

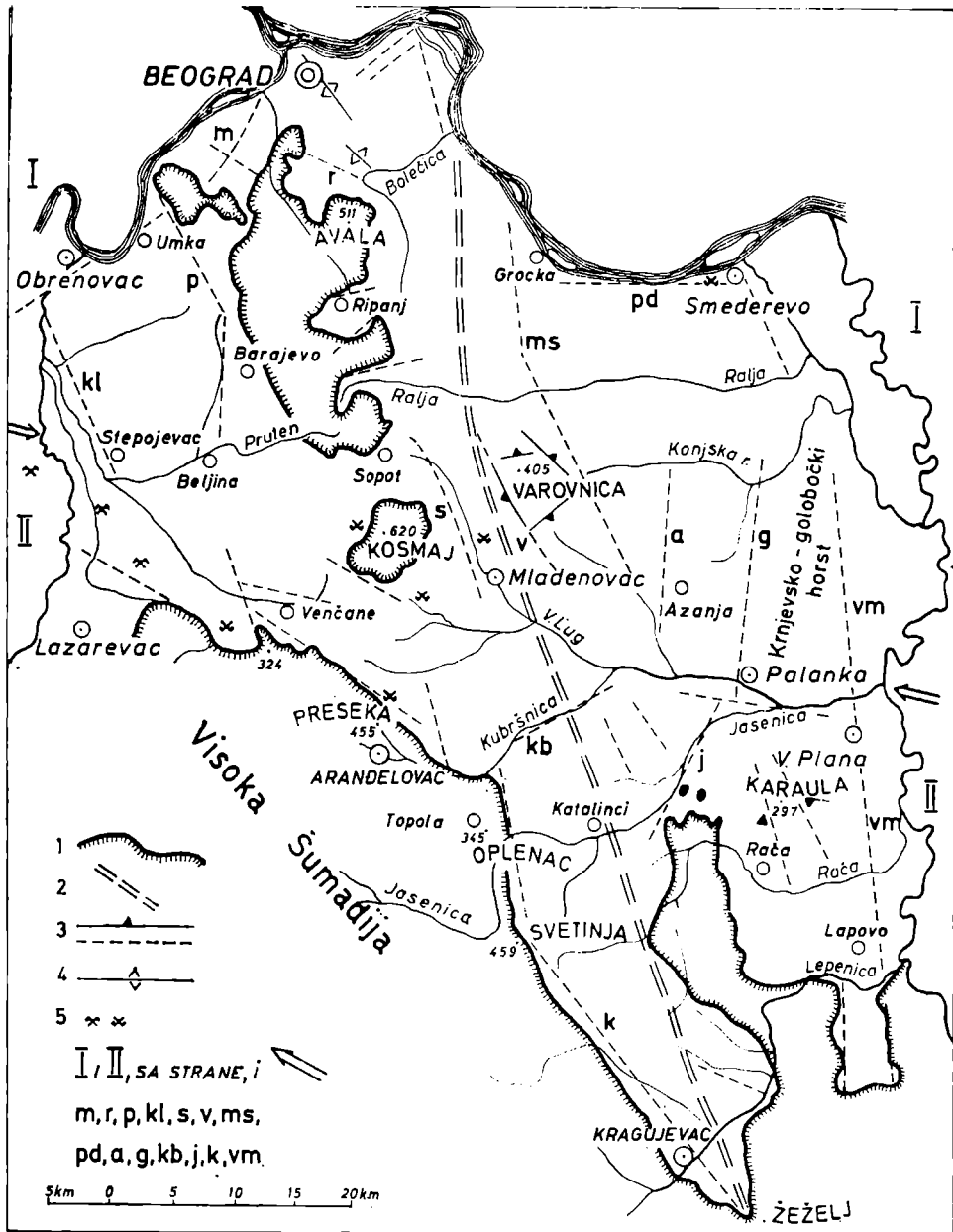
ПЕТАР СТЕВАНОВИЋ

ОСВРТ НА НЕОТЕКТониКУ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЈУ НЕОГЕНОГ ТЕРЕНА НИСКЕ ШУМАДИЈЕ

(област Паратетиса)

После 30 година послератног истраживања неогено-квартарних терена ниске Шумадије данас се са више сигурности може говорити о епирогеним и орогеним неотектонским покретима ове области који су битно утицали на колебање обалских линија панонског мора, а пре њега припремили постанак изолованих језерских басена и усмеравали њихову еволуцију и ишчезавање. Литолошки састав и тектонска грађа неогеног терена имали су велики утицај на рељеф и изглед речних сливова који су се образовали на територији коју је покривало панонско море. Ова веза између неотектонике и рељефа и палеорељефа у ниској Шумадији до сада је релативно мало истраживана; више се обрађала пажња на абразивни процес и његове последице а мање на вертикална померања појединих блокова. Надамо се да ће овај прилог подстаћи и ову врсту истраживања приликом проучавања рељефа.

Да би процес и еволуција тектонских покрета терена могли да се групишу у одговарајуће фазе по старости, слично како је то учинио Н. Stille (1924) за неоалпску орогенезу, потребно је детаљно геолошко картирање терена повезано са стратиграфским рашчлањавањем како пренеогеног палеорељефа тако и неогеног покривача на површини. Израдом основне геолошке карте ове области (R. 1:100.000) од стране Геолошког завода („Геозавод“, Београд) као и публикавањем већег броја студија регионално-геолошког карактера добијена је представа о распрострањењу неогених наслага и углавном одређена њихова старост. Сем тога, у палеорељефу испод неогена утврђена је приближно граница између шумадијске зоне Динарида и моравског метаморфизма. То је од посебног значаја јер се и тектоника неогеног покривача подешава у извесној мери према облику и структури погробеног пренеогеног палеорељефа.



Сл. 1. Обалске линије панонског мора у ниској Шумадији за време сармат-панона и главне дислокације терена.

Објашњење. 1. обале мора према авалском и космајском острву и јужна обала мора према високој Шумадији, 2. приближна граница између пренеогеног палеорељефа шумадијске структурне зоне Динарида (лево) и рековачке структурне зоне моравског метаморфизма или српско-македонске масе (десно), 3. раседи, 4. антиформе, 5. рудници угља, активни и напуштени;

Неки делови ниске Шумадије, и поред неоспорног напретка у досадашњим истраживањима, још увек су недовољно стратиграфски изучени, посебно област између реке Кубршнице, на западу, и Леленице, на истоку. Највише стратиграфских података има о терену од Београда, на северу, до Младеновца, на југу, због чега се његова тектонска еволуција може са много више детаља приказати.

У приложеном списку литературе наведени су само важнији регионално-геолошки радови; биостратиграфски и чисто палеонтолошки радови су изостављени. У околини Београда, поред радова из предратног периода (Ј. Жујовић, 1884, 1893, П. Павловић, 1922, 1923, 1926, 1930, В. Петковић, 1912, В. Ласкарев, 1924, 1927, П. Стевановић, 1938, 1941, Б. Степановић, 1938, и др.), објављен је после рата велики број прилога у којима се износе резултати стратиграфског и регионално-геолошког проучавања неогена околине Београда. Поред тога, публиковано је и неколико монографија и дисертација (П. Стевановић, 1951, Д. Долић, 1975—76, Н. Костић, 1973), као и приручник „Стратиграфија Србије, Кенозоик“, чији су аутори за околину Београда и ниску Шумадију П. Стевановић, О. Спајић, М. Еремија, Д. Долић и Н. Крстић. У овом прилогу највећим делом коришћени су рукописни подаци аутора и до сада публиковане геолошке карте. Велики део података прикупљен је захваљујући коришћењу финансијских средстава Фонда за научна истраживања САНУ.

Овај прилог представља претходну скицу за једну већу детаљну студију неотектонике и палеогеографије ниске Шумадије која је у припреми. Проблеми који су у њему истакнути могу бити од посебног интереса за будућа геоморфолошка и регионално-географска истраживања, нарочито при анализи абразионог и флувијалног рељефа.

Приказ структурних и палеографских јединица дат је за околину Београда према стратиграфским одељцима, почев од најстаријег члана „сланачке серије“, а даље према југу на основу регионалних структура, издвојених приликом израде геолошких карата, и њихове интерпретације. На крају дат је општи преглед динамике орогених и епирогених покрета и колебања нивоа панонског мора. У анализу актугеолошких, односно данашњих сеизмотектонских покрета нисмо улазили. О томе постоје посебни радови сеизмогеолога засновани на геофизичким подацима. Основица за наш приступ проблему је анализа стратиграфских односа на терену, анализа ерозионих и ерозионо-тектонских дискорданција, трансресија и регресија. Изабраним примерима, приказаним сликом, желели смо да на очигледан начин поткрепимо закључке о спирогеним колебањима тере-

I и II, са стрелицама (са стране): област описана у првој (I) и другој глави (II) текста и линија која их раздваја, показана стрелицама;

Раседи (латинска слова од m до vm): m, — макишки, r, — раковички, p, — пећански, kl, — колубарски, s, — солотски, v, — варовнички, ms, — мостински, pd, — подунавски, a, — азањски, g, — голобочки, kb, — кубршнички, j, — јасенички, k, — крагујевачки, vm, — великоморавски.

на. Тамо где су стратиграфски подаци били оскудни или где је терен са мало изданака слојсва на површини закључци су мање поуздани. То се односи нарочито на централни део приказаног терена који је удаљен од обале мора и изданака претерцијарног палеорељефа.

Маришке, бракичне и каспибракичне наслага панонског мора најбоље су изучене у северној периферној зони ниске Шумадије, близу Саве и Дунава. Уколико се удаљавамо од Београда према југу примећује се све веће ослабљивање у свим етажама панонског неогена, што је последица притицања копнених вода са већ издигнутих динарских и поморавских планина Шумадије. Ова појава знатно отежава одређивање старости неогених наслага у приобалском појасу ниске Шумадије.

Док су северна, источна и западна граница прилично јасне (Сава, Дунав, В. Морава, Колубара), за јужну границу узета је јужна обала Панонског мора, која није у свим детаљима позната. Она иде приближно линијом: Лазаревац — Рудовци — Рудовачки забран (к. 324) — Жути Оглавак (к. 371) — Кљештевица (к. 345) — Пресека (к. 455) — Оплепац (к. 250) — Светиња (к. 460) — Крагујевац — Жежељ (к. 481) — Бадњевачки висови — Лапово — Багрданска клисура.

I

Околина Београда, смедеревско-грожанско Подунавље, београдска Посавина, Космај, Варовница, Маковица, азањски ров, голобочко-крњевска греда

У овој области, чија се јужна граница протеже линијом Степојевац — Космај — Младеновац — Паланка — В. Плана, налазе се две „остврске планине“, Авала и Космај, састављене од кредних наслага. Заједно са мезозојским и серпентинитским подножјем ове планине представљале су острва у панонском мору чије су се обалске линије током неогена непрекидно мењале. У ову област спада цео „београдски рт“ (назив по Ј. Цвијићу и В. Ласкареву), најсевернији део ниске Шумадије који се између Обреновца и Гроцке увлачи у сремско-банатску алувијалну раван а завршава стрмим одсецима на ставама Саве и Дунава.

Почев од Ташмајдана, Западног Врачара, Топчидерског брда и Торлачких висова, на северу, до Космаја, на југу, откривен је на површини појас јурско-кредних седимената, са пробојима еруптивних стена и серпентинитом, тзв. шумадијска зона унутрашњих Динарида (или „Шумадида“, по М. Анђелковићу, 1964, 1977, или „северна прелазна зона“, по Ј. Цвијићу, 1902), на коју се како са западне тако и са источне стране наслањају неогени седименти. Ова мезозојска греда била је у различитом степену плавлена панонским морем тако да се у рововима и депресијама њеног палеорељефа могу наћи остаци сачуваних неогених седимената.

Захваљујући томе што је ова мезозојска меридијански оријентисана греда највећим делом ерозијом откривена (ексхумирани палеорељеф) могуће је на основу контакта неогених седимената са старијим стенама реконструисати епирогене покрете а с тим у вези издвојити фазе трансгресија и регресија панонског мора у овој области. Међутим, орогени покрети и њихове творевине, раседи и набори, могу се реконструисати само на основу данашњег положаја неогених слојева, њиховог пружања, пада и падног угла.

Са шумадијском зоном Динарида (сл. 1) са источне стране у ниској Шумадији контактира појас моравског кристалина („српско-македонска маса“, по М. Димитријевићу, одн. „Моравиди“, по М. Анђелковићу), који се протеже источно од разломне линије првог реда Жежељ (к. 481) — Светиња (к. 460) — Варовница (405).^{*)} У овом појасу доминирају метаморфне и семиметаморфне стене а присутан је и тријас кога нема у шумадијској зони.

Епирогена колебања, трансгресије и регресије

После дуге континенталне фазе током палеогена и доњег миоцена орогени покрети, који одговарају ларамидској, пиринејској, илирској, савској и штајерској фази (фазе, по Н. Stille-у) не само да су довели до формирања сложених структура у мезозојском и премезозојском палеорељефу већ су, разламањем и спуштањем појединих блокова, припремили услове за ингресију панонског мора која је наступила током средњег миоцена. Овом надирању мора претходила је у дунавском Кључу код Београда једна језерска фаза. Међутим, знатно већи број језера, у исто време кад и у Кључу, образовао се у потолинама око планина јужне („високе“) Шумадије, око Рудника, Сувобора, Венчаца, Букуље, Гледићких планина и Црног врха.

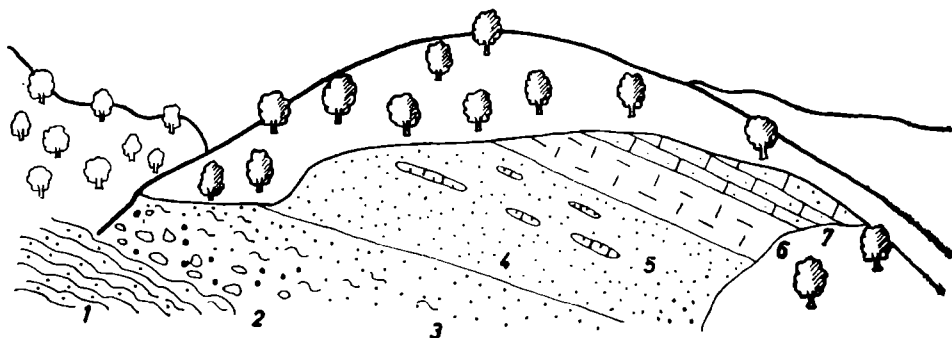
Епирогена колебања, са трансгресијама и регресијама, на београдском рту прегледаћемо по старости, од старијих хоризоната ка млађим:

1. доњи миоцен (бурдигал-хелвет)
2. средњи миоцен („тортон“ или баденски кат)
3. горњи миоцен (сарматски кат)
4. горњи миоцен (панонски кат)
5. доњи плиоцен (понтиски кат)
6. средњи и горњи плиоцен, пленстоцен

1. Током доњег миоцена, бурдигал-хелвета, за време таложења „сланачке серије“, лимничких пелитских наслага и њених синхроничних еквивалената, тзв. бучварских конгломерата у Бучвар

* Најзападнију структурну зону ове масе, која припада ниској Шумадији, Б. Максимовић назива „куршумлиско-рековачком зоном“ (1973).

потоку (В. Мокри луг), дошло је до спуштања мезозојско-серпентинитског комплекса терена шумедијске зоне Динарида између Авале и Беле стене у Вишњици. У том делу Кључа формира се сланачко језеро у коме су наталожени лапорци, глинци, угаљ и туфно-бентонитски интерстратификовани ниво, а према јужној обали језера и груби кластични седименти, данашњи бучварски конгломерат. Процес негативне епирогенезе прати изливање дацитског туфа (П. Стевановић, Д. Стангачиловић, 1951). Почетком доњег тортона, непосредно пред прво надирање панонског мора процес тоњења достиже максимум.



Сл. 2. Ерозионо-тектонска дискорданција између „тортона“ (бадениена) и доње креде (alb) у Раковичком потоку село Раковица. (по М. Еремији, 1977).

Објашњење. 1. Албски пешчари и глинци, 2. тортонски базални шљункови, 3. сиви крупнозрни глиновити песак, 4. „раковички песак“, жутомрки, очврсли, средњезрни са маринским мекушцима (Панчићева локалност), 5. пешчарски прослојци у раковичком песку са *Teredo*, 6. литотамнијски банковити кречњаци, 7. сармат, слојевити песковити кречњак.

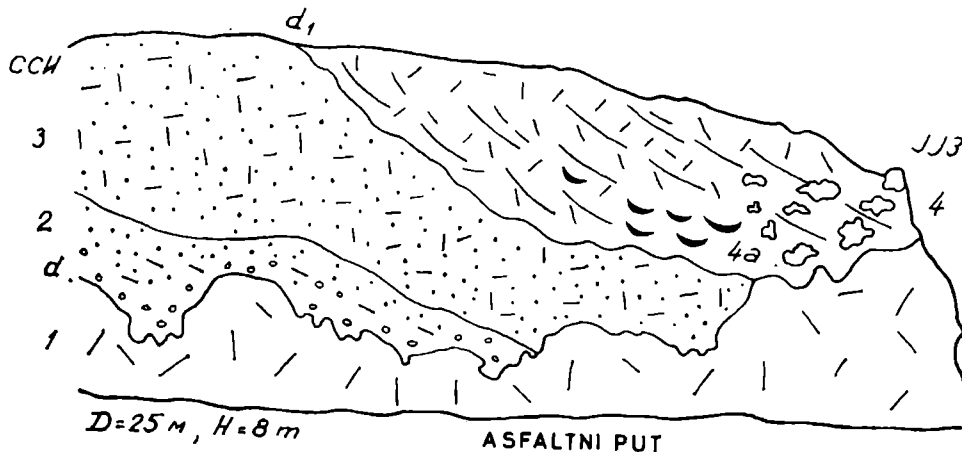
2. Средњи миоцен, „тортонски“ или баденски кат. Негативна епирогенеза са спуштањем почетком „тортона“ захвата читав терен околине Београда, од Макиша, на западу, до грочанског Подунавља, на истоку. Тоњење делова шумедијске зоне нарочито је значајно изражено између остружничког и калемегданског рта, затим у дунавском Кључу (Карабурма, Вишњица) као и у серпентинитско-кредној зони Торлачких висова који бивају покривени морем. Међутим, Баново брдо, Дедиње, Кошутњак, Стражевица, Авала, Ковиона, Петров и Девојачки гроб, Липовица, Парцански вис и Космај у то време представљају једно јединствено острвско копно опкољено са свих страна морем.

Ово снажно тоњење средином тортона олакшава преливну ингресију мора како са западне тако и са источне стране београдског рта за рачун великог авалско-космајског острва. Трансгресиван положај тортона према мезозојско-серпентинитском палеорељефу може се видети на терену на Торлаку (сл. 2), Разбојишту, у Лештанима, предграђу Раковици, на Бањици (Каљави поток), а бушењем је константован на Ташмајдану код сеизмолошке станице, у Улици Пролетерских бригада и Ул. Франше Депенера.

3. Горњи миоцен, сарматски кат. Крајем тортона дошло је до привременог издизања острвског копна, од Авале до Космаја, али не и до потпуног повлачења мора са београдског рта. Ова позитивна епирогенеза означена је присуством строго плитководних седимената, зоогених и фитогених спрудова (литотамнски, бризојски) и великих маса горњотортонских кластита (лајтовачки конгломерат). Међутим, већ у току доњег сармата поново наступа тоњење острвског копна, и то далеко јаче него што је то било средином тортона (трећа фаза негативне епирогенезе током миоцена на београдском рту). Услед тога преливна ингресија мора на рачун мезозојске греде, од Београда на југ у Шумадији, достиже крајем доњег и почетком средњег сармата свој максимум.

Трансгресиван положај сармата у односу на авалско-космајско острво може се видети на западној страни острва на великој дужини: у београдској Посавини, почев од Топчидерског брда, на југ, све до Космаја, контакт креда-неоген, изузев једног дела железничког рова, у ствари је контакт између креде и сармата.

Одлични профили са ерозионо-тектонском дискорданцијом између креде и сармата запажени су испод мостарске петље, у Улици Франше Депереа испод душевне болнице, на Топчидерском брду код Господарске механе и у Машинском мајдану, на Чукарици (Пејчина чесма на ободу Макиша), на макишком одсеку у Жаркову код бивше железничке станице (сл. 3), у Кошутњаку близу споменика књазу Михаилу, у Сремчици, Липовици, Барајеву, Лисовићу, Губеревцу, Стојнику, и др.



Сл. 3. Ерозионо-тектонска дискорданција између сармата и доње креде у Жаркову на ободу Макиша.

Објашњење. 1. горња јура, карстификовани кречњаци, d. — дискорданција између јуре и доње креде (алб), 2. — базални конгломерат (рожначки) и црвенормки глинци алба, 3. жућкасто-зелени пешчари алба са вретенастим гастроподима, 4. — сарматски бризојско-серпулитски кречњак (4a. — ниво са крупним остригама, *O. gingensis sarmatica*), d₁ — дискорданција између сармата и доње креде.

Сарматско море продира дубоко у мезозојски појас Авала — Космај, нарочито са источне стране. Скоро цело Топчидерско брдо, Бањички вис, Кошутњак, Стражевица сада су под морем. Услед негативне епирогенезе, али и спуштања дуж раседа, у јурско-кредном терену стварају се увале, као што су рипањска, у горњем току Топчидерске реке, раљска, у горњем току реке Раље, белопоточка, северно од Авале, сопотска, северно од Космаја и др. Ове више или мање попречне увале у палеорељефу, у које је продрло сарматско море, утицале су на велику разуђеност обалских линија око овог острвског копна. Шта више, формирао се прави острвски архипелаг са самосталним острвима, као што су Торлачки висови, Авала са својим западним подножјем све до Петровог гроба и барајевске Карауле (тада највеће острво на београдском рту), остружничко острво, Ковиона са Парцанским висом, Губеревачком Главицом и Стеничком баром, и Космај. Мореузом правца исток — запад, између Космаја и Стеничке баре, планина Космај одвојена је у самостално слабо разуђено острво, за разлику од великог авалског острва које се одликује великом разуђеношћу.

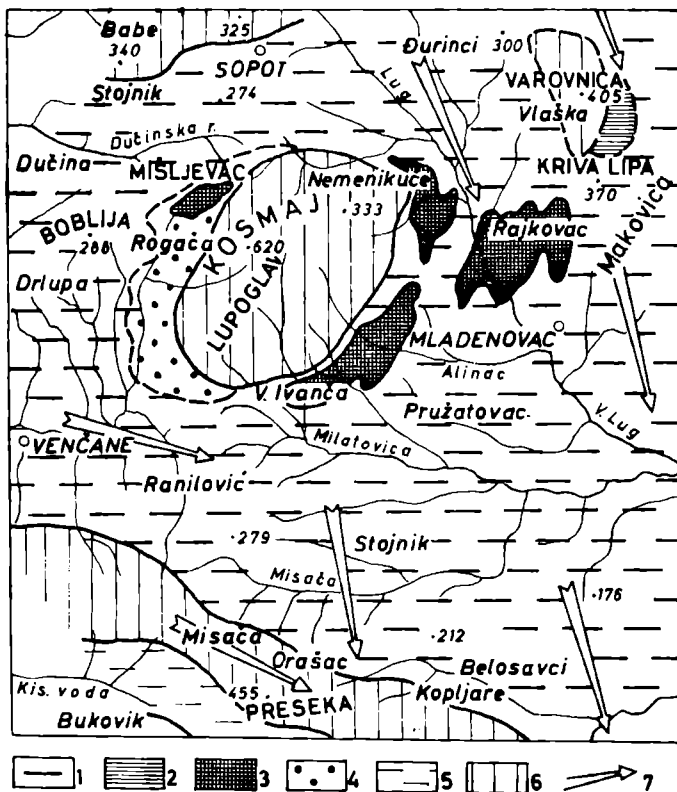
4. Горњи миоцен, панонски кат. Током средњег сармата долази до прекида мореуза на Карпатима преко кога су међусобно комуницирали панонски и дакиски део Паратетиса. То се морало одразити и на морском нивоу у нашим крајевима, тим пре што је током средњег сармата клима у јужном делу панонског простора била са повишеним аридитетом. Према томе, на граници сармат — панон јако колебање морског нивоа на београдском рту одиграло се под утицајем два различита фактора: а) услед издизања, односно позитивне епирогенезе на копну, што изазива локалну регресију, б) услед аридне климе. Значи спушта се морски ниво током средњег сармата, стварају се лагуне у разуђеном палеорељефу, са лагунским седиментима богатим рибама а сиромашним бентоским организмима. Те су лагуне нарочито изражене на територији београдске вароши (тип међуспрудних лагуна) и између кредног палеорељефа, као што су лагуне са тракастим седиментима, код Аутокоманде, у Шумицама, Миријеву и др., који подсећају на сезонску слојевитост.

Све ове појаве указују на то да је почетком панонског века дошло до општег пада морског нивоа. То се види и по фауни: непосредно преко типичних лагунских седимената леже „кредасти” лапорци са много лакустричних, чисто слатководних мекушаца, са барским биљкама (*Glyptostrobus*) и пужевама (*Radix*, *Planorbis*, *Valvata*). Дакле оплићавање није могло настати само услед испуњавања басена већ пре свега услед издизања морског дна и евалорације.

Тако је било на почетку панона. Међутим, већ средином панонског века долази до супротног кретања а и до појаве друкчије климе (хумидна). Острвско копно Авала—Космај почиње поново да тоне, повећава се количина падавина на копну. Одсуство комуникације на Карпатима спречава отицање вода из панонског басена према дакиско-црноморском Паратетису. Услед тога у панонском мору ниво се почиње издизати, долази до појачане трансгресије и преливне

седиментације преко мезозојског терена у подножју Авале и Космаја. Радијалним покретима проширују се постојећи ровови у њему и постају нови.

У рељефу се нарочито истичу рипањски, кијевско-железнички, раљски, младеновачки, азањски („азањска фосилна долина“), белопоточки ров и душановачка депресија у Београду. Сви ови ровови испуњени су доста дебелим (преко 200 м) панонским лапоровито-глиновитим и песковитим седиментима.



Сл. 4. Контакт панона са космајским острвом, палеогеографска реконструкција (по Д. Долићу, 1975—76)

Објашњење. 1. — панон, претежно пескови, 2. лапорци доњег панона Варовнице, 3. панон, угљоносна серија, 4. панонски конгломерат Космаја, 5. аранђеловачки језерски миоцен, 6. копно (острва), 7. правци важнијих дислокација.

Дискорданције између кредно-јурског палеорељефа и млађег панона могу се видети на више места: на јужној падини Авале (поток Карагача), где горњопанонски кластити леже дискордантно и трансресивно преко серпентинита, у Железнику и Остружници преко флиша, у Рипњу (Брђани) преко јуре и креде, у Парцанима и Раљи преко лапоровите креде и др.

Данашње планине шумадијске зоне Динарида, Авала и Космај, које, на разлику од њихове мезозојско-серпентинитске подгорине, никад нису биле потпуно потопљене морем, заслужују у вези са младепанонском ингресијом мора посебну пажњу. Планина Космај опколена је са свих страна до изохипсе од 300 м надморске висине панонским кластичним седиментима (конгломерат, песак), који понегде садржи и угља (Кораћница, Мала Врбица, Неменикуће, Велика Иванча, Рогача). То показује да је космајско острво више тонуло у панону него у тортон-сармату (сл. 4). Кад се упореди са Авалом Космај је у панону тонуо знатно више од Авале која само с јужне стране непосредно контактира са панонским седиментима (ерозионо-тектонска дискорданција карагачких кластита и кредног и серпентинског палеорељефа Авале).

У наредном или понтиском катy са овим двама планинама биће обрнут случај: Космај ће се издизати а Авала, нарочито њено западно и северно подножје, спуштати. Из тога се може извести закључак да се мезозојска шумадијска зона од Београда на југ није понашала у погледу епирогених колебања, издизања и спуштања, као јединствен тектонски блок, јер је попречним и дијагоналним раседима била издељена у читав систем самостално покретаних блокова.

5. Доњи плиоцен, понтиски кат. Услед појачаних тектонских покрета током атичке фазе неоалпског убирања (по Н. Stille-у, 1924) на граници панон-понт догодила се суштинска промена у распореду обалских линија на београдском ртy. Током читавог доњег плиоцена у овој области, за разлику од суседног Колубарског басена и Посаво-Тамнаве, долази до новог издизања en bloc целог простора (позитивна епирогенеза), што је проузроковало повлачење горњопанонског мора на највећем делу ниске Шумадије. Море напушта космајску подгорину, рипањски и кијевско-железнички ров као и читаву територију Београда и београдског дунавског Кључа. У ближој околини Београда у доњем плиоцену задржава се једино у белопоточком рову (северно подножја Авале), југозападном делу београдске Посавине, између Степојевца и Обреновца, и у грочанско-смедеревском Подунављу.

Белопоточки залив са отвореним морем комуницира у правцу истока преко Врчина (Чот) са грочанским Подунављем.

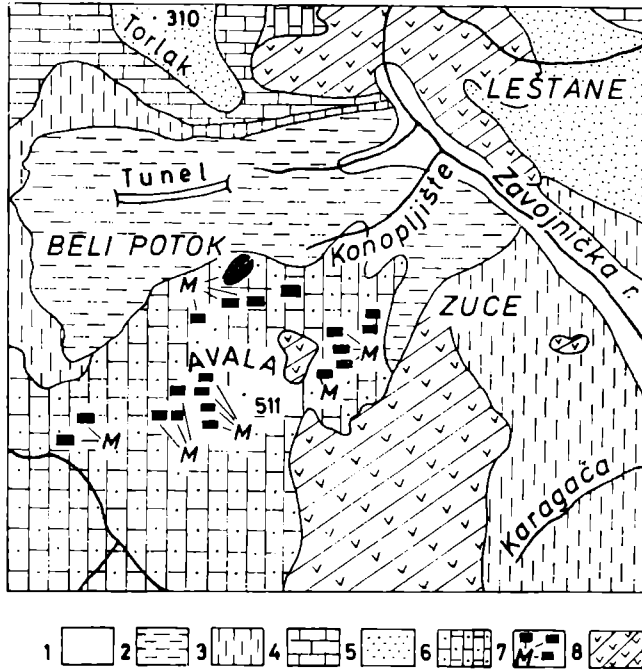
Позитивна епирогенеза током понта захватила је цео азањски ров, односно област источно од Варовнице и Маковице које су за време панона биле под морем. Ови покрети доводе до одступања мора из доње Јасенице и азањског рова на север у смедеревско Подунавље; јужно од реке Раље само у Суводолу констатоване су понтиске насlage. Цео данашњи слив река Јасенице и Лепенице током понта представљао је копно које се тада налазило у издизању.

Клима у понту била је још влажнија него у панону, па ипак морски ниво осетно се спустио у односу на претходни панонски век због тога што се поново успоставио прекинути мореуз преко Карпата између панонског и дакиског басена; захваљујући разликама у надморској висини између ова два басена током понта, воде из панон-

ског басена отицале су Ђердапским мореузом, који је био сличан данашњем босфорском мореузу (босфорској „реци“), у источни дакиско-црноморски Паратетис.

Подаци из других крајева наше земље такође сведоче о томе да је ниво понтског мора био знатно нижи у односу на претходни панонски век.

Контакт између кредно-серпентинитског фундамента и понта, као доказ локалног тоњења једног дела Авале који дотле није био под морем, може се видети у долинама потока који се сливају са Авале кроз Зуце, Бели Поток и Пиносаву. У долини Конопљишта (Бели Поток) на контакту се јављају литорални грубокластични седименти, шљунак, конгломерат и ћошкасти блокови (сл. 5).



Сл. 5. Положај панона и понта према авалском острву, геолошка скица.

Објашњење. 1. алувијум, 2. понт белопоточке рав-синклинале, базални конгломерат, шљунак, песак, лапорац, 3. панон, карагачки тип горњег панона, серпентински шљунак, конгломерат, жутомрки гвожђевити песак, 4. сармат, 5. тортон, 6. углавном горња креда и корнити и орудњене зоне, 7. житне стене, дацити, лампрофири и др., 8. серпентинит.

Само у наведеном авалском случају можемо доста поуздано говорити о једној абразионој понтској тераси панонског мора. Према надморској висини прибрежне кластичне наслагe Пиносаве и Бе-

лог Потока одговарале би „диносавској“ тераси Ј. Цвијића (1909). Остале абразионе акумулативне терасе и клифови ниске Шумадије, уколико су се сачувале од ерозије нису понтиске старости, јер тамо није допирало понтиско море. Тако кластити око данашњег Космаја на надморској висини између 250 и 300 м, припадају, како је раније речено, панонском кату. Међутим, ако се узме да је у доба публикавања Цвијићеве студије о језерској пластици Шумадије (1909) и панонски кат називан „лонгом“ онда би, поред Пиносаве, то била још једна абразиона тераса понтиске старости која би се могла уклопити у систем Цвијићевих тераса у Шумадији. У Великој Иванчи под Космајем поменути панонски конгломерати и невезани кластити, по Д. Долићу (1975—76) леже изнад доњег панона са *Congeria opnthopsis*.

„Београдска тераса“ Ј. Цвијића није везана ни за панонски ни за понтиски кат. Она је клифовима, како смо то одавно утврдили (П. Стевановић, 1951) усечена у понтиске наслаге. Сем тога, шљункови у ближој околини Београда, који су на геолошкој карти издвојени као београдска тераса, представљају речне терасне седimente или су знатно старији (на пример у Виноградској долини у Топчидеру) и не припадају абразионој тераси (Стевановић, П., 1967).

6. Средњи и горњи плиоцен и плеистоцен. Реконструкција епирогених покрета током млађег плиоцена и плеистоцена не може се поуздано извршити због тога што се панонско море потпуно повукло из Шумадије. Будући да ни језерски палудински слојеви нису познати у овој области остаје за интерпретацију једино језерски плеистоцен и његов контакт са неогеном. Међутим, сем на Макишу и у сливу (доњем току) реке Раље и Мораве, такав тип квартара није познат на београдском рту.

„Макишки слојеви“ (назив по В. Ласкареву, 1927) средњег плеистоцена са *Congibicula fluminalis* представљају језерско-речни тип наслага таложеног преко спуштеног макишког блока, тј. изван београдског рта. Други акватични седименти плеистоцена познати су из азањског рова и доњег тока реке Раље, али нису ближе стратиграфски изучени па се ни време ингресије језера не може одредити („азањска фосилна долина“, Р. Лазаревић, 1959). У сваком случају присуство до 20 и више метара дебелих наслага плеистоцених глина показује да је после понтиске стагнације и издизања током старијег плеистоцена дошло до новог спуштања гла у рову. Дискорданција између панонских пескова, у подини, и језерско-речног глиновитог плеистоцена, у повлати, уочена је у многобројним бунарима у Азањи, Друговцу, Селевцу, Добром Долу.

У последње време изражено је мишљење да у азањском рову испод „барског леса“ леже и преко 100 м дебели пескови, „Borsopipескови“, плеистоцене старости (Азања, В. Крсна, М. Орашје), као творевине „постпалудинске трансгресије“ (Марковић — Марјановић, Ј., 1978). Аутор овог мишљења и не помиње да су пескови

по ободу рова (В. Крсна, М. Орашје и др.) а и у самом рову раније одређени као панонски зашто постоје и палеонтолошки докази (П. Стевановић, 1949. 1958, Р. Лазаревић, 1959).

Орогени покрети, раседи и набори

Осврт на дисјунктивне и пликативне структуре терена излаже се истим редом као и епирогени, покрети, трансгресије и регресије.

1. Сланачка серија осетно је поремећена (П. Стевановић и Д. Стангачиловић, 1951, П. Стевановић, 1970). Међутим, не постоји тектонска дискорданција сланачке седиментно-вулканогене серије према повлатним „тортонским“ седиментима. И једни и други имају општи пад ка ЗСЗ; у источном делу терена запажају се и падови друкчије оријентације. Ободним раседом од Ладне воде до Великог села источно крило поред Дунава је потонуло.

Приликом израде пројеката за тунел-колектор од Великог Села до Нове Карабурме добијени су нови подаци који потврђују тектонску конкорданцију између сланачке серије и маринског „тортона“, са истим генералним падом у правцу северозапада (Божиновић, Д., Исаковић, О., Цмиљановић, З., 1980).

Присуство туфова у горњем делу серије, као и конгломерата на граници између „сланачке серије“ и „тортона“, указује на вулканизам млађе штајерске фазе неоалпске орогенезе који прати интензивна раседања у мезозојском палеорељефу пред надирање панонског мора.

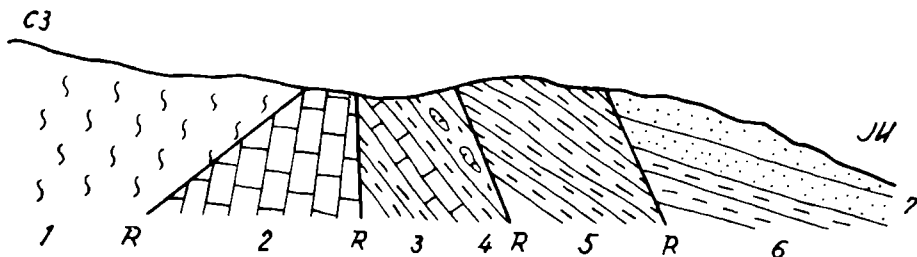
2. „Тортонски“ или „баденски“ седименти у околини Београда нешто су слабије поремећени у односу на сланачку серију. У београдској вароши, посебно од Калемегдана (Доњи Град) до Ташмајдана, тортонски слојеви убраши су заједно са сарматом и паноним у симетричну антиклиналу са директрисом NW-SO (Стевановић, П., 1957). У Коњарнику и Шумицама бушењем је утврђено да су слојеви оријентисани центриклинално према душановачкој депресији. У Дунавском Кључу тортонски седименти припадају моноклинали нагнутој према северозападу; западно од долине Рамадана запажени су и локални степеначасти раседи паралелни са Дунавом. У таквом једном спуштеном блоку налазе се познате вишњишке глине са *Aturia aturi* (П. Павловић, 1930, М. Луковић, 1922, П. Стевановић, 1970).

Лештански лајтовачки спруд лежи периклинално преко серпентинита. На Торлачким висовима тортон је такође у перклиналном положају у односу на кредно-серпентинитски палеорељеф, а у горњем току Раковачког потока („раковички пескови“ и литотамниски кречњаци, са падом SW, < 35°) и на Торлаку припада југозападном крилу торлачке антиклинале (сл. 2).

У тунелу Кнежевац — Беле Воде тортонске глине, песак, острејски банци, заједно са сарматом у повлати, припадају моноклинали нагнутој према Макишу.

Сви уочени поремећаји углавном су последица радијалних покрета, раседања блокова, једино у центру Београда и на Торлаку могло би се говорити и о убирању приликом раседања („раседно-наборна тектоника“ или „Bruchfalten tektonik“). Будући да су и сармат-панонски седименти кретани и убирани заједно са тортоном, то време постанка поменутих структура припада плиоцену (роданска фаза).

3. Горњи миоцен, односно сарматски седименти, заузимају највећу површину у околини Београда, посебно западно од ексхумиране мезозојске греде. Раседања у сарматском терену све до јужне границе области, под „I“, веома су честа, нарочито северно од Авале (белопоточки ров) и на Варовници код Младеновца. Позната раковичка дислокација правца W—O северним ободом белопоточког рова (Петковић, В., 1912) представља уствари тектонски контакт између сармата и серпентинита, односно доње креде, од којих су изграђени Разбојиште и Торлак. У Каменом потоку (Кумодраж), куда пролази раковичка дислокација, серпентинит је дуж реверсне раселинске равни пребачен преко усправљених сарматских слојева (Степановић, Б., 1938) (сл. 6)



Сл. 6. Тектонска дискорданција са реверсним навлачењем серпентинита преко сармата у Каменом потоку (Кумодраж) (по М. Еремији, 1977).

Објашњење. 1. серпентинит, 2. доњи сармат, лапоровити кречњаци, 3. сарматски лапорци и прослојци лапоровитог кречњака, 4. сарматски лапорци са сочивима нубекулариског кречњака (средњи сармат), 5 и 6. панонски лапорци, 7. панонски мрки пескови.

Источним ободом Макиша, од Чукарице до Железника, сармат се појављује на одсеку који је формиран удруженим дејством раседања и ерозије реке Саве чија се алувијална раван граничи са одсеком, изграђеним махом од спрудова (серпулит, бриозојски, острејски спрудови, церитски кречњак). Сличан је случај у северном продужењу овог одсека, на падинама Топчидерског брда према Сави, од Мостара до Господарске механе (Стевановић, П., 1939).

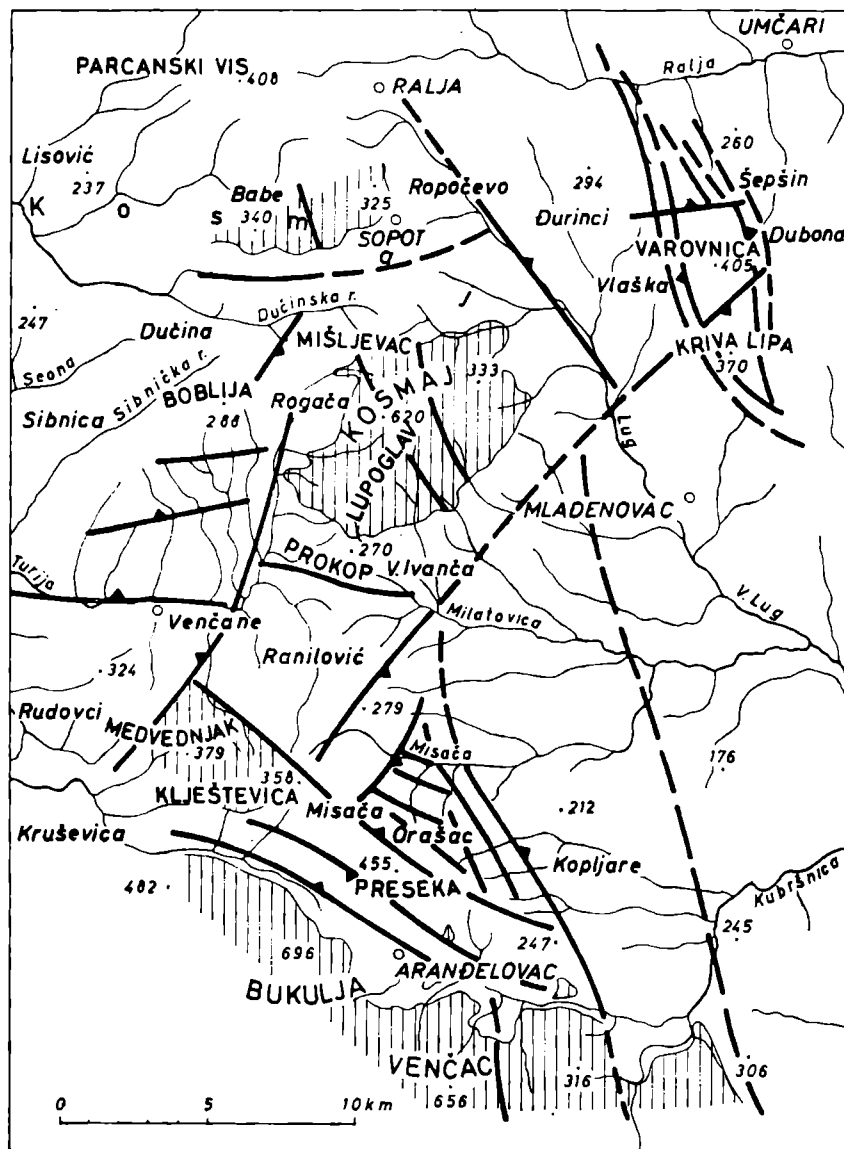
Пећанска раселина, која ка ЈИ прелази у флексуру, пружа се контактом сармат-панон од Саве (Остружница, Пећани) преко Мељака, Баћевца, Бождаревца, Бељине све до Вепчана (Ласкарев, В., 1924, Стевановић, П., 1938). Дуж ове дислокације западни блок сармата у београдској Посавини, између Барајева и Обреновца, дубоко је потонуо и остао под панонско-поитским покривачем.

На Варовници (к. 405) код Младеновца сармат-панонски седименти одликују се радијалном тектоником; по Долићу (1975—76) Варовница са Маковицом представља хорст-антиклиналу. Сарматско-панонски слојеви разломљени су системом раседа у читав низ различито оријентисаних и померених блокова; на неким местима сарматски слојеви су у усправном положају. На ипак ако се срачунају падови, може се рећи да преовлађују раседи правца север—југ. Испод неогеног покривача Варовнице налази се моравски метаморфизам, који се по правилу одликује јачим раседањем него у шумадијској зони. Граница између ове зоне и метаморфизма пружа се западно од Варовнице, средином младеновачког рова; присуство антиклинале Варовнице са разореним теменом у долини Великог Луга, како је то претпоставио В. Ласкарев (1927), неодрживо је јер су се обе обале Луга усекле у млађим панонским седиментима који испуњавају младеновачки ров.

У грочанском Подунављу уочена су два типа раседа у сарматском терену, један паралелан са Дунавом, од Винче кроз Ритонек до Гроцке, при чему је северни блок системом степенчастих раседа на падинама према Дунаву дубоко потонуо испод злувијалне равни на банатској страни, и други, уздужни, меридијалског правца, мостинска расед-флексура која је у исто време граница између сармата и панона. Мостинска дислокација се пружа далеко на југ све до Маковице и ушћа Малог Луга у Кубршницу, тј. до јужне границе терена под "I.". То је у ствари западна граница азањског рова (стр. 28, 35).

Судећи по различитим правцима пада слојева у сарматским теренима читаве области постоје и други раседи који су најчешће замаскирани квартарним покривачем и панонским седиментима. Међутим, изузев сармата белопоточког рова, где су слојеви усправни па и у инверсном положају (Камени поток), падни углови у сарматском терену ретко премашују 20°.

Изузев ситних локалних бора у Кнежевачким кречанама, где се у сармату налази и прослојак дацитског туфа, и калемегданске антиклинале, на којој сармат лежи на крилима структуре испод панона, у осталом сарматском терену нису познате творевине тангенцијалних покрета. Време постанка структурних облика у сармату припада плиоцену (роданска фаза).



Сл. 7. Тектонска скица неогеног терена Космаја, Варовнице и околине Аранђеловца (по Д. Долићу, 1975—76).

Објашњење. 1. пренеогени терен, 2. неогени терен, 3. важнији раседи, 4. претпостављени раседи.

4. Горњи миоцен, панонски седименти, заузима у овој области такође велику површину, нарочито југоисточно од Авале и јужно од реке Раље. Све што је речено о ободним и унутраш-

њим раседима у сарматском терену односи се највећим делом и на панонске седimente. Тамо где су сачувани једно изнад другог, сарматско-панонски седименти су конкордантни међу собом и заједно су кретани. Тако на пр. пећанска и мостинска дислокација, колико су од значаја за сармат толико исто и за панон који се сачувао од ерозије у спуштеном крилу а на заосталом највећим делом еродован. То исто важи и за маковичко-варовничке раседе код Младеновца а нарочито за северни обод белопоточког рова.

Убирања панонских слојева су изузетак. Познат је њихов антиклинални положај у београдској вароши (калемегданска антиклинала) и белопоточкој ров-синклинали. У београдској вароши положај панона на оба крила антиклинале утврђен је у тунелу-колектору у центру Београда (Ласкарев, В., 1927) од Балканске до Б. Баковића улице, на траси будућег базисног тунела, од ул. Гаврила Принципа (Босанска) до Пиваре у Скадарлији, и у врачарском жељезничком тунелу. Потпуно усправни панонски слојеви на северном крилу белопоточке ров-синклинале виде се крај авалског асфалтног пута у долини Раковичког потока (село Раковица).

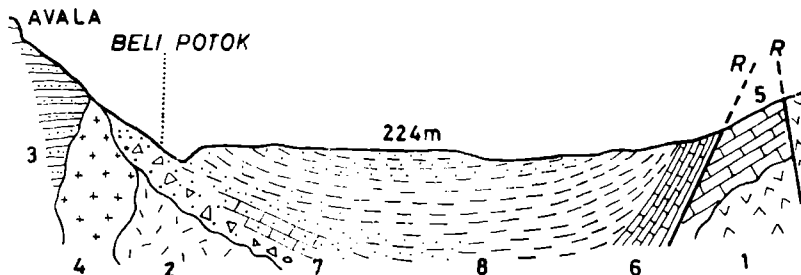
У оквиру пространог панонског терена посебно се истиче скоро праволинијски меридијански расед од Паланке до реке Раље на северу. Дуж овог раседа са западне стране спуштен је азањски ров а источно заостало крило изграђено од панонских наслага, данас једна меридијанског правца греда, припада голобочко-крњевском хорсту. Са источне стране овај хорст ограничен је раседним одсеком према алувијалној равни Велике Мораве (Стевановић, П., 1949).

У београдској Посавини панонско-понтиски седименти западно од пећанске дислокације припадају једној моноклинали нагнутој према северозападу у правцу Обреновца (посавска моноклинала). Сличан је случај са панонскопонтиским седиментима грочанско-смедеревског Подунавља који од мостинске дислокације тону генерално према североистоку, мада у области села Сеоне има и одступања од овог правца пада. Овде су панонски слојеви релативно близу површине (судећи по једној бушотини) па се може допустити присуство једног меридијанског хорста који би представљао продужење голобочко-крњевске греде.

Панонски седименти у рипањском и младеновачком рову тону центриклинално дуж раседа са обе стране рова.

5. Понтиски седименти смедеревског Подунавља степеничасто су раседнути паралелно са Дунавом. Међутим, каснијим гравитационим померањем глиновито-песковитих седимената према Дунаву првобитне дислокације су на површини застрвене урвинама тако да је тешко тачно одредити њихов положај. Од Смедерева на југ према алувијалној равни реке Језаве пружа се раседни одсек са којим се под правим углом сучељава друга дислокациона линија правца W—O која иде долином реке Раље, од Колара на исток.

Унутрашње структуре (раседи и набори) у подунавском понту нису издвојене, што не значи да не постоје. Пошто је југоисточни део подунавског понта претрпело ослабљивање (на пр. у сливу Петријевског потока па и у самом Смедереву) то ни стратиграфски односи нису потпуно разјашњени, а од тога зависи и интерпретација неотектонике.



Сл. 8. Попречни профил кроз белопоточку ров-синклиналу у северном подножју Авале и ерозиона дискорданција између понта и авалског острва.

Објашњење. 1. серпентинит, 2. креда, корнити, 3. горња креда, авалски флиш, 4. дацит, 5. сармат, 6. панон, 7. кластична серија доњег понта (серија Конјашњшта), 8. глине и пескови горњег понта.

У посавском појасу понта, између Обреновца и Великог Борка и Баћевца, такође нису уочене унутрашње структуре. Цео понтиски појас, заједно са паноном тоне према северозападу а на десној обали Колубаре, од Мислобина до Степојевца пресечен је меридијансим раседом.

У белопоточком рову понт је сачуван у синклинали са стрмим, северним крилом, у коме учествују сармат, панон и понт, и благо нагнутим јужним, авалским крилом састављеним искључиво од понтиских наслага (Бели Поток и Зуце). Ова ров-синклинала постала је приликом средњеплиоценских или роданских покрета, како је то правилно уочио В. Ласкарев (1927) (сл. 8).

6. Средњи и горњи плиоценски седименти нису познати на београдском рт у ни у маринској ни у језерској фазији. Услед „роданских“ и „влашких“ покрета панонско море и палудинска језера нису се задржала у овој области; рт се у то време еп блок издиже нарочито у свом централном делу, шумедијској мезозојској зони. У плеистоцену је стање нешто друкчије, језерско-речне воде захватиле су Макиш, а продрле су и у доњи ток реке Раље и читав азањски ров. Присуство *Mastodon borsoni* у Камендолу (Ж у ј о в и ћ, Ј., 1839) указује на присуство еоплеистоцена у доњем току реке Раље. Да ли је то језерски или чисто континентални плеистоцен или речна тераса реке Раље о томе се може донети суд тек после детаљног истраживања. Међутим, то не даје право неким ауторима да овај налазак сисара користе као доказ да сви „јалови“ пескови у смедеревском Подунављу, па чак и пескови са *Hirparion*

у Дубочају, припадају еоплеистоцену (Марковић-Марјановић, Ј., 1978).

Снажни постпонтиски покрети, нарочито радијални, захватили су читав београдски рт. Разламања су нарочито јасно изражена по ободу рта, али су и унутрашњи раседи веома значајни, нарочито у зони ексхумираног мезозојског палеорељефа. Сматрамо да су средње-плиоценски покрети (роданска фаза) дали скоро све унутрашње структуре (ровове, синклинале и антиклинале) а плеистоценим покретима дугују свој постанак раседи и раседни одсеци по ободу београдског рта (влашка фаза). Међутим, већина унутрашњих раседа активирала се у више махова, зачала у почетку миоцена а најснажније испољила током средњег плиоцена после повлачења панонског мора. Три најдужа раседа, односно флексура, пећански, мостински и раковички су плиоценске творевине. Колубарским раседом активирана је једна стара раседна линија која се протеже из рудничке области долином Љига и Колубаре све до Саве и која одваја шумадску зону Динарида од осталих динарских терена западне Србије (сл. 1).

II

Ниска Шумадија јужно од линије Степојевац-Космај-ушће Јасенице.

Овај део ниске Шумадије, кога је такође покривало панонско море, слабије је изучен у стратиграфском па и у тектонском погледу. Разлози су за то двојаки: 1. велика покривеност терена вегетацијом и културама и плитке речне долине, односно слаба вертикална разуђеност терена; 2. снажно ослабљивање панонског мора у овом делу панонског басена а с тим у вези и одсуство карактеристичних фосила за одредбу старости. Због тога су подаци за тектонску интерпретацију оскудни и приказани у претходној, уопштеној форми. Другим речима, не могу се структуре описати по стратиграфским етажама, како је то учињено за околину Београда, већ су наведене регионално према тектонским целинама.

Идући са запада на исток могу се издвојити следеће регионалне тектонске целине:

1. Сложен грабен источног продуктивног дела колубарског угљеног басена, састављен искључиво од понтиских седимената на површини, са сармат-паноном у подини;
2. хорст са пренеогеним палеорељефом Рудовачки забран—Жути Оглавак—Кљештевица—Пресека;
3. венчанско-орашачки ров;
4. кубршничко-међулушки ров;
5. доњојасенички, наталиначко-трнавски басен;
6. зона ексхумираног палеорељефа у сливу горње Раче и доње Лепенице;
7. хорст Карауле (к. 246) и моноклинала Распоповице (к. 263);
8. депресија код Старог и Новог Села (моравска алувијална раван);

9. крагујевачки басен.

Вешта ових структура налази се источно од шумадијске мезозојске зоне Динарида а изнад палеорељефа моравског кристалина (од 5 до 9) а остале (од 1 до 4) су у њој самој.

1. Сложени грабен колубарског басена источно од Колубаре. Од В. Црљена и Вреоца, на западу, до Рудовача, на истоку, бушењем је утврђено да се у овом делу продуктивног понта налази сложен грабен, у јужном делу и хорст, правца W—O, са непродуктивним пољем, између Вреоца и В. Црљена. Башње описани попречни раседи, црљенски и др. (Стевановић, II., 1931) нису потврђени новијим бушењем везаним за припрему попречних копова (поље „С“, „D“ и коп „Тамнава“ на левој обали Колубаре). Долином Турије постоји расед правца NW—SO, који се укрита са поменутим хорстом и грабеном.

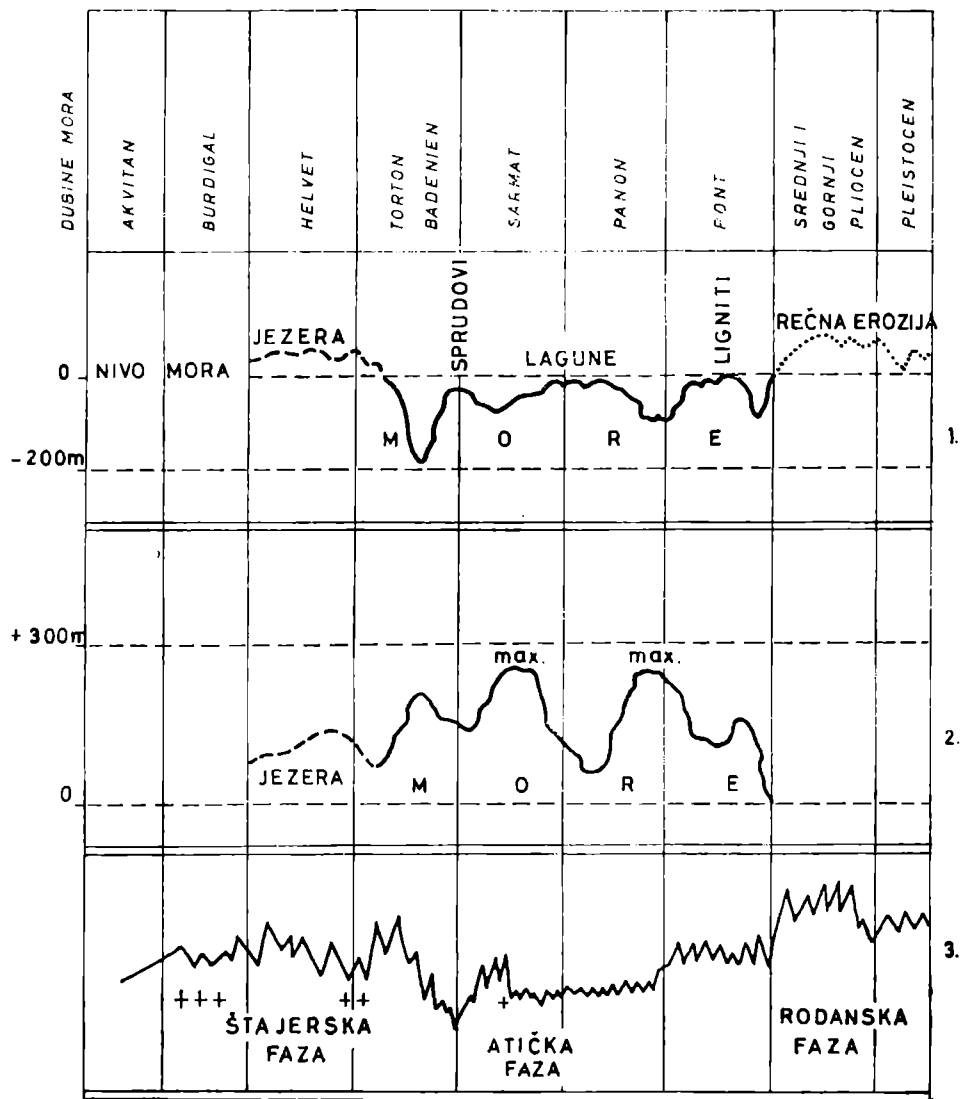
Са источне и јужне стране басена поит залеже трансгресивно преко еруптивног и кредног терена, а на Рудовачком забрану преко средњеоценских кластита, англомерата, блокова, крупних валутава и шљунка са глиновито-песковитим матриксом.

Епирогени покрети могу се рашчланити у неколико фаза: а) тоњење кредно-еруптивног и метаморфног палеорељефа шумадијске зоне за време сармата; б) процес тоњења појачава се у панону, са издршком у доњем панону, с) застој у доњем понту и за време ушесне фазе средњом понта, д) интензивно тоњење после таложења угља са ингресијом бракично-каспибракичног понтског мора (портаферски поткат горњег понта), е) повлачење мора услед снажног тоњења у сремском басену и савском рову (доњи плиоцен).

2. Хорст Рудовачки забран (к. 324) — Жути Оглавак (к. 371) — Кљештевица (к. 345) — Пресека (к. 455). У овом хорсту на површини су откривене три различите врсте стена, „венчанска серија“, одн. „конгломерати Пресеке“, једна континентална формација хелвет-тортонске (доњотортонске) старости (Долић, Д., 1975—76). Другу и трећу врсту чине андезито-дацити и горњокредни флиш. Хорст се пружа правцем NW—SO, од села Венчана до Копљара. Са североисточне и југозападне стране ограничен је раседима дуж којих су спуштени јужни блок, или аранђеловачки миоценски језерски басен са каолинским глинама, и северни блок или мисачко-орашачки средњеоценски угљени басен.

Старост грубих кластита у хорсту, чији је састав у зависности од палеорељефа променљив (на западу више андезито-дацитских на истоку кредних и гранитских блокова) код ранијих аутора различито је одређивана: као претортон (Урошевић, С., 1900, Стевановић, II., 1977; Долић, Д., 1975—76, хелвет-д.тортон) или као плиоцен (Павловић, М., 1931, Микинчић, В.). Последњих година непобитно смо утврдили да је ова серија млађа од свих еруптивних стена Букуље и њеног северног подножја (андезит, дацит, гранит, кварцит и др.) и горњокредног флиша а старија од маринског средњег тортона са угљем (Орашац, Мисача, Раниловић).

Хорст је раседима ограничен и са источне и западне стране. Западни расед пружа се правцем Венчани—Пркосава, а источни од Кошљара до села Бање.



Сл. 9. Криве колебања епирогених покрета, ингресија и регресија мора и интензитета раседања у северном делу ниске Шумадије.

Објашњење: 1. крива колебања дубине морског дна одн. епирогенезе током миоцена и плиоцена (батиметриска крива), 2. крива ингресије и регресије панонског мора према авалско-космајском острву, као делу шумадишке зоне Динарида, 3. крива интензитета раседања и присуство вулканских продуката (++) у северној Шумадији.

На основу стратиграфских односа по ободу хорста може се закључити да је спуштање обода извршено у два маха: а) после доњег тортона, што је омогућило постанак излованог аранђеловачког језера јужно од хорста, (аранђеловачка серија је млађа од конгломерата Пресеке) и маринског залива панонског мора између Космаја и Пресеке, северно од хорста, б) поново после таложења маринског тортона северно од хорста. Једино западни део, Рудовачки забран, тојоу је и по трећи пут дуж раседа на његовој јужној страни крајем панона, што је омогућило продирање понтиског мора са запада све до бив. рудника Пркосаве на његовим јужним падинама.

3. **Венчанско-орашачки ров.** Сачувани седименти у овом рову између Космаја и гореописаног хорста моноклинално падају од југа према северу ка Космају: најстарији су откривени уз хорст а најмлађи уз Космај. То показује да се хорст током миоцена издизао а јужно подножје Космаја постепено тонуло. Другим речима, уздужна оса највеће дубине залива постепено се померала од југа према северу.

Крајем панона, услед издизања еп bloc читавог простора а нарочито суженог космајског острва током панона, море се повлачи из рова у колубарски басен.

4. **Кубршничко-међулушки ров.** У овом рову, чија се дужа оса пружа од Копљара, на југу, до реке Великог Луга, на северу, на површини је ободом рова откривен панон (махом пескови са slabим нојавама угља према Космају) а у централном делу речни терасни седименти квартара. Изданци слојева су ретки тако да је, како стратиграфски тако и структурно, овај терен један од најмање изучених терена у читавој Шумадији. Више на основу морфологије терена него стратиграфских односа може се претпоставити да преовлађују раседи меридијанског правца.

Источни или гранични расед рова пружа се десном обалом Кубршнице, кроз Рајковац и Загорицу, североисточни, долином Великог Луга, притоке Кубршнице. Овај други расед вероватно припада једном старом, у плиоцену обновљеном раседу, јер се туа испод сармат-панона приближно налази граница између две основне структурне јединице претерцијарне структурне етаже, граница између шумадискe зоне Динарида (s. l.) и моравског кристалина („Моравиди“). Из тога се може закључити да цео кубршничко-међулушки басен припада шумадиској зони Динарида.

Кубршничко-међулушки ров представља у ствари јужни проширени наставак младеновачког рова (види стр. 33). У њему није на површини нису откривени седименти старији од панона. О постојању унутрашњих раседа у рову нема података а време постанка поменутих ободних раседа припада плиоцену (роданска фаза), јер су на раседном одсеку пресечени панонски седименти.

5. **Доњојасенички, наталиначко-трнавски басен.** Неогени терен источно од линије река Кубршница—Опленец (к. 265) — Светиња (к. 459) све до горњорачанског ексхумираног

кристалина, на истоку, издвојили смо као посебну структурну јединицу под именом доњојасенички басен. Слично као и претходни терен у сливу Кубршнице и В. Луга и овај јасенички неоген је веома покривен културама и стратиграфски мало изучен. За сада је познато присуство тортона (Светлић), сармата (Трнава, Жабаре, Клока) и панона (северно од Клоке), а на јужном ободу басена појављују се и слатководни седименти (атар Чумића); однос између слатководних седимената и моринско-бракичног тортон-сармата није довољно изучен. Тоњење северне падине Светиње било је нарочито интензивно у почетку сармата тако да сарматски седименти залежу трансгресивно преко креде.

Низводно од Наталпаца дуж реке Јасенице пружа се доњојасенички расед, правца JJZ—SSI који је и данас активан, са појавом минералних извора.

Честа промена правца пада сарматских наслага у Клоки, које припадају најсевернијим изданцима сармата у овој области, и панонских пескова у Рајковцу указује на сложену радијалну тектонику која подсећа на тектонику сармат-панонског терена Варовнице (стр. 33). Ова сличност условљена је по свему судећи припадношћу истој неоструктурној хорстовској зони правца SSZ—JJI изнад моравског кристалина која је само привидно прекинута на површини алувијалном равни Кубршнице и В. Луга.

6. Зона ексхумираног палеорељефа моравског кристалина у сливу горње Раче и доње Лепенице. Стратиграфски односи на терену између реке Раче и доње Јасенице приказани су на геолошкој карти 1:50.000, лист „Крагујевац, 1“ (стара подела, Стевановић, П., 1958). За остали део неогена у зони ексхумираног палеорељефа нема довољно података.

Ексхумиране метаморфне стене, аргилошисти, филити, филомикашисти, полумермери, доломитски мермери, припадају „рековачкој зони“ српско-македонског масива (Максимовић, Б., 1973) која се од Црног Врха протеже на север-северозапад и преко Лепенице постепено тоне у правцу реке Раче и доње Јасенице. Последњи изданци ових стена на површини у малим оазама у појасу „баничинске серије“ (углавном панон, по П. Стевановићу, 1958) појављују се код села Мраморца и Н. Вишевца, а констатовани су и северније у бушотини код Смедеревске Паланке (у којој је утврђен и тријас).

У саставу неогених наслага које испуњавају депресије у палеорељефу и према њима се прилагођавају узимају учешћа: „сарановачка серија“ са нешто угља (лимнички седименти сармата), затим бракични сармат од Лапова до Доње Раче и Вучића, „баничинска серија“ ослабеног панона са много остатака фосилних биљака, прави каспибракични панон на западној падини Карауле, „бадњевачка серија“ ослабеног панона и др.

Као што се види услед разуђеног приобалског копна, које је у виду полуострва залазило правцем ЈИ—СЗ у море, дошло је до

силног ослабљивања током сармата и панона. Копнене воде са Црног Врха и његових огранака не само да су донеле велику количину биљног материјала већ су силно смањиле салинитет морске воде а преко тога утицале и на осиромашење бракичне фауне сармата и панона.

Сарматској ингресији мора претходило је разламање кристалоластог терена у блокове који су тонули у већој или мањој мери. Потом је дошло до привременог застоја у тојењу што је утицало на оплићавање залива и стварање угљевитих наслага око Саранова са присутном баруштинском фауном мекушаца и копнених сисара. Међутим, источни део терена од Вучића до села Лапова тоне током читавог сарматског века и ту се среће само маринско-бракични тип сармата. Није искључено да су извесни делови мора у западној половини терена били током сармата изоловани у језера (Сараново). То исто може се рећи и за баничинску и бадњевачку серију панона.

У овој фази познавања терена, сем периклиналног и центриклиналног пада сармат-панонских наслага у старом палеорељефу, друге неоструктуре у овом откривеном „мозаичком“ палеорељефу нису утврђене. За терен између Бадњевца и Лапова у доњој Лепеници може се са доста вероватноће тврдити да представља тектонски ров, са сачуваним од ерозије панонским седиментима.

7. Хорст Карауле (к. 246) и моноклинала Распоповице (к. 263). На геолошкој карти листа „Крагујевац 1“ издвојен је појас сармата који иде правцем ССЗ—ЈЈИ преко брда Карауле (к. 246), од села Стојачка, на северу, до Доње Раче, на југу (Стевановић, П., 1958). Он се продужава и на лист „Крагујевац 3“ све до Лапова и Сипића, на југу, где је преграђен појасом кристаластих шкриљаца.

По унутрашњој структури овај појас представља један сложени хорст веома сличан хорсту Варовнице, ограничен са обе стране раседима. Западни спуштени блок са баничинском серијом панона и источни блок са каспибракичним панонском Распоповице (к. 263), представљају широке моноклинали, због чега би, као и у случају Варовнице, могло да се говори о „хорст-антиклинали Караула—Распоповица“ (види стр. 33).

У распоповичкој моноклинали, састављеној на површини искључиво од панонских наслага, у Радовању има изданака са битуминозним шкриљцима а у Ракињу и са лигнитом. Њихова панонска старост доказана је наласком панонских мекушаца.

На северном ободу терена од Паланке до В. Плана долином Јасенице пружа се расед правца W—O обележен појавом паланачког кисељака.

Моноклинала Распоповице, под којом се подразумева цео панонски терен између В. Плана и Доње Раче, заједно са хорстом Карауле представља јужно продужење крњевско-голобочког хорста, о коме је било речи (стр. 35).

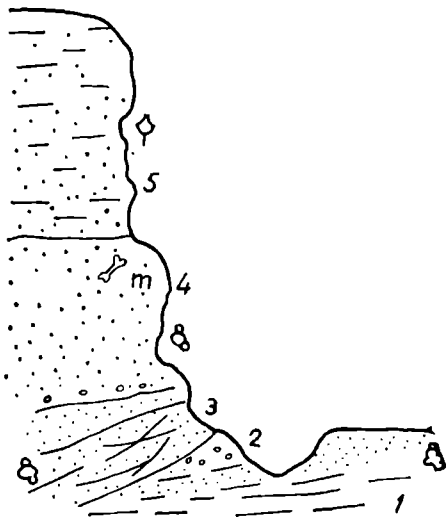
Раседања на овом терену одиграла су се по завршетку панона, пошто је море напустило ову област. Треба имати у виду да су

сви ови раседи у ствари подмлађени раседи знатно старијег датума везани за комадање основног горја, одн. моравског кристалинског фундамента.

8. Депресије у палеорељефу код Старог и Новог Села. Источно од раседне линије правца N—S, границе између моноклинала Распоповице и алuviјалне равни В. Мораве, код Старог и Новог Села бушењем су констатоване дубоке депресије у палеорељефу („Нафтагас“, Н. Сад). На основу за сада још недовољно познатих резултата анализе језгра из бушотина може се оцирковано навести да дебљина неогеног покривача изнад палеорељефа износи преко 500 м. Који је најстарији члан неогена утврђен није нам познато. Међутим, оно што се поређењем са суседном распоповичком моноклиналном може закључити то је да је цео неогени блок око Старог Села, заједно са погребеним палеорељефом, дубоко потонуо у односу на хорст Карауле и моноклиналу Распоповице. Тај блок припада моравском рову у ужем смислу, а његов погребени рељеф моравском кристалину који представља северни наставак метаморфикума са Багрданских висова.

9. Крагујевачки басен. Иза некадашњег најјужнијег залива панонског мора у Шумадији остале су у крагујевачком басену сарматске и панонске веома ослабене, флором богате а фауном сиромашне наслаге („илиноводска серија“, и др., по П. Стевановићу, 1977).

Крагујевачки басен ограничен је са свих страна старијим стенама, са истока и севера изданцима метаморфних стена српско-македонске масе, њеног најзападнијег дела („рековачка зона“, по Б. Максимовићу, 1973), са запад—југозапада кредом шумадиске зоне Динарида, са југа лимничким средњемеоценским седиментима. Једино је у правцу северозапада комуницирао са отвореним панонским морем, преко Церовца, Горњих Јарушица, Светлића и Трнавe.



Сл. 10. Изданак „илиноводске серије“ у песканама крагујевачког Кошутњака (охлађени најгорњи сармат).

Објашњење. 1. сива песковита глина, 2. сарматски шљунак, делом конгломерат са бракично-слатководном фауном (*Cerithium*, *Ervilia*, *Amphimelania*, *Congerina*), 3. сиви песак са укрштеном слојевитошћу, 4. сиви и жутомрки кварци грађевински песак са фосилним тигром (*Mahairodus*), ниво под „m“, 5. зелено-сива веома песковита глина са богатим биљним остацима („илиноводска фосилна флора“)

Источна половина басена лежи на метаморфизму а западна на седиментном кредном терену. То значи да изузетно значајна геотектонска дислокација, један дубински разлом између Динарида (s. l.) и Моравида иде скоро по средини крагујевачког басена. Међутим, на површини неогеног терена ни стратиграфски ни морфотектонски није уочена. У том погледу потребна су посебна испитивања. Можда правци речних долина, левих притока Лепенице од северозапада ка југоистоку (Угљешница, Трчинога, Гүрибаба, Реснички поток) указују на присуство паралелних раседа који се поклапају са правцем поменутог дубинског разлома.

Близу источног обода басена, паралелно са Лепеницом, у сарматском терену од Јовановца до Крагујевца и Илићева (ранији Мечковац) на површини се оцртава раседни одсек лепеничког раседа правца север—југ. Западно његово крило, сарматски блок Јовановац—Петровац, спуштено је у односу на заостали блок (Илине Воде, Илићево) за око 150 м. О томе непосредно сведочи присуство бракичног сармата у Илићеву на око 300 м надморске висине (код споменика жртвама фашизма) и у бушотини у Јовановцу испод 150 м надморске висине.

Највећи део крагујевачког басена покривен је панонским седиментима са фосилном флором и сисарским остацима (Милановац, Ресник).

Пликативне структуре у басену нису запажене. Епирогена кретања, која су изазвала померање обалских линија, имала су следећи ток: 1. потањање терена пред почетак сарматске ингресије, 2. стагнирање током сармата, 3. потањање западног дела терена у панону, издизање источног блока, 4. издизање и западног блока почетком плиоцена.

Спуштање западног блока дуж лепеничког раседа и формирање раседне лепезе у њему правцем речних токова, левих притока Лепенице (NW—SO), догодило се у плиоцену (роданска фаза).

* *
*

После изнетог регионалног прегледа палеогеографских прилика и неотектонских структура намећу се извесни закључци:

1. Неогена структурна етажа је са далеко простијим структурним облицима него што је то случај са доњом структурном етажом састављеном од различитих веома поремећених стена, од метаморфних (прекамбријум и палеозоик) до горњокредног флиша. Неогени седименти, невезани и слабо везани прилагодили су се пренеогеном палеорелефу, а у односу на ерозијом ексхумирани јурско-кредни појас, који се пружа од Београда на југ у правцу Рудника и Гледичких планина („шумадијска структурна зона“ Динарида), генерално су нагнути у два правца: западно од овог појаса ка ЗЈЗ, источно ка ССИ. Међутим, то се не може рећи за источни део ниске Шумадије, приближно на исток од линије Гроцка—Варовница—Ната-

линии—Крагујевац—Жежељ (линија контакта Динарида и Српско-македонске масе, „Моравиди“, по М. Анђелковићу). У тој области у подини неогена залежу метаморфне стене изломљене у блокове. Због тога неогени покривач има изразиту дисјунктивну (радијалну) тектонику са скретањем падова слојева у различитим правцима, са многобројним раседима дуж којих је формирано неколико веома уочљивих хорстова и грабена.

Из овога следује даљи закључак да су досадашња стратиграфско-тектонска истраживања у ниској Шумадији доказала пуну зависност неогене структурне етаже од пренеогене подине и њеног типа структура.

2. У читавој области апсолутно доминира радијална, раседна тектоника. Набори су права реткост, антиформе су доказане само у неколико случајева и по правилу се пружају исто као и структуре и рељеф у неогеној подини (доминира правац NNW—SSO). У неким случајевима утврђена је раседно-наборна тектоника (Bruchfaltentektonik), као на пр. код белопоточке ров-синклинале која има попречни правац у односу на пружање пренеогеног палеорељефа.

3. Тзв. београдски рт, крајњи северни истурени у низију Срема и Баната део ниске Шумадије, детаљније је изучен него област описана у другом делу рада јужно од линије Космај—ушће Јасенице. Раседни одсеци по ободу рта су плеистоцене а у унутрашњости рта и читаве ниске Шумадије углавном плиоценски (роданска фаза) Међу најизраженије дислокационе линије спадају раседи уздужног правца (ССЗ—ЈИИ или С—Ј), као што су раседи северно од доње Јасенице, азањски, паланачки, кријевски, а у другим областима, раковичка дислокација (В. Петковић, 1912), пећански расед В. Ласкаре (В. Петковић, 1927), раседи младеновачког и рипањског рова, Кубршнице, Раче и Лепенице.

4. У раду су наведени и профилима приказани неки непосредни контакти различитих катова неогена са пренеогеним палеорељефом на основу чега је било могуће утврдити епирогена колебања копна и морског дна. Међутим, ерозионо-тектонске дискорданције између појединих чланова неогена нису нигде утврђене.

5. Присуство вулканског туфа и бентонита у сланачкој серији, тортону и сармату указује на присуство миоценског вулканизма у Шумадији, али по свему судећи сва су огњишта била изван терена покривеног панонским морем. С обзиром на одсуство лавичних стена у описаном неогеном терену туфни пепео могао је доспети до Београда само аералним путем, највероватније из „високе“ Шумадије. Све присутне лавичне компоненте (андезитодацити, кварцлатити, црвени дацити, базалти и др.) у маринско-бракичном миоцену ниске Шумадије јављају се само као преталожени и обрађени кластити (конгломерати, шљунак, групи песак). Чак и у најстаријим маринским седиментима тортона (бадениена) који се налазе у близини вулканске области у сливу Пештана (Рудовачки

забран, Кљештевица, Жути Оглавак и др.) налазе се само преталожени старији вулканити.

6. Неотектонска скица изложена у овом раду је само први покушај да се за целу област ниске Шумадије, коју је покривало панонско море Паратетиса, изради једна прихватљива стратиграфски оправдана тектонска реонизација која може да олакша интерпретацију рељефа у овој области. У плану је израда једне веће студије о покренутим питањима. Закључци за северни део ниске Шумадије, описан у првом делу овог рада, имају ширу и поузданију подлогу него за јужни њен део, од Младеновца до Крагујевца. У тексту су изложени разлози због који је „панонски“ јужни део ниске Шумадије слабије изучен.

Геолошки завод универзитета у Београду

ЛИТЕРАТУРА

Анђелковић, М., 1964: Распрострањење шумадиске зоне према северу и југу и њена геотектонска припадност. Записници СГД, за 1964.

Анђелковић, М., 1976: Основни тектонски план „Шумадида“ Србије. Геологија Србије, IV, Тектоника, Београд.

Богдановић, П., 1958: Хидрогеолошке карактеристике источног дела угљеног басена. Записници СГД.

Долић, Д., 1966: Општи стратиграфски профил миоцена у северном делу моравске потолине. — Реферати VI Саветовања геолога СФРЈ, I, Охрид.

Долић, Д., 1975—76: Миоцен шире околине Космаја, Весник „Геозавода“, сср. А, књ. 33/34, Београд.

Колектив аутора; 1977: Стратиграфија Србије, Кенozoик. — „Геологија Србије“, књ. II—3, поглавља: околина Београда (аутори, П. Стевановић, О. Спајић, М. Еремџија, Н. Крстић), ниска Шумадија (Д. Долић, П. Стевановић), Београд.

Жујовић, Ј., 1933: Геологија Србије, I. Топографска геологија, Споменик СКА, I, Београд.

Јовановић, Б., 1956: Рељеф слива Колубаре. Посебна изд. САН, VIII, Геогр. инст., књ. 12, Београд.

Јовановић, П., 1951: Осврт на Цвијићево схватање о абразионом рељефу по ободу Панонског басена. — Гласник САН, II, св. 2; Зборник радова САН, VIII, Геогр. инст., књ. 1, Београд.

Крстић, С., 1963: Прилог познавању сармата шире околине Лапова и Раче крагујевачке. Весник Зав. геол. геофиз. истр. сер. А, 21, Београд.

Крстић, Н., 1973: Биостратиграфија конгерјских слојева околине Београда на основу остракода. — Инст. руд. геол. истраж., Пос. изд., књ. 4.

Лазаревић, Р., 1959: Азањска фосилна долина. — Посебна изд. Срп. геогр. друштва, књ. 36, Београд.

Laskarev, V., 1924: Sur les equivalents du sarmatien superieur en Serbie. — Recueil d. trav. offerts à M. J. Cvijić, Belgrade.

Ласкарев, В., 1927: Резултати проматрања на листу „Сопот“. Записници СГД, 1924—32, Београд.

Ласкарев, В., 1927: Прилози за тектонику околине Београда. Ibidem.

Ласкарев, В., Петковић, В., и Луковић, М., 1931: Геолошка карта околине Београда, 1:25.000. — Изд. Геол. инст. краљ. Југ., Београд.

Луковић, М., 1922: Фације другомедитеранског ката у околини Београда. Геол. анали Балк. пол., књ. VII, 1, Београд.

Максимовић, Б., 1974: Прилог геотектонској реонизацији Србије. Зборник радова Руд. геол. инст. за бакар, XVI, Бор.

Марковић—Марјановић, Ј., 1978: Слатководни седименти Београдско-смедеревског Подунавља, — репери за стратиграфију старијег квартара, Гласник Прир. музеја, сер. А, књ. 33, Београд.

Милетић—Спајић, О., 1961: Принове за познавање панонских слојева околине Београда. — Геол. анали Балк. пол., књ. 28, Београд.

Миловановић, Б., Ђирић, Б., Геолошка карта СР Србије 1:200.000. — Завод за геол. геофиз. истр., Београд.

Миловановић, Б., 1957: Геолошка историја београдског тла. Годишњак муз. града Београда, IV, Београд.

Милојевић, Н., Филиповић, Б., Димитријевић, Н., 1975: Хидрогеологија територије града Београда. — Универзитет у Београду, Монографије 7, Београд.

Павловић, П. С., 1922, 1923, 1926: Прилози за познавање терцијара у Србији, I, II, III. — Геол. анали Балк. пол., VII, 1, VII, 2 и VIII, 2, Београд.

Павловић, П. С., 1923: Развиће неогена у Србији. Приступна акад. беседа. Глас СКА, књ. 7, први разред, 46, Београд.

Павловић П. С., 1930: Геолошки састав Београда и околине. — „Опис пута“ III конгр. слов. геогр., етногр., I, Београд.

Пантић, Н., 1956: Миоцен између Доње Шаторње, Наталинаца и Чумића (Шумадија). Геол. анали Балк. пол., 29, Београд.

Петковић, В., 1912: О резултатима геолошког картирања на листу „Авала“, 1:75.000. Записници СГД за 1912, Ниш.

Петковић, В., 1912: Тектонска скица београдске околине. Гласник Срп. геогр. друштва, 1, Београд.

Petronijević, Ž., 1967: Srednjemiocenska i donjesarmatska fauna sisara Srbije. Palaeontologica jugoslavica, JAZU, 7, Zagreb.

Стевановић, П., 1938: Прилог за геолошко познавање формација на листу „Београд“, 1:100.000. — Геол. анали Балк. пол., 15, Београд.

Стевановић, П., 1939: Нови прилози за познавање геолошке грађе северних падина Топчидерског брда. Ibidem, књ. 16.

Стевановић, П., 1949: О геолошким испитивањима у Шумадији између река Јасенице и Раље. — Гласник САН, I, св. 3, Београд.

Стевановић, П., 1949: Прилози за стратиграфију миоценских наслага у западној Србији и Шумадији. Гласник Прир. муз. српске земље у Београду, сер. А, књ. 2, Београд.

Стевановић, П., 1951: Доњи плиоцен Србије и суседних области. Посебна изд. САН, књ. 187, Геол. инст. 2, Београд.

Стевановић, П. и Милетић, О., 1951: Геолошки састав терена дуж трасе железничке пруге Кијево—Железник. Гласник Прир. музеја срп. земље, сер. А, књ. 4, Београд.

Стевановић, П., 1951: Трагови панонског мора у нашој земљи. — „Заштита природе“, 2, Београд.

Стевановић, П., 1951: О појавама вулканског туфа у београдском дунавском Кључу (заједно са Д. Стангачиловићем). Записници СГД.

Стевановић, П., 1954: Сарматска флора и фауна у усецима јадранске пруге код Бождаревца (Шумадијска Колубара). Геол. анали Балк. пол., 22, Београд.

Стевановић, П., 1957: Принове за стратиграфију и тектонику на територији Београда. — Записници СГД, за 1957, Београд.

Стевановић, П., 1958: Геолошка карта листа „Крагујевац 1“, 1:50.000. — Изд. Геол. инст. „Ј. Жујовић“, Београд.

Стевановић, П., 1965: Србија. Земља и њен постанак. Знаменитости и лепоте Србије. Изд. „Народна књига“, Београд.

Стевановић, П., 1967: Стратиграфске цртеже трагом Цвијиевих површи ниске Шумадије. Геолошки гласник, књ. V, Титоград.

Стевановић, П., 1968: Скица за геолошку историју Београда и околине. — „Земља и људи“, 18, Београд.

Стевановић, П., 1970: О стратиграфском положају и појави косе („делтне“) седиментације у церитском лајтовцу београдског дунавског Кључа. — Зборник рад. Руд. геол. фак., 13, Београд.

Стевановић, П., 1970: Палеогеографско-еколошке промене из тортона околине Београда. Глас САНУ, књ. 278, Одељ. Прир. матем. наука, књ. 33, Београд.

Stevanović P., 1971: Sur les échelles biostratigraphiques du néogène marin et saumâtre de la Yougoslavie, V-e Congr. d. Néogène méditer. (Lyon). Mém. BRGM, No. 78, Orleans.

Стевановић, П., 1974: Геолошка прошлост Београда и околине. — „Историја Београда“, књ. 1, Београд.

Стевановић, П., 1975: Стратиграфски положај терцијарних еруптивних стена у околини Београда. — Природ. истраж. ЈАЗУ, 41, Acta geologica, VIII, 25, Загреб.

Стевановић, П., 1980: Кратка геолошка историја некадашњег панонског мора. — „Земља и људи“, 30, Београд.

Степановић, Б., 1938: Горњи миоцен у Каменом потоку код Кумодража. Геол. анали Балк. пол., књ. 15, Београд.

Stille, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Gebr. Bornträger, Berlin.

Цвијић, Ј., 1909: Језерска пластика Шумадије. — Глас СКА, књ. 79, први разред, 32, Београд.

Цвијић, Ј., 1924: Геоморфологија, књ. I, Београд.

Чучулић, М., 1962: Нов налазак сарматске бракичне фауне у околини Крагујевца. — Записници СГД за 1958—59, Београд.

R é s u m é

PETAR M. STEVANOVIC

UN APERÇU DES PHÉNOMÈNES TECTONIQUES RÉCENTS ET DE LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU TERRAIN NÉOGENE DE LA BASSE ŠUMADIJA

Avec 10 illustrations dans le texte

Se basant sur les recherches stratigraphiques et de géologie régionale et particulièrement sur les cartes géologiques de date plus récente, parmi lesquelles aussi de la nouvelle carte géologique »fondamentale« 1:100000, l'auteur expose la dynamique des mouvements épirogéniques et orogéniques dans la basse Šumadija qui était recouverte, à partir du Tortonien moyen par la Mer Pannonienne. Sur la croquis paléogéographique (Fig. 1) est présentée la limite méridionale de cette mer pendant le Sarmatien-Pannonien, ainsi que la disposition des principales lignes de dislocation, failles, fossés, etc.

La matière est exposée suivant la direction nord-sud, à partir du terrain mieux étudié des environs de Belgrade vers la bordure méridionale, moins étudiée, de la basse Šumadija. Le travail est divisé en

deux chapitres. Le premier comprend l'étude de l'espace situé entre la Save et le Danube au nord et la ligne Stepojevac-Kosmaj-Mladenovac-embouchure de la rivière de Jasenica au sud et le second les terrains á partir de la susdite ligne jusqu'à la limite méridionale de la Mer Pannonienne. Cette ligne de côte suit la direction suivante, á partir de Lazarevac vers l'est: Rudovci — Rudovački zabran (324 m) — Žuti Og-lavak (371 m) — Klještevica (345 m) — Preseka (445 m) — Oplenac (250 m) — Svetinja (460 m) — Kragujevac — Žeželj (481 m) — Badnjevački visovi — Lapovo — défilé de Bagrdan.

On a donné d'abord la description des mouvements épirogéniques, des transgressions et des régressions ainsi que des effets qu'ils produisent, et ensuite de la phase des mouvements orogéniques plus intensifs et des principales structures tectoniques qui se sont formées par suite de failles et de plissement du terrain.

Dans la partie finale, après avoir présenté la paléogéographie régionale et les structures de tectonique récente susmentionnée, l'auteur formule les conclusions suivantes:

1. La structure des étages néogènes est á formes structurales beaucoup plus simples que ce n'est le cas de l'étage structural inférieur, composé de différentes roches fort bouleversées, depuis les roches métamorphiques (Précambrien et Paléozoïque) jusqu'au flysch du Crétacé supérieur. Les sédiments néogènes, non pliés ou peu pliés, se sont adaptés au paléorelief préneogène par rapport á zone jurassique-crétacée, exhumée par l'érosion, qui s'étend de Belgrade vers le sud, dans la direction des montagnes de Rudnik et de Gledić («zone structurale de Šumadija» des Dinarides). Ils sont généralement inclinés en deux directions: á l'ouest de cette zone vers WSW, et á l'est de celle-ci vers NNE. Pourtant, on ne peut pas dire cela pour la partie orientale, de la basse Šumadija, approximativement á l'est de la ligne Grocka — Varovnica — Natalinci — Kragujevac — Žeželj (ligne de contact des Dinarides et de la Masse serbo-macédonienne, «Moravides» selon M. Andjelković). Dans cette région, á la base du néogène gisent les roches métamorphiques, brisées en blocs. Pour cette raison, la couverture néogène a une tectonique disjonctive (radiale) prononcée, avec la déviation de la pente des couches á directions différentes, á nombreuses failles, le long desquelles ont été formés plusieurs horsts et grabens très marquants.

Il résulte de cela une conclusion ultérieure, á savoir que les recherches stratigrapho-tectoniques, faites jusqu'á présent dans la basse Šumadija ont démontré une dépendance complète de l'étage structural néogène de la base préneogène et son type de structure.

2. Dans toute la région la tectonique radiale, de failles, domine absolument. Les plis sont une vraie rareté, les antiformes n'ont été prouvées qu'en quelques cas et, règle générale, elles s'étendent de la même façon que les structures et le relief dans la base néogène (direction NNW-SSW est dominante). Dans quelques cas a été établie la tectonique de failles et de plissement («Bruchfaltentektonik»), comme, par exemple, chez la synclinal de Beli Potok qui a la direction transversale par rapport au paléorelief préneogène.

3. Le promontoire dit de Belgrade, la partie extrême septentrionale faisant saillie dans la plaine de Srem et de Banat, de la basse Šumadija, a été étudié de façon plus détaillée que la région décrite dans la seconde partie du travail, située au sud de la ligne Kosmaj-embouchure de la Jasenica. Les pentes de failles sur la bordure du promontoire sont d'âge pléistocène et à l'intérieur du promontoire et de toute la basse Šumadija généralement d'âge pliocène (phase rodanienne). Parmi les lignes de dislocation les plus marquantes il faut compter les failles de direction longitudinale (NNW—SSE ou S—E), telles que les failles au nord du cours inférieur de la Jasenica, celles d'Azanja, de Palanka, de Krnjavo, et dans les autres régions la dislocation de Rakovica (V. Petković, 1912), de Pećane (V. Laskarev, 1927), les failles des fossés de Mladenovac et de Ripanj, de la Kubršnica, de la Rača et de la Lepenica.

4. Dans le travail sont cités et présentés par l'illustration quelques contacts directs des différents étages du néogène avec la paléorelief préneogène, ce qui a permis d'établir les oscillations épirogéniques du continent et du fond de la mer. Pourtant, les discordances d'érosion tectonique entre les étages du néogène n'ont été nulle part établies.

5. La présence du tuf volcanique et de la bentonite dans la série de Slanci, dans le Tortonien et le Sarmatien indique la présence du volcanisme moicène dans la Šumadija, mais à juger d'après tout, tous les foyers étaient en dehors du terrain couvert par la mer pannonienne. Vu l'absence des roches de lave dans le terrain néogène décrit, les cendres tuffeuses ont pu atteindre Belgrade uniquement par voie aérienne, selon toute probabilité du Sud de la „haute” Šumadija. Tous les composants de lave présente (andésito-dacites, quartzlatites, dacites rouges, basaltes, etc.) dans le moicène marin-saumâtre de la basse Šumadija apparaissent seulement comme clastiites rédéposées et élaborées (conglomérat, cailloux, gros sable.) Même dans les sédiments marins les plus anciens du Tortonien (Badénien) qui se trouvent à proximité de la région volcanique dans le bassin fluvial du Peštan (Rudovački zabran, Klještevica, Žuti Oglavak et autres) se trouvent uniquement les volcanites rédéposées.

6. Le croquis néotectonique exposé dans le présent travail n'est que le premier essai d'élaborer pour la région entière de la basse Šumadija, qui était couverte par la mer pannonienne de Parathétys, une division acceptable des régions tectoniques qui puisse faciliter l'interprétation du relief dans cette région. On projette l'élaboration d'une étude importante sur les questions soulevées. Les conclusions relatives à la partie septentrionale de la basse Šumadija, décrite dans la première section du présent travail, ont une base plus large et plus sûre que sa partie méridionale, de Mladenovac à Kragujevac. Dans le texte sont exposées les raisons pour lesquelles la partie méridionale »pannonienne« de la basse Šumadija est moins étudiée.

Institut de Géologie
de l'Université de Belgrade