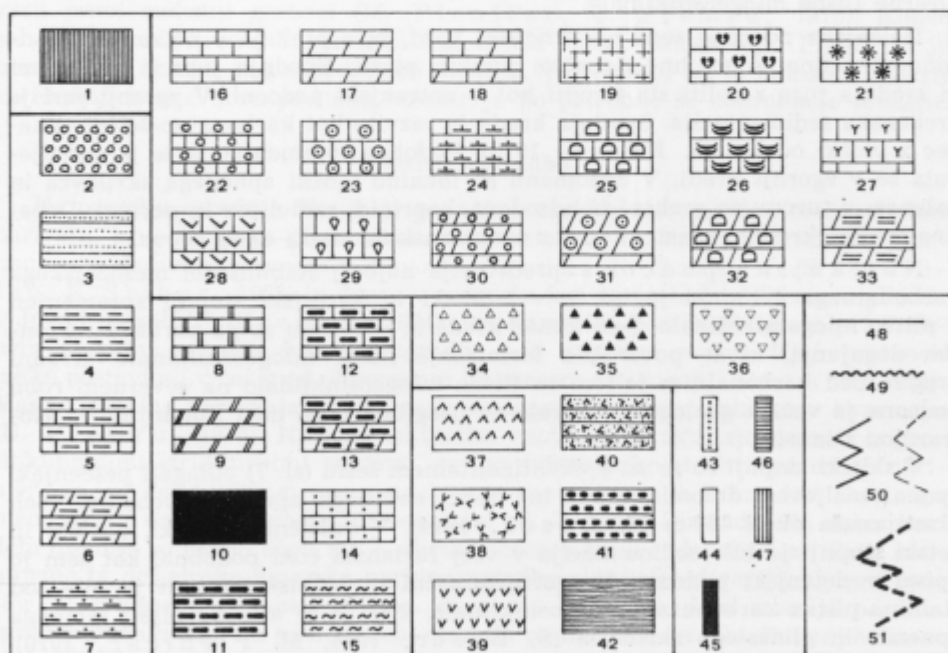
Spodnjejanzični dolomit in apnenec sta debela 15 do 30 m, ladinski miogeosinklinalni sedimenti 5 do 350 m, zgornjeladinski dolomit 40 do 410 m, karnijski skladi karbonatne miogeosinklinalne 10 do 120 m, noriški in retski dolomit 750 do 950 m, jurski sedimenti okoli 100 m in kredni fliš do 1200 m.

Dolenjska podcona. Leži na jugovzhodnem delu osrednje Slovenije. Južno od Ljubljane je pokrita z narivi. Proti zahodu se zopet pojavi na Trnovskem gozdu.

V spodnjejanzični stopnji je karbonatno-šelfna sedimentacija zastopana kot drugod v Sloveniji s skladovitim in masivnim dolomitom, debelim okoli 150 do 300 m (sl. 7).

Zgornjejanzični in spodnjeladinski apnenec, dolomit, laporni dolomit in roženec z vložki peščenjaka, konglomerata in breče ter s plastmi pelitskega tufa (S. Buser, 1974) so se usedali v plitvi karbonatni miogeosinklinali. Debeli so do 150 m. Zgornji del ladinske stopnje sestoji iz masivnega in plastovitega kristalastega dolomita v debelini 200 do 400 m.

Karnijski skladi se odlikujejo po svoji pestri sestavi. Med seboj se menjavajo ploščasti apnenec, glinasti skrilavec, meljevec, peščenjak in boksit. Ponekod so odloženi erozijsko-diskordantno. Značilna je tudi majhna debelina karnijskih plasti, saj znaša 10 do 30 m. Sedimentacija je potekala v zelo plitvem



Sl. 8. Legenda k facialnim zaporedjem v osrednji Sloveniji

Fig. 8. Explanation of facies sequences from Central Slovenia

delu miogeosinklinalne z začetno kopno fazo in zaprtimi bazeni z močnim vplivom kopnega.

Noriško in retsko sedimentacijo na plitvem zaprtem karbonatnem šelfu predstavljata plastoviti dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami ter loferski apnenec. Debela sta 700 do 900 m.

V spodnji juri se je formirala plitva karbonatna miogeosinklinala s plastmi apnenečeve breče in apnenca. Ta facies je znan v literaturi tudi kot severni razvoj (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974). Debelina plasti znaša 325 do 500 m. Na spodnjeljurskih plasteh leži erozijsko-diskordantno malmski apnenec, na njem pa skladoviti apnenec z vložki oolitov (S. Buser, 1974). Grebensko sedimentacijo razdelimo na tri dele. Na severnem robu karbonatnega šelfa je hidrozojska grebenska bariera, ki ustreza severnemu razvoju z aktinostromatopordnimi hidrozoji, na južni strani je zatišni greben s parastromatopordnimi hidrozoji, koralami in hetetidami, ki ustreza srednjemu razvoju. Med obema je ozek plitev medgrebenski jarek z mešano hidrozojsko favno (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974, M. Pleničar, U. Premru, 1975). Plasti so debele 350 do 675 m. Sledila je sedimentacija plastovitega apnenca in oolitnega apnenca v debelini 380 do 500 m. Karbonatna sedimentacija se je nadaljevala še v spodnji kredi. Zanj so značilne plasti apnenca z redkimi tankimi vložki dolomita (S. Buser, 1974).

Senonski sedimenti so transgresivni. Predstavljajo flišno sedimentacijo, laporja, lapornega apnenca in breče. Ohranjeni so kot erozijski ostanki nekdanj obširne flišne miogeosinklinalne.

Dolenjska podcona sega na Trnovski gozd, kjer prehaja v notranjsko podcono. Značilne so majhne debeline jurskih plasti. Spodnja jura z litioidami in srednja jura z ooliti sta razviti kot v notranjski podconi. V zgornji juri je grebenska sedimentacija. Spodnja kreda je razvita kot karbonatno-šelfni apnenec z vložki ooidov (S. Buser, 1973). Podobna sedimentacija se je nadaljevala še v zgornji kredi. V cenomanu so lokalno vložki apnenega skrilavca in roženca, v turonu so grebeni hondrodont, kaprinid, radiolitov in nerinej. Debelina spodnjekrednih plasti skupaj s cenomanskimi znaša okoli 800 m.

Notranjska podcona predstavlja najbolj stabilni del mezozojskega karbonatnega šelfa, ki je bil le v ladinski in karnijski stopnji spremenjen v plitvo miogeosinklinalo. Šele konec krede in v eocenu so ga porušila tektonska dogajanja, ki so povzročila formiranje flišne miogeosinklinalne. Kredni pregib med karbonatnim šelfom in flišno miogeosinklinalo na severnem robu podcone je večina geologov smatrala za pregibno cono med Zunanji in Notranji Dinaridi.

V skitski stopnji so se na epikontinentalnem šelfu (sl. 7) odlagali peščenjak, apneni meljevec, dolomit, lapor in vložki oolitnega apnenca. Debelina vseh plasti znaša okoli 150 m (S. Buser, 1974). V anizični, ladinski, noriški in retski stopnji je bila sedimentacija v vsej furlanski coni podobna, kot sem jo opisal v dolenski podconi. V zgornjeanizični in ladinski stopnji je bila tod stabilna plitva karbonatna miogeosinklinala, kjer so se usedale plasti temnega apnenca in glinastega skrilavca (S. Buser, 1974, M. Pleničar, 1970).

Zgornji del ladinske stopnje sestoji iz karbonatno šelfnega masivnega in redkeje plastovitega kristalastega dolomita z vložki belega in rožnatega apnenca (S. Buser, 1974), ki bi utegnil biti grebenski apnenec. Debelina dolomita

z apnencem znaša 40 do 400 m. Karnijska sedimentacija je bila podobna kot v dolenski podconi, tj. pisana serija apnenca, skrilavca, meljevca in boksita. Meostoma se pojavljata tudi tuf in tufit. Značilni sta majhna debelina karnijskih plasti, okoli 50 m, in erozijska diskordanca. V noriški in retski stopnji se je v zaprtem karbonatnem šelfu usedal dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami. Debel je 750 do 1300 m.

Karbonatno-šelfna sedimentacija se je nadaljevala še v juri in kredi. V spodnji juri se menjavata apnenec in dolomit; vmes je litiotidni horizont. Srednjejurske plasti sestojte iz oolitnega apnenca in zratega dolomita (S. Buser, 1973). Spodnjejurska skladovnica je debela 300 do 700 m, srednjejurska pa 200 do 700 m. Malm se odlikuje po skladovitem apnencu in apnencu s plastmi dolomita, v katerem so kladokoropsisi in parastromatoporidni hidrozoji. Sedimenti so nastajali na zaprtem karbonatnem šelfu. Razvoj je poznan v literaturi tudi kot južni razvoj (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974, M. Pleničar, 1970, M. Pleničar, U. Premru, 1975). Plasti so debele 70 do 280 m. Tudi v zgornjem malmu prevladujeta apnenec s klipeinami in dolomit. Plasti so debele 200 do 300 m. Med spodnjim in zgornjim malmom so vložki boksita (S. Buser, 1979).

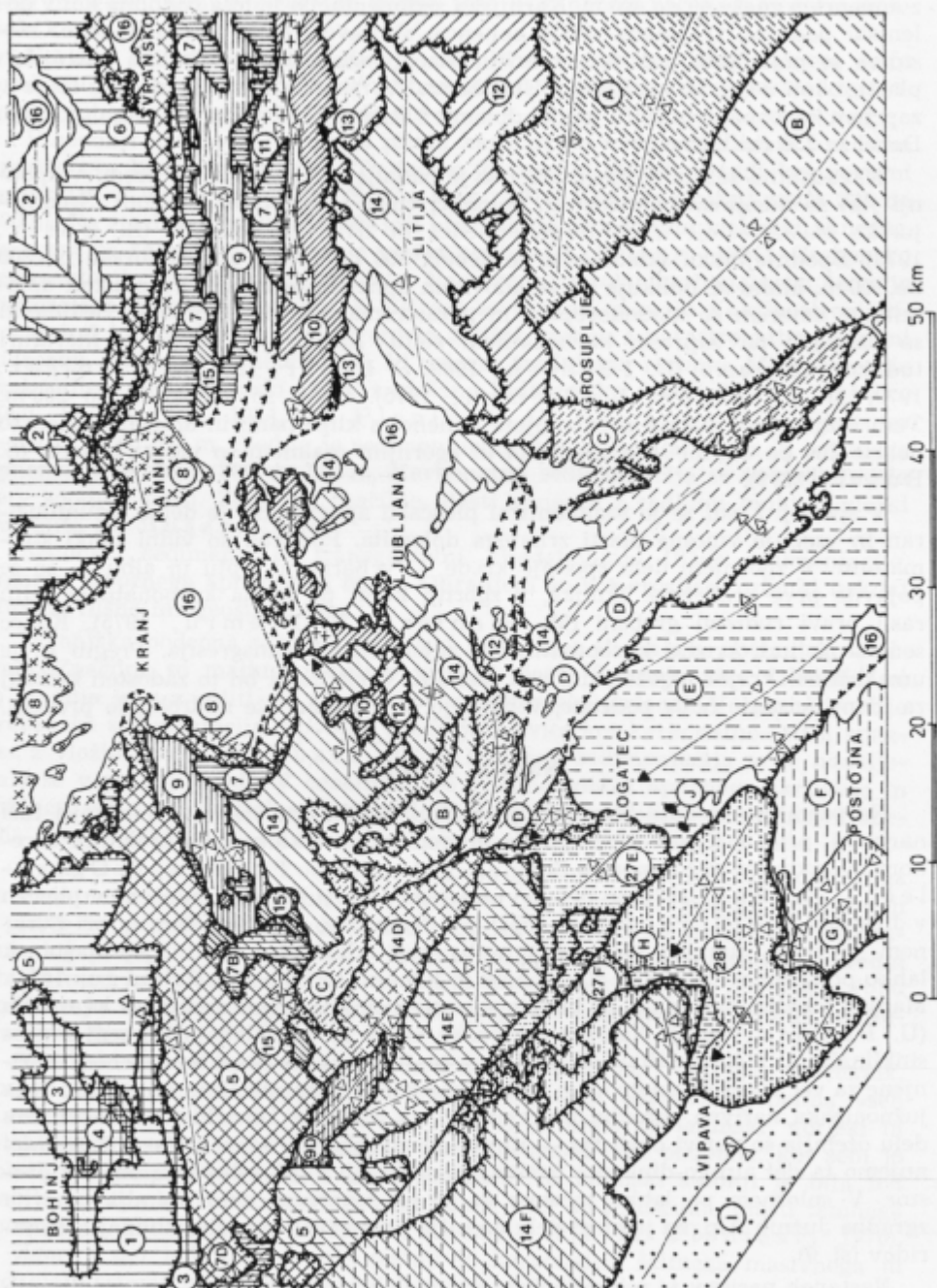
V spodnji kredi se je sedimentiral ploščasti apnenec, ki je delno bituminiziran in vsebuje vmesne plasti zratega dolomita. Ponekod so vidni tanki stromatoliti. V zgornjem delu spodnje krede — v barremu, aptu in albu — so se pojavile prve grebenske školjke, v zgornji kredi pa so na karbonatnem šelfu rasli pravi rudistni grebeni (M. Pleničar, U. Premru, 1975). Konec senona je tudi kredni karbonatni šelf zajela flišna transgresija. Pregib se je umaknil na skrajni jugozahodni rob ozemlja. Verjetno bi bil to zadosten kriterij za identificiranje nove podcone, vendar jo bo potrebno še nadrobneje preučiti.

### Narivna zgradba

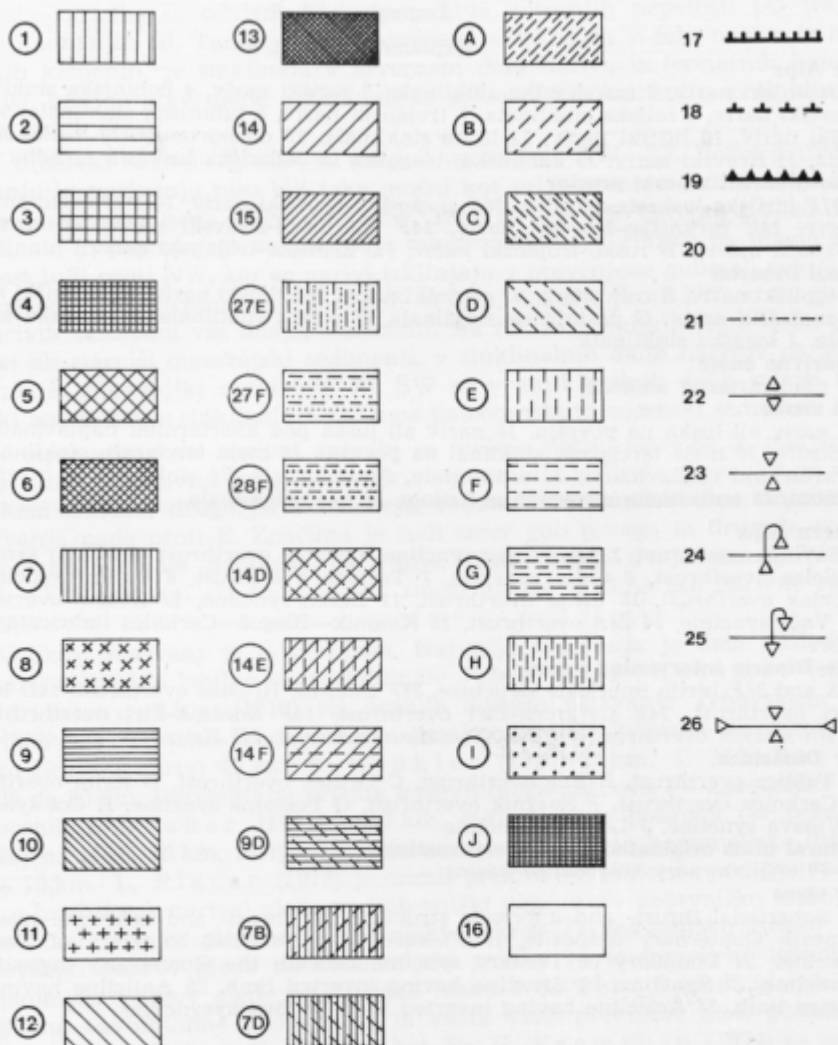
Na ozemlju osrednje Slovenije je možno razlikovati vsaj dve močnejši fazi narivanja, prvo v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom v Zunanjih Dinaridih (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977) in drugo v rodanski fazi na prehodu miocena v pliocen v Južnih Alpah (U. Premru, 1974). Pri Kamniku, pod Blegošem in pri Cerknem je vidna starejša luskasta zgradba pod mlajšimi narivi. Njen nastanek lahko postavimo v čas med oligocenom in koncem tortona (U. Premru, 1974). Manjša lokalna narivanja so bila še v postgeosinklinalnem ciklusu v kvartarju (U. Premru, 1976). Narivne tektonske enote se ne skladajo povsem z geosinklinalnimi strukturnimi enotami, saj so južnoalpske strukturne enote narinjene za več deset kilometrov na strukturne enote Zunanjih Dinaridov. Zato sega južnoalpska narivna zgradba precej daleč na Zunanje Dinaride. Na zahodnem delu ozemlja so narivi obeh faz — ilirsko-pirenejske in rodanske faze. Zato imenujemo ta del alpsko-dinarska narivna zgradba ali alpsko-dinarski vmesni prostor. V splošnem pa lahko rečemo, da je na severnem delu ozemlja narivna zgradba Južnih Alp, na južnem delu ozemlja pa narivna zgradba Zunanjih Dinaridov (sl. 9).

Nastanek narivov je rekonstruiran na podlagi prevrnjenih in pretrganih gub ob močnih bočnih pritiskih (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973, U. Pre-









Sl. 9. Narivna zgradba osrednje Slovenije  
 Fig. 9. Overthrust structure of Central Slovenia

## Legenda k sl. 9

## Explanation of fig. 9

**Južne Alpe**

1 savinjski nariv, 2 smrekovška sinklinala, 3 soriški nariv, 4 bohinja sinklinala, 5 selški nariv, 6 celjska sinklinala, 7 trojanski nariv, 8 tuhinjska sinklinala, 9 kozjaški nariv, 10 litijski nariv, 11 laška sinklinala, 12 dolski nariv, 13 vaška sinklinala, 14 žirovski nariv, 15 kamniška, blegoška in cerkniška luskasta zgradba

**Alpsko-dinarski vmesni prostor**

27E, 27F idrijska luskasta zgradba, 28F snežniško-hrušiški nariv, 14D krimsko-žirovski nariv, 14E cerkniško-žirovski nariv, 14F snežniško-žirovski nariv, 9D krimsko-kozjaški nariv, 7B roško-trojanski nariv, 7D krimsko-trojanski nariv

**Zunanji Dinaridi**

A topliški nariv, B roški nariv, C ortneški nariv, D krimski nariv, E cerkniški nariv, F snežniški nariv, G postojnska sinklinala, H colska sinklinala, I vipavska sinklinala, J logaška sinklinala

**Postnarivne enote**

16 pliokvartarne udorine

**Ostali znaki**

17 nariv ali luska na površju, 18 nariv ali luska pod kvartarnimi naplavinami, 19 fleksura, 20 meja terciarnih sinklinal na površju, 21 meja terciarnih sinklinal pod kvartarnimi naplavinami, 22 antiklinala, 23 sinklinala, 24 sinklinala z inverznim krilom, 25 antiklinala z inverznim krilom, 26 brahisinklinala

**Southern Alps**

1 Savinja overthrust, 2 Smrekovec syncline, 3 Sorica overthrust, 4 Bohinj syncline, 5 Selca overthrust, 6 Celje syncline, 7 Trojane overthrust, 8 Tuhinj syncline, 9 Kozjak overthrust, 10 Litijska overthrust, 11 Laško syncline, 12 Dolsko overthrust, 13 Vače syncline, 14 Žiri overthrust, 15 Kamnik—Blegoš—Cerknica imbricate structure

**Alpine-Dinaric intervening space**

27E and 27F Idrija imbricate structure, 28F Snežnik-Hrušica overthrust, 14D Krim-Žiri overthrust, 14E Cerknica-Žiri overthrust, 14F Snežnik-Žiri overthrust, 9D Krim-Kozjak overthrust, 7B Rog-Trojane overthrust, 7D Krim-Trojane overthrust

**Outer Dinarides**

A Toplice overthrust, B Rog overthrust, C Ortnek overthrust, D Krim overthrust, E Cerknica overthrust, F Snežnik overthrust, G Postojna syncline, H Col syncline, I Vipava syncline, J Logatec syncline

**Structural units originated after overthrusting**

16 Plio-Quaternary subsidence basins

**Other signs**

17 Superficial thrust- and imbricate structure, 18 Thrust- and imbricate-structure beneath Quaternary desposits, 19 Flexure, 20 Superficial boundary of Tertiary syncline, 21 Boundary of Tertiary syncline beneath the Quaternary deposits, 22 Anticline, 23 Syncline, 24 Syncline having inverted limb, 25 Anticline having inverted limb, 26 Brachysyncline

mru, 1974, U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). Pri tem so dale gube najvišjega reda narive, gube nižjega reda pa luske. V južnoalpski narivni zgradbi so osi gub usmerjene W—E. V čelu nariva so prevrnjena temena antiklinal z inverznim južnim krilom, ki proti severu prehajajo prek antiklinal in sinklinal drugega reda v sinklinalo prvega reda, ki ima ponekod inverzno severno krilo, drugod pa je krilo sinklinala v normalnem položaju. Položaj kril je odvisen od napredovanja više ležečega nariva proti jugu. Vse sekundarne gube pa niso spremenjene v luske; ostale so v normalni legi ali pa so prišle v poševen položaj brez pretrgavanja in luskanja. Največ lusk zasledimo na meji dveh narivov, kjer je prišlo do največjih deformacij. Tipi gub drugega reda in

luskasta zgradba so odvisni od razporeditve notranjih napetosti pri trajanju bočnih zunanjih sil. Tam kjer je prevrnjena antiklinala v čelu nariva iz mezozojskih kamenin, je sinklinala v severnem delu nariva iz terciarnih kamenin, tam pa, kjer so prevrjene antiklinale iz paleozojskih kamenin, so sinklinale iz mezozojskih plasti.

V dinarski narivni zgradbi so osi gub usmerjene NW—SE. Bočni pritiski pri gubanju in narivanju niso bili tako močni kot pri narivanju Južnih Alp. Intenzivnost narivanja pada od NE proti SW. Tako so največja narivanja blizu evgeosinklinala in poenjujejo na področju miogeosinklinala. Hkrati pa upada intenzivnost tudi proti NW, ker se narivi izklinjajo v prevrjene gube ali celo v gube s strmim in navpičnim jugozahodnim krilom. Od NE proti SW so na površju v narivih zastopani vse mlajši sedimenti. Na NE so v antiklinalnih delih paleozojski ali starejši mezozojski sedimenti, v sinklinalnih delih narivov pa starejši ali mlajši mezozojski sedimenti. Na SW so v antiklinalnih delih mlajši mezozojski sedimenti, v sinklinalnih delih pa paleocenski in eocenski sedimenti.

V alpsko-dinarski narivni zgradbi se mešajo narivi starejše in mlajše faze. Prva, manj intenzivna gubanja in narivanja so bila v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu, druga pa v močnejši rodanski orogenetski fazi. Intenzivnost narivanja pada proti E. Značilna je tudi smer gub prvega in drugega reda, ki prav tako potrjuje dvofazno narivanje. Gube imajo dvojne smeri: W—E in NW—SE. Zastopani sta torej glavni smeri alpske in dinarske narivne zgradbe (sl. 9).

Velikost narivanj je le ocenjena. Največja narivanja je dala nasledstvena tektonika izredno labilne evgeosinklinala Južnih Alp. F. K o s s m a t (1910) in M. L i m a n o v s k y (1910) sta ocenila dolžino narivanja Trnovskega gozda oziroma žirovsko-trnovskega pokrova (skupaj žirovski, krmsko-žirovski in cerkniško-žirovski nariv) 40 km, S. W i n k l e r (1923) 25 km, I. M l a k a r (1969) pa 25 do 30 km. Horizontalni premik koševniškega pokrova (= koševniške luske) je ocenil I. M l a k a r (1969) na 9 km, čekovniškega pokrova (= čekovniške luske) na okoli 16 km, idrijskega pokrova (= idrijske in kanomeljske luske) od 5 do 10 km. L. P l a c e r (1973) je ocenil premik »avtohtone« podlage (= snežniško-hrušiškega nariva) glede na koševniški pokrov (= koševniško lusko) 9 km, koševniški pokrov glede na čekovniški pokrov (= čekovniško lusko) 10 km, čekovniški pokrov glede na kanomeljski pokrov (= kanomeljsko lusko) 9 km, kanomeljski pokrov glede na idrijsko lusko 1 do 2 km. Premik idrijske luske glede na »avtohtono« podlago pa je vsota vseh premikov med posameznimi pokrovi (luskami) in znaša 29 do 30 km. Po U. P r e m r u j u (1974) se je ozemlje osrednjega dela Posavskih gub skrčilo zaradi narivanja v razmerju 1:2,7. Iz palinspastične karte je razvidno, da znaša horizontalni premik tuhinjskega nariva (= selškega nariva) okoli 10 km, trojanskega nariva 14 do 16 km, nariva trojanske antiklinale (= kozjaškega nariva) 8 km, litijskega nariva 9 do 10 km in dolskega nariva okoli 19 km.

Iz navedenih podatkov sledi, da je horizontalni premik v zahodnih Posavskih gubah večji kot v osrednjih, v vzhodnem delu pa je najmanjši. Povprečna razdalja horizontalnih premikov pri narivanju znaša 10 do 20 km, dolžina horizontalnih premikov pri luskanju pa nekaj 100 m do 10 km. Na močna narivanja Južnih Alp kaže tudi razpored strukturnih con in podcon. Večji deli nekaterih teh enot so deloma ali povsem prekriti z narivi. Delni vzrok temu je tudi močna

prednarivna prelomna tektonika. Za ocenitev posameznih horizontalnih premikov za vsak del nariva bi bilo potrebno prej oceniti na podlagi facialnih analiz premike ob prednarivnih prelomih in izdelati modelne analize.

Smer in lega posameznih narivov je vidna na sliki 9. Zaradi različnih imen istih narivnih enot sem skušal nomenklaturu na novo urediti po enotnem kriteriju za celotno ozemlje, sicer bi nastala prava zmeda različnih poimenovanj. Pri poimenovanju narivov v alpsko-dinarski narivni zgradbi sem uporabil sestavljeno ime; prvi del imena pove ime nariva zgradbe Zunanjih Dinaridov, drugi del pa ime nariva narivne zgradbe Južnih Alp. S tem je upoštevan vrstni red obeh narivnih faz. Posamezna imena so že ustaljena, druga sem zaradi enotnosti in preglednosti na novo izbral ali zamenjal. Prvi del imena je pridevniška oblika geografskega imena, drugi del imena pa je naziv strukturnega elementa. Največja enota je nariv, manjša je luska. Posebej so poimenovane terciarne sinklinale.

### Narivna zgradba Južnih Alp

V Južnih Alpah je bilo najintenzivnejše narivanje v rodanski fazi. Nastalo je zaradi bočnega stiskanja geosinklinale od severa in juga. Najvišjo narivno etažo tvori savinjski nariv (U. Premru, 1974), ki sta ga K. Grad in L. Ferjančič (1976) imenovala zahodno od ljubljanske udorine jelovski pokrov, drugi geologi pa kot nariv Julijskih Alp. V njem prevladujejo triadne in jurske plasti gorenjske cone. Na savinjskem narivu leže erozijski in tektonski ostanki nekoč enotne smrekovške sinklinale (U. Premru, 1974), ki sestojijo iz oligocenskih vulkanogeno-sedimentnih kamenin. Okoli Sorice prihaja na površje v ozkem pasu soriški nariv; njegovo tektonsko okno je v Bohinju. Sestoji iz zgornjetriadnih karbonatno-šelfnih sedimentov, evgeosinklinalnih sedimentov spodnje jure z ozkim vmesnim grebenom hierlatskega apnenca, miogeosinklinalnih sedimentov srednje jure in krednega fliša selške podcone. V Bohinju so ohranjeni ostanki oligocenskih molasnih sedimentov nekoč enotne bohinjske sinklinale, ki veže oligocensko molaso vzhodne Slovenije z molaso severne Italije. Danes je ta zveza pokrita s savinjskim narivom; delno je bila razkosana s prelomi in delno erodirana že pred narivanjem. Večji del savinjskega nariva leži na selškem narivu, ki ga je F. Kosmat (1910) imenoval drobniška cona, A. Winkler (1923) julijska zunanja cona, U. Premru (1974) tuhinjski nariv ter K. Grad in L. Ferjančič (1976) selška cona. Nariv leži v glavnem na ozemlju, ki sta ga v zadnjem času preučevala K. Grad in L. Ferjančič; zato sem obdržal njuno poimenovanje po Selcih, vendar sem »cono« spreminil v »nariv«, ker uporabljam ime cona za strukturno-facialno enoto. Zahodni del selškega nariva je v slovenski coni, vzhodni pa v gorenjski coni z najbolj labilnim delom evgeosinklinale. Terciarna sinklinala, imenovana prvotno po Vranskem (U. Premru, 1974), je facialno vzhodni podaljšek sinklinale iz okolice Celja; zato jo sedaj imenujem celjska sinklinala. Pri Vranskem je nastal severni narivni kontakt z luskanjem selške cone, južni narivni kontakt pa z neotektonskim narivanjem proti severu. Celjska sinklinala je zapolnjena z oligocenskimi in miocenskimi molasnimi sedimenti. Njen prvotni položaj je bil na selškem narivu.

Pod selškim narivom leži trojanski nariv (U. Premru, 1974) razdeljen na dva dela, ker je bilo po neotektonskem gubanju teme gube denudirano. Se-

verni del je v selški coni, ki proti jugu prehaja prek sedimentov pregiba v limbarsko podcono. Na trojanskem narivu leži tuhinjska sinklinala (I. Rakovec, 1956), zapolnjena z oligocenskimi in miocenskimi molasnimi sedimenti in piroklastiti. K njej pripadajo terciarne plasti pri Škofji Loki, na Smledniškem hribu, na obeh obrobjih gorenjske ravnine in na pobočju Mežaklje nad Jesenicami (F. Teller, 1901), kjer pride tuhinjska sinklinala v neposredni narivni kontakt s savinjskim narivom.

Strukturna enota, imenovana prvotno kot trojanska antiklinala (I. Rakovec, 1956), je nariv; tako kažejo raziskave severno od Zagorja in vrtine zahodno od Škofje Loke. Po osrednjem grebenu med Tuhinjsko dolino in Črnim grabnom ga imenujem kozjaški nariv. Sestoji iz karbonskih in permskih kamenin. Nad Blagovico je njegov severni del fleksurno upognjen v rakitovško sinklinalo s srednjetriadnimi evgeosinklinalnimi sedimenti (U. Premru, 1974). Kozjaški nariv je vzhodno od ljubljanske udorine narinjen na litijski nariv, zahodno od nje pa na žirovski nariv. Litijski nariv sledimo od Zagorja prek Rašice in Šmarne gore v Polhograjske Dolomite, kjer so ohranjene le manjše erozijske krpe, odtrgane od svojega položaja med kozjaškim in žirovskim narivom. Južni del nariva je v ljubljanski coni, ki v severnem delu prehaja v zagorsko podcono. K litijskemu narivu štejem tudi tektonsko okno južno od Železnikov, kjer so ohranjeni vulkaniti eksternege dela srednjetriadne evgeosinklinalne. Na litijskem narivu leži terciarna laška sinklinala (I. Rakovec, 1956), ki sega proti zahodu z erozijskimi ostanki pri Domžalah in pod naplavinami skaručenske kotline do okolice Medvod (L. Žlebnik, 1971). Pod litijskim narivom leži dolski nariv (U. Premru, 1974); njegov vzhodni del je erozija razdelila na dvoje, zahodni pa je ohranjen v obliki erozijskih ostankov v Polhograjskih Dolomitih. Dalje proti zahodu ga ni več na površju. Dolski nariv sestoji iz sedimentov ljubljanske in idrijske cone. Pri Vačah in Domžalah so ohranjeni na njem erozijski ostanki terciarne vaške sinklinalne. Pod dolskim narivom leži žirovski nariv, ki sestoji iz mladopaleozojskih kamenin. Njegov vzhodni del smo prej imenovali litijska antiklinala (I. Rakovec, 1956, U. Premru, 1974), zahodnega pa žirovsko-trnovski pokrov (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973) ali škofjeloško-trnovski pokrov (K. Grad & L. Ferjančič, 1976). Po facialnih analizah je tudi litijska antiklinala nariv, ki sega še zahodno od Ljubljane. Njegovo ime »žirovski« sem povzel po I. Mlakarju in L. Placerju. V škofjeloškem hribovju leže paleozojske kamenine kozjaškega nariva neposredno na paleozojskih kameninah žirovskega nariva. Narivonocono označujeta luskasta zgradba in inverzna lega grödenskih, spodnjepermskih in karbonskih kamenin okoli Sv. Valentina in Sv. Tomaža, kar je bilo ugotovljeno z vrtinami. Med obema narivoma ležeča litijski in dolski nariv je odstranila tektonska denudacija v času narivanja in poznejša površinska erozija. Ostanki obeh narivov so v tektonskih krpah v Polhograjskih Dolomitih in v tektonskem oknu južno od Železnikov.

#### *Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov*

Na južnem delu osrednje Slovenije je narivna zgradba Zunanjih Dinaridov nastala v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu. Meja med Južnimi Alpami in Zunanjimi Dinaridi nima istega položaja kot v mezozoiku, temveč je pomak-



njena nekoliko kilometrov proti jugu. Narivi in gube imajo smer NW-SE. Nastali so zaradi bočnih pritiskov SW-NE. Najbolj na vzhodu leži topliški nariv, ki je bil dokazan v Dolenjskih Toplicah (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). V njem so kamenine trebanjske in dolenske podcone. Dalje proti vzhodu sestojijo vsi narivi iz kamenin notranjske podcone. Topliškem narivu sledi roški nariv (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). Njegova jugozahodna meja je večinoma zabrisana z mlajšimi neotektonskimi prelomi. Ortneški nariv sem imenoval po vasi Ortnek na Dolenjskem. Zanj je značilna luskasta zgradba pri Želimljah in inverzna lega permskih skladov pri Ortneku, Turjaku in Podsmreki v čelu nariva. Krimski nariv, imenovan po gori Krim, ima skitske in anizične plasti narinjene na zgornjetriadni dolomit (S. Buser, 1965, M. Pleničar, 1970, C. Šlebinger, 1953), znotraj nariva pa je luskasta zgradba (M. Pleničar, 1970). Narivno zgradbo Zunanjih Dinaridov lahko sledimo še pod narivi Južnih Alp v polhograjsko-vrhnjske nize. Vanje se nadaljujejo topliški, roški, ortneški in krimski nariv s kameninami idrijske cone in notranjske podcone, ker potekajo narivi diagonalno na strukturne cone. Cerknjski nariv sem imenoval po vasi Cerknica. Triadne, jurske in kredne plasti so narinjene na kredne plasti snežniškega nariva. Ponekod je zgradba nariva luskasta (M. Pleničar, 1970). Del zgornjetriadnega dolomita okoli Rakeka (znan tudi pod imenom rakeško-cerkniška gruda) tvori čelo nariva z inverzno lego plasti. Jugozahodno od Logatca je ohranjeno dvoje erozijskih krp eocenskega fliša; analogno kot pri drugih narivih gre verjetno za ostanke večje sinklinale, ki sem jo po Logatcu imenoval logaška sinklinala.

Snežniški nariv, imenovan po gori Snežnik, je iz krednega apnenca, ki se je narinil na eocenske plasti med Prestrankom in Knežakom (M. Pleničar, 1959), kjer pa ni pravega tektonskega okna, ampak so zaradi erozije in inverzne lege pogledale mlajše plasti izpod starejših v obliki oken brez narivne meje. Na snežniškem narivu leži okoli Postojne postojnska sinklinala z eocenskim flišem. V večjem jugovzhodnem delu poteka njena os NW-SE, v severnem delu pod narivom Hrušice pa ima smer W-E z inverznim severnim krilom, kar kaže na vpliv narivne zgradbe Južnih Alp. Najbolj zahodna enota je vipavska sinklinala, imenovana po Vipavi. S. Buser (1973) jo je imenoval goriško-vipavski sinklinorij. Oznaka sinklinorij ni upravičena po nobeni sedaj veljavni definiciji. Ime sem poenostavil tudi zaradi enotnega poimenovanja. Vipavska sinklinala sestoji iz paleocenskega apnenca in eocenskega fliša. Pod Nanosom in pri Knežaku leže plasti severovzhodnega krila inverzno (M. Pleničar, 1959).

### *Alpsko-dinarski vmesni prostor*

Za zahodni del osrednje Slovenije sta značilni dve fazi narivanja, prva v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu, druga pa v rodanski orogenetski fazi. Mlajša faza je bila močnejša od starejše. Obe fazi se ločita tudi po smeri narivanja, v starejši imajo narivi smer NW-SE, v mlajši pa W-E. Obe smeri sta zastopani tudi v gubah prvega in drugega reda. Posamezne narive sem imenoval s sestavljenimi imeni narivov starejše in mlajše faze, ker se v njih mešajo narivi Zunanjih Dinaridov in Južnih Alp.

V podaljšku trojanskega nariva sledi okoli Blegoša roško-trojanski nariv, ki je bil v starejši fazi narinjen kot roški nariv, v mlajši pa kot trojanski. Se-



stoji iz kamenin idrijske cone. Zahodno od Cerknega je bil trojanski nariv v starejši fazi narinjen tudi kot krimski nariv. Zato ga imenujem krimsko-trojanski nariv. Njegovo facialno zaporedje ustreza slovenski in gorenjski coni. Kozjaški nariv se nadaljuje južno od Cerknega, kjer je bil v starejši fazi narinjen tudi kot krimski nariv. Zato ga imenujem krimsko-kozjaški nariv. Poleg permskih sedimentov vsebuje tudi kamenine eksternege dela selške podcone.

Žirovski nariv je bil proti zahodu naguban in narinjen v starejši fazi kot krimski, cerkniški in snežniški nariv. Žirovski vrh in Oselica sta del krimsko-žirovskega nariva, ki sestoji iz karbonskih, spodnjeperskih, grödenskih in zgornjeperskih plasti. Cerkniško-žirovski nariv vsebuje kamenine gorenjske, ljubljanske in idrijske cone, ki potekajo diagonalno prek nariva. Trnovski gozd je snežniško-žirovski nariv z dvojnimi čelom in inverzno lego plasti (M. Pleničar, 1970, S. Buser, 1973). Prvo čelo je nastalo v starejši fazi narivanja v smeri NW-SE, drugo pa v mlajši fazi v smeri W-E. Facialno ustreza idrijski in furlanski coni, oziroma njihovim podconam: kanomeljski, trebanjski, dolenski in notranjski. Hrušica in Nanos tvorita snežniško-hrušiški nariv, ki je nastal prav tako v dveh fazah. Njegovo nadaljevanje proti vzhodu se izklinja ali pa leži pod žirovskim narivom in danes ni vidno na površju. Po starejši fazi narivanja pripada snežniškemu narivu. V njegovem jugozahodnem čelu ima antiklinala prvega reda inverzno krilo. Na snežniško-hrušiškem narivu leži colska sinklinala, imenovana po Colu, ki se je iz prvotne smeri NW-SE preusmerila v smer W-E. Sestoji iz eocenskega fliša z inverznim severnim krilom sinklinala. Po starejši fazi narivanja je tvorila skupaj s postojnsko sinklinalo enotno postojnsko-colsko sinklinalo z osjo NW-SE.

Med cerkniško-žirovskim, snežniško-žirovskim, snežniško-hrušiškim in cerkniškim narivom leži idrijska luskasta zgradba. Sestoji iz štirih lusk: koševniške, čekovniške, kanomeljske in idrijske, ki sta jih I. Mlakar (1969) in L. Placer (1973) imenovala pokrove. Narivanje in luskanje manjšega obsega — do 100 m — se je pričelo že v ilirsko-pirenejski fazi v mlajšem eocenu, glavna faza je bila rodanska konec miocena. Rezultanta premikov NNE-SSW, ki sta jo podala I. Mlakar (1969) in L. Placer (1973), je v resnici sestavljena iz NE-SW in N-S komponente. »Avtotona« podlaga (L. Placer, 1973) je del snežniško-hrušiškega nariva. Okoli Idrije je v zgornjem delu idrijske luskaste zgradbe idrijska cona (kanomeljska podcona), v spodnjem delu pa furlanska cona (notranjska podcona). V zgornji Kanomlji je v luskasti zgradbi pregib med idrijsko in ljubljansko cono, v najvišji luski je celo selška podcona z diabazom in keratofirjem eksternege dela evgeosinklinala. Luska se je morala pri narivanju odtrgati od severneje ležečih narivov z evgeosinklinalnimi sedimenti selške podcone, kar kaže na izredno kompliciran mehanizem nastanka idrijske luskaste zgradbe, v kateri so imeli pomemben delež tudi prednarivni prelomi.

### Prednarivni prelomi

Evidentirani so samo veliki prelomi, ob katerih so znašali skoki več kot razdalje med posameznimi strukturnimi enotami alpidskega geosinklinalnega ciklusa. Ohranjeni so deli prelomov v posameznih narivih. Vsi so bili v neotektonskem obdobju ponovno aktivirani. Njihov potek sem določil v zgornji narivni etaži, ali pa sem sklepal nanje po razmerah v spodnji narivni etaži. Nekateri so pokriti s terciarnimi in kvartarnimi sedimenti.

Zahodno od ljubljanske udorine ima sistem prelomov smer NW-SE z desnimi in levimi premiki. To so idrijski, sovodenjski, škofjeloški, ratitovski in blejski prelom. Ob spodnji Idrijci kaže razporeditev kanomeljske in trebanjske podcone na prednarivno aktivnost idrijskega preloma, kot sta bila menila že F. Kossmat (1909) in A. Winkler (1923). Vendar so za to potrebne nadrobnejše raziskave. Desni premik trebanjske podcone z obeh strani preloma znaša okoli dva in pol km, celotni premik ob idrijskem prelomu pa okoli tri in pol km.

V severnem delu topliškega nariva poteka pod žirovskim narivom močan ratitovski prelom, ki je bil v neotektonskem obdobju aktiviran tudi v žirovskem narivu. Ob njem se je z desnim horizontalnim premikom premaknilo severovzhodno krilo za več kot 30 km proti SE. Premaknil je ljubljansko in idrijsko cono. Premik je ocenjen na podlagi palinspastičnega razvitja topliškega, žirovskega in litijskega nariva, ker se obe strukturalni coni pojavljata v topliškem narivu in se nadaljujeta v litijskem narivu. Torej moramo nadaljevanje ratitovskega prednarivnega preloma iskati v vseh treh omenjenih narivih.

Blejski prelom poteka večinoma pod kvartarnimi in terciarnimi sedimenti ljubljanske udorine. Levi horizontalni premik ob njem znaša okoli štiri km. Evidenten je v litijskem narivu, kjer je premaknil zagorsko podcono in ljubljansko cono. Pri Kranju poteka v selškem narivu drugi del blejskega preloma prav tako z levim horizontalnim premikom, ki je premaknil gorenjsko in slovensko cono za najmanj en km. Ker je bila njuna prednarivna aktivnost v dveh različnih narivih in se pri palinspastičnem razvitju narivne zgradbe oddaljita eden od drugega, gre verjetno za dva različna preloma, ki sta bila po narivanju v neotektonskem obdobju aktivirana kot blejski prelom. Zato sem poimenoval prednarivni prelom v selškem narivu kot blejski prelom I, v litijskem narivu pa kot blejski prelom II.

K sistemu transkurentnih prelomov z desnimi premiki v narivih Savinjskih Alp štejem prednarivno aktivnost savskega, savinjskega in kamniškega preloma. Neotektonski savski prelom sestoji iz dveh prednarivnih prelomov, savskega preloma I in savskega preloma II. Savski prelom I gre po Gornjesavski dolini in pod terciarnimi sedimenti tuhinjske sinklinale v trojanskem narivu med Jesenicami in Spodnjo Kokro. Prednarivna aktivnost savskega preloma je izražena med Spodnjo Kokro in Gornjim gradom v savinjskem narivu. V dolini Črne pri Kamniku in na Gorenjskem je bil z erozijo tega dela savinjskega nariva odstranjen. Pred narivanjem sta bila torej savski prelom I in savski prelom II vzporedna med seboj in daleč narazen. Po narivanju savinjskega nariva na selški nariv in selškega nariva na trojanski nariv pa sta prišla oba preloma skoraj eden nad drugega. V neotektonski dobi se je izoblikoval v starih prelomnih conah drugačen tip deformacij, ki so jih povzročili povsem drugače usmerjeni pritiski. Medtem ko sta nastala savski prelom I in savski prelom II zaradi vzdolžnega striga, je neotektonski savski prelom nastal zaradi vertikalne inverzne kompresije. Pri tem se je jugozahodno krilo močno ugreznilo. Med Gornjesavsko dolino, Jesenicami in Stahovico je prevzel staro traso, od Stahovice proti Novemu mestu pa se je trasa na novo formirala (U. Premru, 1976). Prednarivni savski prelom II je transkurentni prelom z značilno spremembo prvotne NW-SE smeri v njegovem severozahodnem delu v smer W-E v njegovem vzhodnem delu. Ob njem se je prehod med savinjsko in gorenjsko cono premaknil v desno za okoli 80 km proti NE. Isti prehod med obema conama je v Julijskih

Alpah na Mežaklji, v Savinjskih Alpah pa okoli Krvavca. Na področju Krvavca znaša vertikalni premik ob savskem prelomu II po stratigrafskih podatkih okoli 1200 m. Ugreznilo se je južno krilo. V dolini Črne je skok še večji, ker so bila velika vertikalna ugrezanja ob pravokotno potekajočem kamniškem prelomu. Vertikalni premik znaša tod okoli 2600 m; ugreznjeno je prav tako južno krilo.

Sovodenjski prelom z desnim premikom poteka v krinskem narivu, njegov večji del je pokrit s krinsko-žirovskim narivom. Idrijska cona je bila ob njem premaknjena za okoli 25 km proti NW. V selškem narivu je ohranjen del škofje-loškega preloma, ki loči slovensko in gorenjsko cono. Horizontalni premik ob njem je za sedaj težko določiti, znaša pa najmanj 12 km v desno. Po smeri in premiku bi lahko pripadal tudi sistemu transkurentnih prelomov Savinjskih in Julijskih Alp, ker je z njimi vzporeden in ima prav tako desni horizontalni premik.

K transkurentnemu sistemu prelomov štejem tudi kamniški in savinjski prelom. Kamniški prelom gre pravokotno na savski prelom. Njegova smer je N-S. Ob njem so bili v prednarivnem obdobju premiki vertikalni. Poteka prav tako v savinjskem narivu in je bil v neotektonskem obdobju ponovno aktiviran. Ob njem se je področje Krvavca ugreznilo glede na Veliko planino za približno 1400 m.

Sistem transkurentnih prelomov spremlja periadriatski lineament. Njihova zadnja aktivnost se je v mnogo manjši meri manifestirala v neotektonskem obdobju v šoštanjanskem, smrekovškem, ljutomerskem, ormoškem in donačnem prelomu (Premru, 1976), ki pa leže severno od obravnavanega ozemlja.

V Podvolovljeju poteka pod terciarnimi kameninami v savinjskem narivu podvoloveljski prelom, ki je bil prav tako ponovno aktiviran v neotektonskem obdobju. Ob njem se je premaknil prehod savinjske cone v gorenjsko cono v levo za okoli 25 km proti NE. Istočasno se je zahodno krilo dvignilo za okoli 1400 m. Njegovo nadaljevanje je v erodiranem delu selškega nariva, kjer je z levim premikom premaknil slovensko cono za najmanj štiri km, verjetno pa precej več. Drugo njegovo nadaljevanje je v pokritem severnem delu ortneškega nariva, kjer je odrezal idrijsko cono. Njegovo nadaljevanje je zaradi horizontalnih premikov ob sovodenjskem prelomu treba iskati v cerkniškem narivu pod idrijsko luskasto zgradbo. Podvoloveljski prelom je po vsej verjetnosti reaktiviran transformni prelom. Vzporeden je zagrebškemu transformnemu prelomu, le da ima nasprotno usmerjen premik. Prav tako mu pojema intenzivnost od NE proti SW. Po tem sklepam, da je moral biti aktiviran že v obdobju diferenciacije geosinklinalnega prostora Južnih Alp in Dinaridov. V razmerju do drugih prednarivnih prelomov ima starejšo in mlajšo fazo aktivnosti.

Obdobje aktivnosti prednarivnih prelomov je težko točneje določiti. Ker je bila 1. faza narivanja v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom, lahko postavim aktivnost prednarivnih prelomov v dobo pred srednjim eocenom. Na to kaže enak facies srednjeoligocenskih sedimentov na obeh straneh kamniškega in podvoloveljskega preloma, medtem ko so bile geosinklinalne strukturne enote vključno senonske zaradi prednarivne prelomne aktivnosti premaknjene. Na podlagi teh skopih podatkov datiram njihovo aktivnost z laramijsko orogenetsko fazo med koncem senonske stopnje in začetkom srednjeeocenske epohe. Verjetno se to obdobje ujema z emerzijo med kredno in paleogensko periodo, ko je nastajal boksit. Starejše paleogenske plasti

so na Primorskem in Notranjskem razvite kot sladkovodni in brakični apnenec s premogom liburnijske stopnje. Nato je polagoma prevladal morski razvoj miliolidnega in alveolinskega apnenca (M. Pleničar, A. Polšak, D. Šikić, 1973, D. Šikić, M. Pleničar, 1975). Na Brkinskem so izrazite fosilne strme obale (D. Šikić, M. Pleničar, 1975), ki kažejo na močne prelome. V Istri kažejo stratigrafske razmere (K. Drobne, 1979) na tektonska dogajanja med koncem senonske stopnje in začetkom eocenske epohe. O tektonski aktivnosti ozemlja pričajo sladkovodne in brakične plasti ter breče. Po stratigrafskih podatkih lahko datiram aktivnost prelomov med koncem krede in začetkom cuisija, kar bi ustrezalo laramijskim fazam. V jugozahodnem delu ozemlja so torej prevladovali prelomi NW—SE s horizontalnimi levimi in desnimi premiki ter bočnimi pritiski, ki so vzporedni s smerjo prelomov. Lahko bi jih primerjal s 5. neotektonsko fazo, le da so bili premiki veliko močnejši. Na severnem delu ozemlja prevladuje transkurentni sistem prelomov, ki bi ga lahko primerjal z aktivnostjo 7. neotektonske faze (U. Premru, 1976). Oba sistema prelomov sta bila aktivna v istem obdobju, kar velja tudi za obe prej omenjeni fazi v neotektonskem obdobju med srednjim in zgornjim pliocenom. Gre torej za nasledstveni tip disjunktivne tektonike. Med opisanimi prelomi kaže določene posebnosti podvoloveljski prelom. Gre za transformni prelom, ki je premaknil strukturne cone alpiškega geosinklinalnega ciklusa. Njegova smer je NE—SW. V Zunanjih Dinaridih poteka pravokotno na strukturne cone, v Južnih Alpah pa diagonalno, ker se tod strukture obrnejo proti vzhodu. Poleg neotektonske aktivnosti nekaterih njegovih delov je očitna tudi aktivnost v laramijskih fazah in še starejših v tektonsko najaktivnejšem obdobju diferenciacije alpiške epigeosinklinale.

### Mezozojske strukture, terciarna narivna zgradba in neotektonika

Najlabilnejši del alpiške geosinklinale na slovenskem ozemlju je evgeosinklinala Južnih Alp, ki je nastala v geosinklinalnem ciklusu po diferenciaciji enotnega skitskega in spodnjejanizičnega epikontinentalnega šelfa. Ta labilnost se je odrazila tudi v tardigeosinklinalnem ciklusu, ko se je v rodanski fazi epievgeosinklinalni prostor Južnih Alp narinil na stabilnejši miogeosinklinalni prostor Zunanjih Dinaridov. Nasledstveni tip tektonike se je uveljavil tudi v postgeosinklinalnem ciklusu — v neotektonskem obdobju. Posebno lepo je vidna nasledstvena tektonika v 1. neotektonskem ciklusu, ko se je v 6. fazi v zgornjepliocenski epohi narivna zgradba Južnih Alp zaradi bočnih pritiskov N—S nagubala. Na temenih gub so nastali gravitacijski prelomi, na krilih pa reverzni prelomi s smerjo W—E. Zunanji pritiski so bili enako usmerjeni kot pri narivanju, vendar so bili precej šibkejši, tako da do narivanja ni prišlo (U. Premru, 1976). Neotektonska meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi se ne sklada z mejo narivne zgradbe, še manj pa s strukturno facialno mejo. Narivi Južnih Alp leže nekaj 10 km proti jugu na Zunanjih Dinaridih. Neotektonska zgradba je sledila na jug narivom Južnih Alp. Šla pa je še nekoliko kilometrov dlje proti jugu. Tektonizacija je poleg postopnega bočnega stiskanja ozemlja povzročila tudi postopen pritisk epigeosinklinalnega prostora Južnih Alp na Zunanje Dinaride.

V neotektonsko obdobje uvrščam del postgeosinklinalnega ciklusa alpiške orogeneze od srednjega pliocena do danes. Neotektonska aktivnost se je pričela

konec spodnjepliocenske penepelenizacije, ko je bil penepelen razkosan na grude. Prevladovala je disjunktivna tektonika. Gubanje je spremljalo le nekaj najmočnejših neotektonskih faz, medtem ko se je narivanje uveljavilo v zelo majhni meri in še to lokalno.

### Meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi ter njihovo razpiranje

Mejo med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi sem postavil po B. Čiričevi (1974) razdelitvi Dinaridov na Notranje in Zunanje Dinaride; Notranjim Dinaridom pripada epievgeosinklinala, Zunanjim Dinaridom pa epimiogeosinklinala. Meja med obema je vmesni triadno-jurski karbonatni šelf, ki se nekoliko odraža še v kredi. Prav tako kot si sledi normalno bočno zaporedje faciesov iz epimiogeosinklinalne prek vmesnega karbonatnega šelfa v epievgeosinklinalo, oziroma Zunanjih Dinaridov v Notranje, analogno Zunanji Dinaridi bočno prehajajo v Južne Alpe.

Meja med Zunanji Dinaridi in Južnimi Alpami se je začela oblikovati že v spodnjem delu skitske stopnje. V Zunanjih Dinaridih je prevladoval lagunarni in plitkomorski facies klastitov s peščenimi sipinami in evaporitnimi lagunami, v Južnih Alpah pa karbonatni sediment nekoliko globljega morja z oolitnimi plitvinami odprtega šelfa. V spodnjejanizični stopnji je bil na področju Južnih Alp globlji odprti karbonatni šelf, v Zunanjih Dinaridih pa plitvomorski zaprti šelf z lagunami in blatnimi plitvinami, na meji pa tudi z oolitnimi plitvinami. Najbolj očitna razlika je nastopila v zgornjejanizični in spodnjeladinski stopnji, ko se je v Južnih Alpah formirala epievgeosinklinala, v Zunanjih Dinaridih pa epimiogeosinklinala. Pokazala se je tudi razlika v paleogeografskih razmerah na obeh straneh podvoloveljskega preloma. Zahodno od njega je v slovenski in gorenjski coni enotna epievgeosinklinala, ki je vztrajala do spodnje jure, vendar se je v zgornjeladinski, noriški in retski stopnji zožila na slovensko cono. Vzhodno od preloma je bila zgornjejanizična in spodnjeladinska epievgeosinklinala razdeljena z vmesnim karbonatnim šelfom. Epievgeosinklinalna sedimentacija je bila prekinjena z zgornjeladinsko in noriško-retsko karbonatno-šelfno sedimentacijo ter karnijsko karbonatno-šelfno in epimiogeosinklinalno sedimentacijo. Kratek čas se je epievgeosinklinala aktivirala zopet v spodnji juri. V Zunanjih Dinaridih se je menjavala epimiogeosinklinalna sedimentacija s karbonatno-šelfno. V zgornjejanizični in spodnjeladinski stopnji je bila epimiogeosinklinala, v zgornjeladinski, noriški in retski stopnji karbonatni šelf, v karnijski stopnji in spodnji juri pa epimiogeosinklinala in karbonatni šelf. V srednji in zgornji juri se je v Južnih Alpah preoblikovala epievgeosinklinala v epimiogeosinklinalo, v Zunanjih Dinaridih pa je bila karbonatno-šelfna sedimentacija, ki je trajala še v kredi. Meja med obema enotama je vidna še v kredi; v spodnji kredi sta nastala zahodno od podvoloveljskega preloma dva flišna jarka, vzhodno pa trije. V Južnih Alpah se je zahodno od podvoloveljskega preloma pričela v internem delu selške podcone in v slovenski coni pelagična flišna sedimentacija že v berriasijski stopnji. Vzhodno od njega se je pričela flišna sedimentacija v aksialnem delu selške podcone sredi spodnje krede. Vzpono redno z njo pa se je pričela flišna sedimentacija v istem obdobju tudi v zagorski podconi. V Zunanjih Dinaridih je nastal flišni jarek v zasavski podconi prav tako sredi spodnje krede. Iz opisanih flišnih miogeosinklinal so se zaradi tektonskih procesov jarki bočno širili do konca krede, v Zunanjih Dinaridih pa tudi še



v paleocenu in eocenu. Pri širjenju flišne sedimentacije je najdlje vztrajala ljubljanska cona, tj. mejna cona med Zunanjimi Dinaridi in Južnimi Alpami. Posamezne dele cone je flišna transgresija zajela šele v zgornjem maastrichtu. V tem delu Slovenije tudi poznejša sedimentacija terciarne notranje molase ni prešla mejne cone med Južnimi Alpami in Zunanjimi Dinaridi.

Meja med obema glavnima tektonskima enotama je bila torej skoraj v celotni mezozojski eri dokaj stalna in očitna. Opazna je bila tudi še v terciarju. Kot dokaj stabilna gruda je kljubovala močnim tektonskim procesom v obeh glavnih obdobjih alpidске orogeneze — v geosinklinalnem in tardigeosinklinalnem ciklusu. Šele močna postgeosinklinalna tektonizacija jo je delno uničila, ko je bolj aktiven epievgeosinklinalni prostor Južnih Alp s svojimi značilnimi strukturami prešel konec miocena in v pliocenu na epimiogeosinklinalni prostor Zunanjih Dinaridov.

Po geomagnetnih meritvah naj bi se bila cepitev orogena na Alpe in Dinaride pričela šele v eocenu. Razpored strukturnih con pa kaže, da se je cepitev pričela že v zgornjeazijski in spodnjeladinski stopnji in se nadaljevala v karnijski stopnji in spodnji juri. Značilno pa je, da se cepitev javlja zahodno od podvoloveljskega preloma. Pri tem se že kaže razlika v usmerjenosti južnoalpskih in zunanjedinarskih struktur in razširjanje epigeosinklinalnega prostora vzhodno od podvoloveljskega preloma (sl. 1). Tako se vzhodno od preloma v Zunanjih Dinaridih izklinja trebanjska podcona od vzhoda proti zahodu. V epievgeosinklinali Južnih Alp pa se v gorenjski coni vrineta limbarska in zagorska podcona. Verjetno se dalje proti vzhodu vrivajo še nove podcone. Najbolj značilna je paleogeografska rekonstrukcija v spodnji juri, ko se zahodno od podvoloveljskega preloma združita epikontinentalni karbonatni šelf in vmesni karbonatni šelf, ki loči epimiogeosinklinalo od epievgeosinklinalne, ker se spodnjejurska epimiogeosinklinala trebanjske podcone izklinja proti zahodu. Kaj je povzročilo cepitev, lahko le domnevamo. Verjetno je bila to posledica razširjanja oceanske plošče na severu v geosinklinalnem ciklusu ob sočasnem delovanju jadranske plošče na jugozahodu (A. G. Smith, 1976, J. E. T. Chanell, F. Horvath, 1976), ali pa predpostavljena desna rotacija Balkanskega polotoka (S. W. Carey, 1958) ob levi rotaciji Apeninskega polotoka (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977).

### Strukturno-facialne enote in tektonika plošč

Teorija tektonike plošč loči troje vrst plošč — kontinentalno, oceansko in prehodno oceansko ploščo. Za kontinentalno ploščo je značilna kristalinska osnova in sedimenti marginalnih geosinklinalnih pasov ter epigeosinklinalni pokrov, ki sestoji iz karbonatnih šelfov, epimiogeosinklinal in epievgeosinklinal. Oceanska plošča ima simatično osnovo in simatični pokrov. Simatična osnova vsebuje mafite in ultramafite, ki pretrpe zaradi notranje deformacije določene spremembe. Simatični pokrov vsebuje amfibolit in eklogit. Pri razvoju Preneotetide in Neotetide so nastale metamorfne kamenine leptoevgeosinklinalnega jarka s poznejšim kontaktno metamorfnim vplivom granodioritov. Prehodna oceanska plošča ima v osnovi prekambrijski simatični fundament. Paleozojske formacije Preneotetide so nastale na oceanski plošči. V conah, ki jih spremljajo paleozojski granodioriti in vulkaniti so bili stari otočni loki, medtem ko ni prišlo do popolne



sialične mobilizacije. V mezozoiku je prišlo do delne kratonizacije. Mladoalpid-ska tektonizacija je močno reducirala prehodno oceansko ploščo (V. Aleksić in sodel., 1974).

#### *Položaj osrednje Slovenije v alpidskem orogenu*

Facialno zaporedje in rekonstruirane paleogeografske razmere dopuščajo trditev, da je pripadalo ozemlje osrednje Slovenije kontinentalni plošči. Mladopaleozojski molasni sedimenti geološke podlage so pripadali marginalnemu pasu Preneotetide. Epigeosinklinalni pokrov Neotetide sestoji iz karbonatnih šelfov, epimiogeosinklinal in epievgeosinklinal. Pri tem tvorijo Zunanji Dinaridi in Južne Alpe nedeljivo enoto v nasprotju z modelom, ki ga je postavil S. W. Carey (1958). Kontinentalna plošča je del jadranske plošče (M. D. Dimitrijević, 1974, M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977, M. Boccaletti, G. Guazzone, P. Manetti, 1974, 1977, J. E. T. Chanell, F. Horvath, 1976), ki jo nekateri avtorji imenujejo apulijska plošča (J. F. Dewey in sodel., 1973) ali afriško-apulijski kraton (J. Descourt, 1970). Kontinentalna plošča s svojim epigeosinklinalnim pasom v Sloveniji ne sega samo do zgornjejurskega in spodnjekrednega flišnega jarka slovenske cone kot navaja V. Aleksić s sodelavci (1974) za Hrvatsko, Bosno in Črno goro, ampak še prek njega do severnega roba savinjske cone s staromezozojskim karbonatnim šelfom, kar se sklada z interpretacijo J. F. Deweya in sodelavcev (1973), da so bili Italodinaridi periferija posebne mikroplošče do periadrijskega lineamenta. Razlika je v tem, da je bila v Notranjih Dinaridih dvojna subdukcijska cona z vmesnim marginalnim oceanom, medtem ko je bila v periadriatskem lineamentu samo ena subdukcijska cona (sl. 10).

Osrednja Slovenija in ozemlje severno od nje do periadrijskega lineamenta je pripadalo v mlajšem paleozoiku in mezozoiku epigeosinklinalnemu pasu Italodinaridov na jadranski plošči v sklopu sistema afriških plošč. V osrednji Sloveniji je nastal v skitski stopnji epikontinentalni šelf, ki je prešel v spodnjem delu anizične stopnje v epigeosinklinalni karbonatni šelf. V zgornjeanizični in spodnjeladinski stopnji se je epigeosinklinala diferencirala v marginalno morje z epievgeosinklinalo in epimiogeosinklinalo, ki ju je ločil vmesni karbonatni šelf. V aksialnem delu epigeosinklinalne je prišlo do začetne faze razpiranja marginalnega morja. Širjenje oceanske plošče Neotetide se je odrazilo tudi v njenem marginalnem morju na območju Južnih Alp. Na drugo fazo širjenja kaže slaba vulkanska aktivnost v Južnih Alpah v spodnji juri. V kredi so se pričeli oblikovati flišni jarki z vmesnimi nagubanimi loki, v kenozoiku pa flišni jarki ob kontinentalnem robu in marginalni bazen z molasno sedimentacijo ter vmesnimi nagubanimi in narivanimi loki. Konec kenozoika je sledila močna splošna tektonizacija. V celotnem razvoju se kažejo določene razlike vzhodno in zahodno od podvoloveljskega preloma, ki je del sistema alpskih in dinarskih transformnih prelomov z levim premikom, diagonalnih na epigeosinklinalne strukture (sl. 1 in 10). Za razliko od zagrebškega preloma je danes manj evidenten, ker se je njegova aktivnost končala na prehodu iz krede v terciar in so ga v terciarni periodi zbrisali transformni prelomi in narivi. Zagrebški prelom pa je bil aktiven še pozneje in se je vklopil v sistem transkurentnih prelomov z desnimi premiki, ki so premaknili Južne Alpe do karpatskega loka. Verjetno je podvoloveljski prelom identičen s prelomom Ljubljana—Dunaj, ki so ga po-

stavili v svoj mobilistični model M. Boccaletti in sodelavci (1972, 1974, 1977). V kredni periodi in eocenski epohi je ločil betijsko-alpsko območje na zahodu in dinarsko-helenidsko na vzhodu. Pri krčenju oceanske plošče je na betijsko-alpskem območju nastala ob severno konvenksnih lokih subdukcija z generalnim vpadom proti jugu. Na dinarsko-helenidskem območju sta bila dva oceana; eden izmed obeh je imel zvezo z betijsko-alpskim oceanom. Širjenje in krčenje dinarsko-helenidskih oceanov je bilo močnejše kot v betijsko-alpskem. Razlika je opazna tudi pri nastajanju in širjenju terciarnih marginalnih bazenov (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977).

Zaradi razlik v paleogeografskem razvoju in v geodinamičnem modelu lahko razdelimo epigeosinklinalo Južnih Alp na dva dela. Zahodno od podvoloveljskega preloma se razteza slovenski epigeosinklinalni pas z značilnim razvojem slovenske cone, vzhodno od preloma pa karantanski epigeosinklinalni pas z značilno diferenciacijo gorenjske cone, ki sega do zagrebškega preloma (sl. 2). Na severu omejuje oba pasova periadriatski lineament. Zunanji Dinaridi, ki jih podvoloveljski in zagrebški prelom nista prizadela, tvorijo enoten zunanjedinaridski epigeosinklinalni pas.

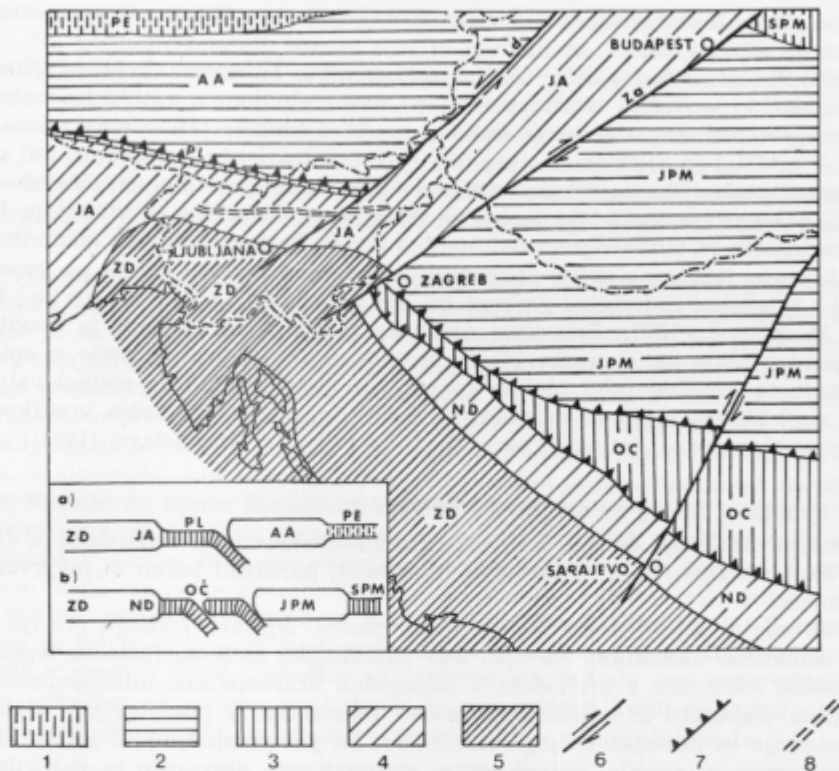
#### *Primerjava s tektonskimi enotami sosednjih dežel*

Nadaljevanje Južnih Alp vzhodno od zagrebškega preloma je treba iskati v srednjetriadni vulkanogeno-sedimentni formaciji Notranjih Dinaridov. Mejna cona med Notranjimi in Zunanji Dinaridi je po B. Čiriću (1974) vmesni karbonatni šelf s plitvomorsko sedimentacijo od srednje triade do jure. V Sloveniji je mejna cona identična z ljubljansko cono.

Periadriatski lineament predstavlja danes popolnoma konzumirano oceansko ploščo marginalnega oceana, ki je v posameznih obdobjih razvoja pretrpela močne intruzije in tektonizacijo. Periadriatski lineament ima subdukcijski tip metamorfizma brez ofiolita. Subdukcija, združena s kalcijevo-alkalno magmatisko aktivnostjo, je šla v spodnji kredi v Zahodnih Alpah proti jugu pod Južne Alpe (G. V. Dal Piaz, W. G. Ernst, 1979, M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977), v Vzhodnih Alpah pa verjetno proti severu (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977). Stopnja metamorfoze v periadriatskem lineamentu kaže v območju subdukcije še na razkosavanje v času luskanja, ki se je dogajalo med konvergenco in pri poznejšem dviganju (G. V. Dal Piaz in sodel., 1972).

Po D. Tollmannu (1978) in W. Frischu (1977, 1979) je bila subdukcija v periadriatskem lineamentu predgosavska. Južne Alpe in Avstroalpidi so tvorili enotno kontinentalno ploščo. D. Tollmann (1978) je uvrstil med drugim tudi Dinaride in Južne Alpe na stanjšano kontinentalno ploščo, imenovano Kreios. Proti njegovi interpretaciji govori med drugim dejstvo, da stanjšana kontinentalna plošča zahteva metamorfozirane in hidrotermalno spremenjene mezozojske kamenine, v Dinaridih in Južnih Alpah pa teh z izjemo ozkega pasu v ladinski stopnji slovenske cone in aksialnega dela selške podcone ni nikjer zaslediti. Celotna sedimentacija kaže na pravo kontinentalno ploščo.

Jugovzhodno od zagrebškega preloma — verjetno pa tudi vzhodno od podvoloveljskega preloma — bi severni dinarski pas lahko označili kot oceansko ploščo, analogno periadriatskemu lineamentu (V. Aleksić in sodelavci, 1974). Severni dinarski pas obsega večji del Notranjih Dinaridov, vendar ni tako



Sl 10. Tipi litosfere na področju Slovenije in sosednjih dežel

Fig. 10. The types of the lithosphere in Slovenia and in the neighboring lands

1 in 3 oceanska litosfera: PE Peninik, SPM severnopanonski masiv, PL periadriatski lineament, OC ofiolitna cona

2 prehodna oceanska litosfera: AA Avstroalpidi, JPM južnopanonski masiv

4 in 5 kontinentalna litosfera: JA Južne Alpe, ND Notranji Dinaridi, ZD Zunanji Dinaridi

6 transformni prelom: Ld podvoloveljski prelom = prelom Ljubljana—Dunaj, Za zagrebški prelom

7 Subdukcijske cone v obdobju zg. jura-kreda

8 Razporni jarek marginalnega morja v ladinjski stopnji

Shematični položaj kontinentalnih in oceanskih plošč v zg. juri in kreda, a betijsko-alpskega loka, b dinarsko-helenidskega loka

1 and 3 oceanic lithosphere: PE Penine, SPM North Pannonian massif, PL Periadriatic lineament, OC ophiolitic zone

2 transitional oceanic lithosphere: AA Austro-Alpides, JPM South Pannonian massif

4 and 5 continental lithosphere: JA Southern Alps, ND Inner Dinarides, ZD Outer Dinarides

6 transform fault: Ld Podvolovljek fault = Ljubljana—Vienna fault, Za Zagreb fault

7 Subduction zones during the Upper Jurassic and Cretaceous periods

8 Paleorift of the marginal sea during the Ladinian stage

General features of the continental and ocean plates during the Upper Jurassic and Cretaceous periods a Betis-Alpine range, b Dinaric-Hellenic range

konzumiran in tektoniziran kot periadriatski lineament. V tej smeri so potrebne dodatne študije (sl. 10).

Prehodno oceansko ploščo tvorijo metamorfne kamenine Pohorja, Strojne in Kozjaka, ki v širšem smislu pripadajo Avstroalpidom z najbližjim nadaljevanjem proti vzhodu v gorovju Bakony na Madjarskem (M. Sandulescu, 1978). V podlagi je kristalinik z granodioriti, metabaziti in predgranitnimi visokotemperaturnimi spremembami, verjetno predkambrijske starosti. Slede amfibolitni, eklogitni in epidotski facies. V starejšem paleozoiku prevladujejo filiti, nato pa klastiti in vulkanogeno-sedimentna serija. Permotriada ima epikontinentalne klastite, triada neritične karbonatne kamenine, zgornja kreda pa gosavski razvoj z vmesnimi rudistnimi grebeni (A. Hinterlechner-Ravnik, 1971, 1973, P. Mioč, 1977). Prehodna oceanska plošča Avstroalpidov je razvita iz leptogeosinklinale na oceanski plošči prek mezozojske kratonizacije v epigeosinklinalo na kontinentalni plošči. Vzhodno in jugovzhodno od podvoloveljskega in zagrebškega preloma se nadaljuje prehodna oceanska plošča v makedonsko-panonskem pasu, kot so ga označili V. Aleksić in sodelavci (1974).

### Sklep

Ozemlje Slovenije se deli na naslednje tektonske enote: Avstroalpidi, Južne Alpe, Zunanji Dinaridi, periadriatski lineament, panonski bazen in pliokvartarne udorine.

Avstroalpidi so del prehodne oceanske plošče. Njihovo podlago tvorijo mafitske simatične kamenine. Na njih leže paleozojske metamorfozirane leptogeosinklinalne kamenine s prehodom v nepopolno kratonizirane mladopaleozojske kamenine. Pelagični in neritični sedimenti mezozoika že predstavljajo alpidsko kratonizacijo in nastajanje epigeosinklinale. Za postgeosinklinalni ciklus alpidске orogeneze so značilni subsekventni magmatizem, narivanje in več kilometrski desni, pozneje tudi manjši levi premiki ob transkurentnih prelomih.

Južne Alpe in Zunanji Dinaridi so pripadali epigeosinklinalnemu delu kontinentalne jadranske plošče. Njihova podlaga sestoji iz kristalinika, na njem pa slede epigeosinklinalni sedimenti variscične in alpidске orogeneze. Južne Alpe predstavljajo epievgeosinklinalni, Zunanji Dinaridi pa epimiogeosinklinalni del kontinentalne plošče. Južne Alpe so ekvivalent Notranjih Dinaridov, vendar se od njih razlikujejo po litološkem in paleogeografskem razvoju. V tardigeosinklinalnem ciklusu je nastalo več vzporednih flišnih jarkov, v postgeosinklinalnem ciklusu so sledili večfazno narivanje in kilometrski desni premiki ob transkurentnih prelomih.

Periadriatski lineament predstavlja danes popolnoma konzumirano oceansko ploščo; za njegov razvoj so značilne močne magmatske intruzije in tektonizacija. V tardigeosinklinalnem ciklusu alpidске orogeneze je bil osrednja cona transkurentnih prelomov, konec ciklusa pa izvorna cona narivov. Severno od lineamenta je bilo narivanje proti severu, južno od lineamenta proti jugu.

Panonski bazen je nastal v tardigeosinklinalnem ciklusu alpidске orogeneze. Njegovo podlago tvorijo tektonske enote Avstroalpidov, Južnih Alp, Zunanjih Dinaridov in periadriatskega lineamenta. Predstavlja periadriatski marginalni bazen z notranjo molaso.

Pliokvartarne udorine so nastale v zadnji fazi tektonizacije alpidskega orogena zaradi neotektonskih premikanj in večfaznega ugrezanja ob prelomih.

Osrednja Slovenija pripada delno Južnim Alpam in delno Zunanjim Dinaridom. Na podlagi facialnih analiz sem jo razdelil na strukturno-facialne enote. Južne Alpe sem razdelil na savinjsko, gorenjsko in slovensko cono, Zunanje Dinaride pa na idrijsko in furlansko cono. Posamezne cone sem razdelil še na podcone. Mejo med Južnimi Alpami in Zunanjimi Dinaridi tvori ljubljanska cona, ki je predstavljala v triadni in jurski periodi stabilni karbonatni šelf med epievgeosinklinalnim prostorom na severu in epimiogeosinklinalnim prostorom na jugu. Njena stabilnost se je odrazila še v spodnji in zgornji kredi, ko so nastajali flišni jarki.

Palinspastična razvrstitev con in podcon kaže na transformni podvoloveljski prelom z levim premikom, ki je delno identičen s prelomom Ljubljana—Dunaj. Danes je na površju viden samo v Podvolovljeku, medtem ko je drugod prekrit z mlajšimi narivi in premaknjen desno ob transkurentnih prelomih, ki obdajajo periadriatski lineament v široki coni. Po nastanku in funkciji je podoben zagrebškemu prelomu. Zahodno od podvoloveljskega transformnega preloma je najbolj značilna slovenska cona, ki jo vzhodno od preloma nadomesti gorenjska cona. V slovenski coni je trajala evgeosinklinalna sedimentacija od zgornjeanižne stopnje do konca langobardske podstopnje, ko je prešla v zgornji triadi v miogeosinklinalno sedimentacijo in za kratek čas prek spodnjekjurske evgeosinklinale v jursko in spodnjekredno miogeosinklinalo ter končno v zgornjekredno flišno miogeosinklinalo. V gorenjski coni so se menjavala obdobja evgeosinklinalne, miogeosinklinalne in karbonatnošelfne sedimentacije. V evgeosinklinali so bili tudi vmesni karbonatni šelfi. Značilne so prve flišne miogeosinklinale v spodnji kredi. Zahodno od preloma sta nastala dva vzporedna flišna jarka, vzhodno od preloma pa trije, ki so se v zgornji kredi postopno z bočnim napredovanjem združili in razširili v enotno flišno miogeosinklinalo.

Na podlagi teh razlik smo razdelili ozemlje v tri epigeosinklinalne pasove. V Južnih Alpah se razteza zahodno od podvoloveljskega preloma slovenski epigeosinklinalni pas, vzhodno od preloma pa karantanski epigeosinklinalni pas. Zunanji Dinaridi, do katerih ne seže več v tolikšni meri vpliv podvoloveljskega preloma, pa so v enotnem zunanjedinarskem epigeosinklinalnem pasu.

Razporeditev strukturno-facialnih enot jasno kaže na cepitev epigeosinklinalnega prostora Južnih Alp od Zunanjih Dinaridov. Cepitev je najbolj opazna v ladinski in karnijski stopnji, spodnji juri in kredi. Vzrok cepitve je levi premik transformnega podvoloveljskega preloma in z njim zvezano povečano širjenje epigeosinklinalnega področja vzhodno od preloma. Zaradi te razširitve so nastale v gorenjski in idrijski coni nove podcone, ki segajo do podvoloveljskega preloma ali pa se v njegovi neposredni bližini izklinjajo od vzhoda proti zahodu.

V ladinski stopnji in v spodnji juri kaže epigeosinklinalni prostor Južnih Alp najmočnejšo fazo širjenja, ki je po vsej verjetnosti v tesni zvezi s širjenjem oceanske plošče Peninika. Ekstenzija se odraža na obeh straneh podvoloveljskega preloma. V slovenski coni in v aksialnem delu selške podcone, ki pripada gorenjski coni, so regionalno nizko metamorfozirane in hidrotermalno spremenjene kamnine keratofirsko-spilitne asociacije. Metamorfoza je nastala zaradi obtežitve, hidrotermalne spremembe pa zaradi zemeljskega toplotnega toka. V ozkem pasu razporejene kamnine kažejo na začetno fazo razpornega jarka marginalnega morja. Južno in severno od razpornega jarka se je formiral greben



pelagičnega apnenca. V nekoliko manjši meri kaže tudi spodnjejurski vulkanizem v istih conah na manjše širjenje marginalnega morja.

Na podlagi strukturno-facialnih enot sem določil tudi prednarivne prelome, ki so večinoma nastali v laramijski orogenetski fazi med koncem senona in začetkom cuisija. Na področju Južnih Alp so delovali transkurentni prelomi z desnimi premiki, na področju Zunanjih Dinaridov pa prelomi s horizontalnimi desnimi in levimi premiki. K transkurentnim prelomom štejem prednarivno aktivnost savskega, savinjskega in kamniškega preloma, k prelomom z levim ali desnim horizontalnim premikom pa idrijski, ratitovski, blejski, sovodenjski in škofjeloški prelom. Vsi so bili ponovno aktivirani v neotektonskem obdobju. Prav sistem transkurentnih prelomov je povzročil večstokilometrski desni premik Južnih Alp v karpatski lok.

Ozemlje osrednje Slovenije je pretrpelo v tardigeosinklinalnem ciklusu dvoje najmlajših faz narivanja. Na področju Zunanjih Dinaridov je bilo zadnje narivanje v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom, na področju Južnih Alp pa v rodanski orogenetski fazi na prehodu miocena v pliocen. Cerkniška, blegoška in kamniška luskasta zgradba so nastale med oligocenom in koncem tortona. Narivne tektonske enote se povsem ne skladajo s strukturno-facialnimi enotami alpidskega geosinklinalnega ciklusa. Južnoalpske strukturno-facialne enote so narinjene za več deset kilometrov na strukturne enote Zunanjih Dinaridov, zato sega južnoalpska narivna zgradba precej daleč v strukturno-facialne enote Zunanjih Dinaridov. Na zahodnem delu ozemlja so narivi obeh faz, zato ima to ozemlje alpsko-dinarsko narivno zgradbo.

Najbolj labilni del ozemlja je evgeosinklinalni prostor Južnih Alp, ki je nastal v geosinklinalnem ciklusu in je v obdobju tektonizacije doživel največje deformacije. Po triadnem in spodnjejurskem širjenju je bil ob snopu desnih transkurentnih prelomov premaknjen proti SE oziroma E, nato pa zaradi gubanja in narivanja močno stisnjen. Nasledstveni tip tektonike se je uveljavil v postgeosinklinalnem ciklusu — v neotektonskem obdobju. Neotektonska meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi se ne ujema z mejo narivne zgradbe, še manj pa z mejo strukturno-facialnih enot. Meja je med tardigeosinklinalnim in postgeosinklinalnim ciklusom vedno bolj napredovala proti jugu, tako da leže narivi Južnih Alp nekaj deset km južneje od meje strukturno-facialnih enot, značilni neotektonski prelomni sistemi pa še nekaj kilometrov južneje od meje narivne zgradbe.

## Geologic structure of Central Slovenia

### Summary

The region of Slovenia consists of the following tectonic units: Austroalpin, Southern Alps, Outer Dinarides, Periadriatic Lineament, Pannonian basin, and Plioquaternary fault basins.

The Austroalpin is part of the transitional oceanic plate (fig. 10). Its basement composed of simatic mafite rocks is overlain by Paleozoic metamorphic leptogeosynclinal rocks, passing into partly cratonized Upper Paleozoic rocks. Pelagic and neritic Mesozoic sediments represent already alpidic cratonization, and the start of forming an epigeosyncline. The postgeosynclinal cycle of the Alpine



orogeny is characterized by subsequent magmatism, overthrusting, and large scale right lateral separation followed by small scale left lateral separation along transcurrent faults.

The Southern Alps as well as the Outer Dinarides are related to the epigeosynclinal part of the continental Adriatic plate. Their basement composed of the crystalline rocks is overlain by epigeosynclinal sediments of the Variscan and Alpine orogeny. The Southern Alps represent the epieugeosynclinal, the Outer Dinarides the epimiogeosynclinal part of the continental plate. The Southern Alps are an equivalent of the Inner Dinarides, but differ from them by their lithological and paleogeographic features. During the tardygeosynclinal cycle several parallel Flysch troughs were formed; during the postgeosynclinal cycle followed several phases of overthrusting and large scale right lateral separations along transcurrent faults.

Today, the Periadriatic Lineament is a completely consumed oceanic plate; its development is characterized by strong magmatic intrusions and tectonic deformations. During the tardygeosynclinal cycle of the Alpine orogeny, it was the central zone of transcurrent faults, at the end of the cycle, however, the root zone of overthrusts. In the north of the Lineament thrusting was directed northwards, in the south of the Lineament southwards.

The Pannonian basin originated in the tardygeosynclinal cycle of the Alpine orogeny. Its basement are the tectonical units of Austroalpin, Southern Alps, Outer Dinarides and Periadriatic Lineament. It represents the marginal periadriatic basin with inner molasse. During the postgeosynclinal cycle it underwent strong tectonic processes: faulting, folding and overthrusting.

The Plioquaternary fault basins originated in the last phasis of tectonic deformation of the Alpine orogen due to gradual subsiding along faults.

The Central part of Slovenia belongs partly to the Southern Alps and partly to the Outer Dinarides. By means of the facies analysis the author divides it to structure-facies units (figs. 1 and 2). The Southern Alps are here divided into the Savinja, Upper Carniola, and Slovene zones; the Outer Dinarides into the Idrija and Friuli zones. The individual zones are subdivided into subzones. The Ljubljana zone serves to indicate the boundary between the Southern Alps and the Outer Dinarides. During the Triassic and Jurassic ages there a stable carbonate platform was bordered by a more mobile epieugeosyncline in the north and an epimiogeosyncline in the south. The stability of the boundary zone was reflected still in Middle and Upper Cretaceous, when the Flysch troughs originated.

Through the palinspastic distribution of the zones and subzones the activity of the Podvolovljek left lateral transform fault is indicated (fig. 1), that is partly identical with the Ljubljana—Vienna fault. Today it is seen at the surface only at Podvolovljek, but elsewhere it is covered by younger overthrusts and displaced along right-lateral transcurrent faults related to the Periadriatic Lineament (fig. 2). In its origin and activity it is similar to the Zagreb fault. In the west of the Podvolovljek fault the Slovene zone is most distinctive, being substituted by the Upper Carniola zone east of the fault. In the Slovene zone the epieugeosynclinal sedimentation took place from the Upper Anisian stage till end of the Langobardian substage, when it passed in Upper Triassic epimiogeosynclinal sedimentation, and for a short time over the Lower Jurassic epieugeosyncline into the Jurassic and Lower Cretaceous epimiogeosyncline,

finally to the Upper Cretaceous Flysch epimigeosyncline. An alternation of epieugeosynclinal, epimigeosynclinal and neritic carbonate sedimentation is characteristic of the Upper Carniola zone. In the epieugeosyncline intermediate carbonate platforms occurred. In Lower Cretaceous the first Flysch epimigeosynclines developed. Two parallel Flysch troughs extended in the west of the fault, and three in the east of the fault where they joined together into a whole Flysch epimigeosyncline in Upper Cretaceous (figs. 3, 4, 5, 6 and 7).

In Central Slovenia three epigeosynclinal belts are recognized. In the Alpine region the Slovenia epigeosynclinal belt spreads in the west of the Podvolovljek fault and the Carinthia epigeosynclinal belt in the east of the fault. The Outer Dinarides appear to be less influenced by the activity of the Podvolovljek fault; they have the nature of an indivisible epigeosynclinal belt.

The distribution of the structure-facies units indicates clearly a diverging of the epigeosynclinal area of the Southern Alps from the Outer Dinarides. This divergence can be seen most clearly in the Ladinian and Carnic stage, in Lower Jurassic and Cretaceous. The reason for the branching off appears to be left-lateral separation of the transform Podvolovljek fault, and the related spreading of the epigeosynclinal space in the east of the fault. Due to this extension new subzones generated in the Upper Carniola and Idrija zones. They reach up to the Podvolovljek fault, or thin out immediately in its vicinity from east westwards.

In the Ladinian stage and in Lower Jurassic the epigeosynclinal space of the Southern Alps shows the strongest phase of its extension, probably connected with the extension of the Pennine oceanic plate. The extension is remarkable on both sides of the Podvolovljek fault. In the Slovene zone as well as in the axial part of the Selca subzone, that belongs to the Upper Carniola zone, regional low-grade metamorphic rocks and hydrothermally altered rocks of the keratophyre-spillite association occur. The narrow belt of the rocks indicates the first stage of the rift valley of a marginal sea. In the south, as well as in the north of the rift valley ridges of pelagic limestone were layered. The creation of the marginal sea is somewhat indicated also by the Lower Jurassic volcanism.

The structure-facies analysis enabled to determine the faults preceding the thrust faulting from the Laramide orogeny. The Southern Alpine region is characterized by the right-lateral transcurrent faults, in the Outer Dinarides, however, both the right- and left-lateral faults occurred. The author considers the Sava, Savinja and Kamnik faults to have preceded the thrust faulting. The Idrija, Ratitovec, Bled, Sovodenj and Skofja Loka faults, however, appear to have moved to the left as well as to the right. All of them have renewed in the neotectonic period. Just due to the activity of the transcurrent faults the Southern Alps have been displaced into the Carpathian Mountains.

In the development of Central Slovenia two youngest phases of overthrusting can be distinguished in the tardygeosynclinal cycle. In the Outer Dinarides the youngest overthrusting occurred during the Illyrian—Pyrenean orogeny between the Middle Eocene and Middle Oligocene, and in the Southern Alps in the Rhodanian orogeny at the end of the Miocene epoch. The Cerknica, Blegoš and Kamnik schuppen structures originated between Oligocene epoch and end of Tortonian stage. The overthrust tectonic units do not exactly coincide with the structure-facies units of the alpidic geosynclinal cycle. The structure-facies

units of the Southern Alps are for some tens of kilometers thrust over the structural units of the Outer Dinarides; therefore the overthrust structure of the Southern Alps extends rather far into the structure-facies units of the Outer Dinarides. In the western part of Central Slovenia there are overthrusts related to both phases; therefore the structure is of Alpine-Dinaric nature.

The Southern Alps are the least stable part of Slovenia. After Triassic and Lower Jurassic extension they have been displaced towards SE and E along the system of the right-lateral transcurrent faults. Later they have been compressed due to folding. In neotectonic time inherited structures were superimposed. The neotectonic boundary between the Southern Alps and the Outer Dinarides does not follow the boundary of the overthrust structure, and even less the boundary of the structure-facies units. During the tardygeosynclinal and postgeosynclinal cycle the boundary was moved southwards, so, that the structure-facies units are overlapped by the overthrusts of the Southern Alps for some tens of kilometers.

### Literatura

Aleksić V., Kalenić M., Pantić N., Hadži E. 1974, Istorijsko-geološka evolucija kontinentalne, prelazne okeanske i okeanske litosfere u Srbiji i susjednim oblastima. Metalogenija i koncepcije geotekton. razvoja Jugoslavije. Rudar.-geol. fakultet Beograd.

Auboin J. 1963, Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Venetie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). Bull. de la Soc. géol. de France 7, t. V.

Auboin J. 1965, Geosynclines, iz zbirke: Developments in Geotectonic 1, Amsterdam, London, New York.

Babić L. 1974, Razdoblje otriv-cenoman u Žumberaku: stratigrafija, postanak sedimentata i razvoj prostora. Geol. vjesnik 27, Zagreb.

Babić L., Zupanić J. 1978, Kosmatovi »Železnikarski vapnenci i dolomiti« i »Zaliloški krovni škrljavci« u predgorju Julijskih Alpa: podaci o stratigrafiji, facijesu i paleogeografskom značenju. Geol. vjesnik 30/1, Zagreb.

Boccaletti M., Guazzone G. 1972, 1977, Gli archi appenninici, il Mar Ligure, ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G. 1974, 1977, Plate tectonics in the Mediterranean region. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino. Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G. 1974, 1977, Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G., Manetti P. 1974, 1977, Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Breznik M. 1961, Akumulacija na Cerkniskem in Planinskem polju. Geologija 7, Ljubljana.

Budkovič T. 1978, Stratigrafija Bohinjske doline. Geologija 21, Ljubljana.

Buser S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega Barja in njegovega obrobja. Geologija 8, Ljubljana.

Buser S. 1973, Tolmač lista Gorica, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.

Buser S. 1974, Tolmač lista Ribnica, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.

Buser S. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Tolmin. Geologija 18, Ljubljana.

Buser S. 1976, Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974, 3. knjiga Geotektonika, geofizika, Ljubljana.

Buser S. 1979 a, Jurassic beds in Slovenia. 16th Europ. micropaleont. Coll., Ljubljana.

Buser S. 1979 b, Tolmač lista Celje, osnovna geološka karta 1:100 000, Beograd.

Buser S., Pavšič J. 1979, Spodnjekredne plasti v Bohinju. RMZ 26, št. 4, Ljubljana.

Carey S. W. 1958, Continental Drift. Geol. Department, Univ. of Tasmania (Hobart) 1959.

Chanell J. E. T., Horvath F. 1976, The African Adriatic Promontory as a Paleogeographical Premise for Alpine Orogeny and Plate Movements in the Carpatho-Balkan Region. Tectonophysics, 35, Amsterdam.

Cigale M. 1978, Karnijske plasti v okolici Idrije. Geologija 21, 1. del, Ljubljana.

Cousin M. 1970, Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. V knjigi Géologie des Dinarides, Bull. de la Société géol. de France, 7 série, t. XII, fasc. 6, Paris.

Čar J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana.

Čar J., Čadež F. 1977, Klastični vložki v srednjetriadnem dolomitu na Idrijskem. Geologija 20, Ljubljana.

Čirić B. 1974, Širenje zemlje — glavni uzročnik savremene tektogeneze. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.

Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. 1972, La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., 11.

Dal Piaz G. V., Ernst W. G. 1978, Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. Tectonophysics 51, Amsterdam.

Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan E. B. F., Bonnin J. 1973, Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. America Bull., 84.

Descourt J. 1970, L'expansion océanique actuelle et fossile: Ses implications géotectonique. Soc. géol. France Bull., 12.

Desio A. 1973, Geologia dell'Italia. Comitato geol. d'Italia, Unione Tipografico, Torino.

Dimitrijević M. D. 1974, Dinaridi: jedan model na osnovama »nove globalne tertonike«. Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije, Rud.-geol. fakult. Beograd.

Drobne K. 1979, Paleogene and eocene beds in Slovenia and Istria. 16th European micropaleontological colloquium, Ljubljana.

Drovenik M., Čar J., Strmole D. 1975, Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču. Geologija 18, Ljubljana.

Frisch W. 1977, Die Alpen im westmediterranean Orogen, eine plattentektonische Rekonstruktion. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, Wien.

Frisch W. 1979, Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60, No. 3/4. Amsterdam.

Germovšek C. 1955, Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega Barja. Geologija 3, Ljubljana.

Germovšek C. 1961, O mlajšepaleozojskih in sosednjih mezozojskih skladih južno od Kočevja. Geologija 7, Ljubljana.

Grad K., Ferjančič L. 1976, Tolmač za list Kranj, osnovna geol. karta 1:100 000. Beograd.

Hinterlechner-Ravnik A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija 14, Ljubljana.

- Hinterlechner-Ravnik A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. Geologija 16, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik A. 1978, Zeleni skrilačvi Kranjske rebri. Geologija 21, Ljubljana.
- Kober L. 1913, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. V., Berlin.
- Kossmat F. 1903, Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes-Rendus IX. Congrès géol. internat. de Wien.
- Kossmat F. 1909, Die tektonische Verhältnisse zwischen Alpen und Karst. Mitteil. II. Bd. Wien.
- Kossmat F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien.
- Kossmat F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges. Wien.
- Kuščer D. 1948, Stratigrafski sistem in stratigrafska nomenklatura. Geologija 4, Ljubljana.
- Limánovský M. 1910, Welkie przemieszczenia mas skalnich w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Wyzd. pry. akad. Umiej., Serye III, Tom 10, Krakow.
- Miljuš P. 1973, Osnovne crte geološko-tektonske gradje Dinarida i osvrt na perspektivnost naftnih istraživanja u savsko-varždarskoj zoni. Nafta XXIV, Zagreb.
- Miljuš P. 1976, Osnovne crte geološke gradnje Dinarida i evolucije eugeosinklinale. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974. Ljubljana.
- Miljuš P. 1978, Tectonic framework and evolution of the Dinarides. Tectonophysics, Vol. 44, No. 1-4, Elsevier, Amsterdam.
- Mioč P. 1975, Prilog poznavanju tektonskih odnosa granične zone istočnih Posavskih bora i dinarskog šelfa. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije znanstvenog savjeta za naftu SAZU, Zagreb.
- Mioč P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. Geologija 20, Ljubljana.
- Mlakar I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.
- Ogorelec B., Premru U. 1975, Sedimentne oblike triadnih karbonatnih kamenin v osrednjih Posavskih gubah. Geologija 18, Ljubljana.
- Ogorelec B., Šribar L., Buser S. 1976, O litologiji in biostratigrafiji volčanskega apnenca. Geologija 19, Ljubljana.
- Placer L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Placer L., Čar J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.
- Placer L., Čar J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija 20, Ljubljana.
- Pleničar M. 1959, Tektonski okni pri Knežaku. Geologija 5, Ljubljana.
- Pleničar M. 1970, Tolmač za list Postojna, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.
- Pleničar M. 1979, Cretaceous beds in Slovenia, 16th European micropaleont. Coll., Ljubljana.
- Pleničar M., Polšak A., Šikić D. 1973, Tolmač za list Trst, osnovna geološka karta 1:100 000. Beograd.
- Pleničar M., Premru U. 1975, Facielne karakteristike sjeverozapadnih Dinarida. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geol., geofiz. i geokem. znanstvenog savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Pleničar M., Premru U. 1977, Tolmač za list Novo mesto, osnovna geološka karta SFRJ, Beograd.
- Premru U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.



- Premru U. 1975 a, Posavske gube so zgrajene iz narivov. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Premru U. 1975 b, Starost ponikvanskih skladov. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Premru U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. *Geologija* 19, Ljubljana.
- Premru U., Ogorelec B., Šribar L. 1977, O geološki zgradbi južne Dolenjske. *Geologija* 20, Ljubljana.
- Rakovec I. 1955, Geološka zgradba ljubljanskih tal. V knjigi: Zgodovina Ljubljane, prva knjiga *Geologija in arheologija*. Ljubljana.
- Rakovec I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geol. kongres 1954, Ljubljana.
- Ramovš A. 1967, Erster Nachweis der Kreideschichten im Gebirge Savinjske Alpe, Nordwest-Jugoslawien. *Bull. Sci. Yugosl.*, A 12/9—10, Zagreb.
- Sandulescu M. 1978, The Carpathians and the Pannonian Basin. In *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Sikošek B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih Južnih Alpi. Zbornik radova, Geol. inst. »Jovan Žujović«, Beograd.
- Sikošek B. 1974, Geology and tectonic zoning of SFR Yugoslavia. Proceedings of the seminar on the seismotectonic map of the Balkan region, Dubrovnik 1973, UNESCO Skopje.
- Sikošek B., Maksimović B. 1971, Geotektonska rejonizacija Jadranskog pojasa. *Nafta, Simpozij Zadar*, 4—5, g. XXII, Zagreb.
- Sikošek B., Vukašinović M. 1975, Geotektonska evolucija Unutrašnjih Dinarida. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije znanstvenog savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Smith A. G. 1973, The so-called Tethyan ophiolites. In: D. H. Tarling and S. R. Runkorn ed.: *Implications of Continental Drift to the Earth Science*.
- Šlebinger C. 1953, Obvestilo o kartiranju lista Cerknica 1 in 2. *Geologija* 1, Ljubljana.
- Šikić D., Pleničar M. 1975, Tumač za list Ilirska Bistrica, osnovna geološka karta 1:100 000, Beograd.
- Teller F. 1901, Jahresbericht des Direktors. *Verh. R.-A.*, Wien.
- Teller F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.
- Tollmann A. 1978, Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. geol. Ges.* 69 (1978), 6. Abb., Wien.
- Turnšek D. 1969, Prispevek k paleoekologiji jurskih hidrozojev v Sloveniji. *Razprave SAZU* 12/5, Ljubljana.
- Wein G. 1969, Tectonic review of the Neogene-covered areas in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest*.
- Winkler A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. *Mitt. Geol. Gesell.*, Wien.
- Zlebnik I. 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. *Geologija* 14, Ljubljana.