

ЧЕДОМИР С. МИЛИЋ

## ОСНОВНЕ ОДЛИКЕ ФЛУВИЈАЛНОГ РЕЉЕФА СРБИЈЕ

Територија СР Србије заузима велики југословенски простор у коме се преплићу различити климатски утицаји. Тако, њен западни део је изложен влажним атлантским струјама чије дејство постепено слаби идући према истоку, где клима задобија континентално обележје; међутим, на југу се осећају упливи медитеранског климата. Све се то огледа у посебним температурним и плувиометријским одликама, које се манифестују као веома значајни агенси у морфолошком моделовању појединих области. Вредно је истаћи да централна подручја (долине Тисе и Дунава, као и долине Велике и Јужне Мораве) покривају годишње изохијете 500—600 мм, док у западним и источним планинским регионима оне имају веће вредности — 1000—1400 мм.<sup>1)</sup> При томе се атмосферски талози највише излучују у облику киша, које претежно отичу површински и граде велике хидрографске системе. Стога и рељеф има поглавито карактер диктиран процесима у развијеним речним сливовима.

Ови велики хидрографски системи припадају трима морским сливовима: црноморском, јадранском и егејском. Црноморски слив је, при томе, највећег пространства и његово развође према другим сливовима је лоцирано на крајњем југу СР Србије. Тако, јадранском сливу припада само речна мрежа Белог Дрима која углавном обухвата Метохију, док у оквире егејског слива улазе Лепенац, на Косову, и Бањска рска код Прешева као извориште Кумановске реке. Међутим, треба напоменути да су границе ових сливова током дуге еволуције биле сасвим различите од данашњих и да су се оне померале како у зависности од тектонског и палеогеографског развоја тако и геоморфолошке динамике која је била веома богата у овом делу Југославије. Другим речима, њихово пулзирање је зависило од многих фактора морфолошких процеса, односно флувијалне ерозије.

---

<sup>1)</sup> Види карту изохијета ФНРЈ (1953).

## ФАКТОРИ ПРОЦЕСА

### ПРЕГЛЕД ГЕОЛОШКЕ ГРАБЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЈЕ

По *Б. Сикошеку* (1971), на територији СР Србије могу се издвојити следеће геотектонске целине:

1. Унутрашњи Динариди;
2. Централна подручја: а) Панонска маса и б) Српско-македонска маса; и
3. Карпатско-балкански лук.

Унутрашња Динариди се протежу у облику широког планинског појаса са доминантним правцем пружања СЗ-ЈИ, с тим што се само у Метохији осећа одступање од овог генералног правца. У њима се издвајају секундарне тектонске јединице: а) Унутрашњи динарски појас ровова и хорстова, б) Вардарска зона *s. l.* и в) Унутрашња палеозојска, унутрашња и централна офиолитска зона. Првој зони припадају тектонски ров Саве, затим хорст Фрушке горе и подручје на потезу Цер—Букуља. У другу зону уврштени су терени почев од Београда, преко Космаја, Гледићких планина, источног Котаоника па до Скопске Црне горе. Она представља „непосредну границу између Динарида и кристаласте Српско-македонске масе“ (*Б. Сикошек*, 1971). Најзад, даље на западу простире се трећа зона, која почиње од Түзле и завршава се у Метохији.

У оквиру Централних подручја, Панонска маса се у ствари поклапа са подручјем Панонског басена, док Српско-македонска маса се углавном протеже од Дунава код Смедерева па све до Рујна планине. Ова друга тектонска јединица представљена је кристалистим масивима код Вршца и Рама, затим Црног врха, Јухора, Сталићких брда, Буковика, Ражња, Јастрепца, Калафата, Селичевике, Бибичке горе, Кукавице, Острозуба, Бесне кобиле и Рујена.

На истоку СР Србије, Карпатско-балкански лук се јасно истиче као посебна геотектонска целина, која на северу има меридијански правац пружања да би идући ка југу постепено задобила правац СЗ—ЈИ.

Ове геотектонске целине у основи су састављене од разноврсних стена прекамбријске, палеозојске и мезозојске старости, што је уопштем детаљније разматрано на другом месту (*Ч.С. Милић*, 1976). У њихов склоп улазе многобројни терцијарни басени који на различите начине маскирају основно горје. При томе, свакако су најзначајнији Панонски и Влашко-понтиски басен, чији се седименти значајно увлаче према југу, и то највише дуж Моравске и Тимочке низовине.

За ову прилику нужно је истаћи тектонске депресије које обликују или лонгитудинално обележје или су изоловано распоређене у дужим низовима. То стога што су послужиле као магистрале за обраћање значајнијих сливова на територији наше Републике.

На прво место неоспорно треба ставити Панонски басен, као сабирну област највећих југословенских река, на чијем дну су формирани дуги ровови Драве и Саве који се поглавито пружају динарским правцем. Ров Драве је условљен једним дубинским разломом и он се на југоистоку, следећи продужење његовог правца, наставља према Бердану, где су изграђене Љупковска и Доњомила-новачка котлина. О значају тог дубинског разлома и његовог продужења у правцу ове пробојнице говорили смо на другом месту (Ч.С. Милић, 1976).

Такође треба поменути дислокацију која се пружа динарским правцем од Зворника до Ниша и која чини границу „између динарских хорстова и централне офиолитске зоне” (Б. Максимовић, 1969). На њој је формиран ров Западне Мораве, а низ котлина дуж Нишаве као да „указује на могућност даљег простирања ове зоне према ЈИ, у НР Бугарској”.

Овакав правац пружања има и Сјеничка тектонско-ерозиона удолина са низом мањих неогених басена, коју одводњавају сливови Рзава и Увца (Ј. Цвијић, 1926; К. Ledebur, 1941 и М. Зеремски, 1969).

На територији СР Србије, Моравски расед свакако заузима најзначајније место међу дислокацијама меридијанског правца пружања. Дуж њега је изграђена Моравска потолина, затим Грделичка клисура, Врањска котлина и Прешевски басен (Ј. Цвијић, 1924; В. К. Петковић, 1935; К.В. Петковић, 1932; М. Илић, 1945 и А. Костић и др, 1961).

Тако се пружа и дислокација дуж које је формирана Тимочка потолина, која се продужује у зону раседања Књажевац—Ниш (А. Грубић, 1968 и 1970).

На крају, такво пружање има и Ибарски расед који се протеже између Голије и Копаоника и наставља се источним ободом Косовске котлине, представљајући западну границу Вардарске зоне (L. Kober, 1952 и К.В. Петковић, 1961).

Сем ових лонгитудиналних, разуме се, на територији уже Србије и САП Косова спорадично су формиране многобројне тектонске депресије, које у већини случајева представљају сабирне површине разгранатих хидрографских система. Оне су настале двојачко: или су терцијерни седименти наталожени у подручјима негативних елемената палеорељефа или они чине остатке некадашњих ширих акумулативних равни које су накнадно тектонски разломљене, односно спуштене.

\* \* \*

Што се тиче тектонског и палеогеографског развоја приказаних геотектонских целина, нас интересује само утолико колико је то дало Разноврсну скалу литолошких чланова различите отпорности према деловању флувијалног процеса и основни распоред речних сливова. Најкомплетнију слику ових збивања свакако је дао К.В.

*Петковић* (1958 и 1961), који констатује да ове целине покривају део медитеранске геосиндикале у коме је најраније консолидована кристаласта Родопска маса („кроз каледонско и раније, а нарочито кроз херцинско орогено збивање“). Ова острвска баријера дели геосинклиналне просторе Динарида и Карпато-балканида и за време тријаса, јуре и креде, уз иницијални магматизам, све до алпијске орогенезе. Током ове орогенезе снажни покрети делују у два правца, у поље од ове кристаласте масе. При томе, овај писац додаје:

„После овога, за време ларамијске и доцније пиринејске фазе, долази до убирања горњокредних седимената, њиховог кретања такође у два правца од родопског кристаластог језгра ка спољашњости са појавама раскидања, краљуштања и наживања. Ове покрете прати субсеквентни магматизам... Већ крајем пиринејске фазе, нарочито у савској и штајерској (I, II), па и даље, долази до раскомадавања терена на територији Југославије преко покрета радијалног типа, и то не само у обема наборним областима на боковима Родопске масе, већ и у самој њој...“

Радијално комадање терена, нарочито у Родопској маси и њеним ободним зонама... траје и даље кроз атичку, роданску и валахијску орогену фазу, праћено, само делимично, млађим вулканизмом...

Сви ови тектонски процеси током терцијера праћени су вишекратним маринским и језерским трансгресијама и регресијама, које су сужавале или давале простора деловању флувијалне ерозије.

Почетни део палеогена означен је континенталном фазом, што се тумачи недостатком одговарајућих стратиграфских чланова. Међутим, по *М. Атанацковићу* (1955) и *А. Павићу* (1969), на југу Њиланске котлине и дела Косова у почетном делу млађег палеогена долази до маринске трансгресије из области Македоније а која није ишла преко терена Качаничке клисуре већ простором источно и јужно од Њилана. Ово је свакако имало одређене реперкусије на општу оријентацију речне мреже, која је морала да буде нагнута у правцу данашњег Егејског мора.

Већ смо истакли на другом месту (*Ч.С. Милић*, 1976), да је претортонска језерска трансгресија захватила широка пространства СР Србије дуж магистралних потолина (Моравске, Тимочке и др.) и у оквирима данас изолованих басена. Седименти тога доба су се очували на различитим висинама почев од Метохије па до падина Фрушке горе.

У тортоњу је маринска трансгресија била мањег просторства од претходне. По *М. Чичулић* (1962), она је дуж Моравске потолине допра до линије Крагујевац—Деспотовац, а дуж Тимочке потолине — до Зајечара (*II. Стевановић*, 1964). По овом другом аутору, Панонски и Влашко-понтиски басен били су у то доба повезани на правцима Бердапа, Слатиноског басена и Сврљишке котлине до Крушевца. Међутим, остали делови СР Србије карактеришу се или временских хијатусом или језерским еквивалентима.

По *М. Чичулић* (1962), сарматска трансгресија је допра до Крушевца, док при максимуму панонске трансгресије долази до спајања седиментарних комплекса Шумадије, затим дуж

долине Велике Мораве и њених саставница са комплексима у басенима јужно од линије Грделичке клисуре. Тадашњу везу између Панонског и Егејског језера објаснили смо на другом месту (Ч. С. Милић, 1976). Међутим, у оквиру Крајине и Кључа у горњем сармату долази до регресије мора, као последица атичке орогене фазе што се одразило и на кидање маринске везе између Панонског и Влашко-понтског басена (V. Laskarev, 1924 и П. Стевановић, 1951 и 1964).

По П. Стевановићу (1964), у меоту почиње нова маринска трансгресија у пределима низводно од Бердапа, која је послужила као претходница понтској трансгресији када је поново успостављена широка веза између Панонског и Влашко-понтског басена (V. Laskarev, 1924 и П. Стевановић, 1951 и 1964). Други писац (1951) још додаје:

„Присуство абихи слојева са обе стране Карпата показује да се маринска комуникација између панонског и дакиског басена поново успоставља још пре почетка таложења слојева са *Congerina rhomboidea*. Ова веза је у почетку слаба и размена фауне ограничена. . .

У Источној Србији а исто тако у суседним областима Румуније и Бугарске не запажа се никаква генетска веза између понтиске и непосредно старије меотске фауне, што значи да је понтиска фауна у целини прешла из панонског басена. . .”

О висини понтиске каспи-бракичне акумулативне равни такође смо говорили на другим местима (Ч. С. Милић, 1976). А што се тиче језерских еквивалената тога доба, П. Стевановић (1951) допушта могућност постојања изолованих басена у заливу Панонског басена који су били „бар у повременој вези са каспи-бракичним морем на северу”. Један од таквих примера је косовско-метохијски језерски комплекс (М. Атанацковић, 1959), као и други који се виде на Геолошкој карти СФРЈ 1:500.000 листова Београд и Скопје (1971).

Ова изолована понтиска језера настала су раскомадавањем горњомиоценске језерске равни, која је захватала широка просторства СР Србије и повезивала гравитациона подручја панонског и егејског слива. Међутим, и понтиска језера доцније сужавају своје зреле. Такве примере имамо у Метохији, Панонском басену и на ободу Влашко-понтског басена, што смо већ раније свестраније разматрали (Ч. С. Милић, 1976). При томе, у Панонском басену са рововима Драве и Саве палудинска језера су се одржавала „не само до краја плиоцена, већ и у квартално доба, у току доњег и средњег плеистоцена“, која се у току миндел-ришке интергласације завршавају речно-језерским стањем са *Corbicula fluminalis* (В. Ласкарев, 1951. и 1952). Преко ове завршне серије акумулирају се флувијатилне и еолске наслаге, што говори о коначној језерској регресији са ове територије. Исте појаве су заступљене и на ободу Влашко-понтског басена.

#### СЕКУЛАРНЕ КЛИМАТСКЕ ПРОМЕНЕ

Целовиту слику о развоју флувијалног процеса и измештању граница међу морским сливовима, које смо истакли у уводном из-

лагању, можемо добити разматрајући не само тектонска збивања већ и секуларне климатске промене. То ће нам унеколико помоћи у комплетном сагледавању узрока терцијерних моринских и језерских трансгресија и регресија.

Како се најстарија моринска трансгресија у терцијеру датира с краја палеогена, то ћемо од тога доба размотрити сукцесију климатских стања. По *Н. Пангићу* (1956), концем олигоцене клима је била тропска, док је у I медитерану „била веома топла, али нешто мање од горњеолигоценске и нешто влажнија од ње“. У току II медитерана поднебље је суптропско и изразито влажно. У првим одељцима сармата клима је била умерено влажна, док је у млађим нешто сува. Млађи део панона одликовао се умерено топлим климатом, суптропским и са знатном влажношћу. Оваквим поднебљем се одликује и плиоценоко доба (*П. Стевановић*, 1951). У плеистоцену од гинца до риза три пута се смењују медитерански и средњеевропски климати, а вирм карактерише сувом и хладном климом, у глацијалима, и умереним поднебљем, у интерстадијалима (*D. Jaranoff*, 1944). Најзад, холоценска клима се све више приближује карактеристикама које смо истакли у уводном излагању.

Један од најбољих индикатора климе свакако су угљене наслаге, тј. њихова нагомилања су у вези с топлим и влажном климом коју прати бујна вегетација. Тако, претортонско доба карактерише се слатководним творевинама и богатим налазиштима угља широм свих геотектонских целина. Слична је ситуација, према нешто мање, и у средњем и горњем миоцену. Међутим, што се тиче моћних наслага понтијских угљева, оне су заступљене само на западу од Карпатско-балканског лука. То већ указује на диференцирање тадашње климе у Крајини и Кључу у релацији према крајевима који су били више изложени ваздушним струјама са Атлантика. Најзад, незнате угљевите наслаге млађих делова плиоцена заступљене су само у Метохији (*П. Бочкић*, 1971/72). Ово би био један од доказа да је у то време влажно-топла клима владала само у јужнијим деловима наше Републике.

Судећи по моћности угљених творевина највлажнији периоди су били претортонски и понтијски који су се иначе одликовали трансгресијама. Тиме би се употпунила климатска слика у раздобљу с краја палеогена па све до понта. Међутим, у последњем периоду наступа извесна диференцијација климе на истоку од карпатско-балканске баријере, да би доцније дошло до знатнијег погоршања у погледу кишног режима. Једино су нешто повољније прилике у Метохији током постпонтијског дела плиоцена, али то није од некаквог пресудног значаја за нагомилавање угља.

Овакве климатске осцилације, уз тектонске процесе, несумњиво су се одразиле како на трансгресије тако и на субаерске процесе, било да се ради о интензитету или ареалима њиховог деловања. Наиме, трансгресије и регресије су сужавале или проширивале просторе на којима је била активна флувијална ерозија и денудација.

Све у свему, комбинацијом ових фактора током дуге геоморфолошке еволуције долазило је до различитог развитка речних сливова и њихових главних елемената — површи, долина и тераса.

### ГЛАВНИ МОРФОЛОШКИ ЕЛЕМЕНТИ

#### Е П И Г Е Н И Ј Е

Већ је *Ј. Цвијић* (1909, 1924 и 1926) истакао да је велики део Србије био захваћен неогеном трансгресијом, односно да су неогени (поглавито плиоценски) седименти покривали палеорељеф и да је доцније речна мрежа усцејајући се кроз те наслаге образвала многе епигенетске клисуре. Њему су те појаве служиле као доказ о висини деловања абразије и формирању познате серије површи у Шумадији. Међутим, касније је *П.С. Јовановић* (1951 и 1953) баш на основу епигенија с правом негирао ове Цвијићеве поставке, па су оне (епигеније) отада постале веома важан репер за разграничење деловања абразионог и флувијалног процеса.

За ову прилику ћемо истаћи само оне епигенетске појаве које су од највећег значаја за сагледавање висина језерских акумулативних равни из претортонског, панонског, понтиског и левантиског доба. То ће нам такође бити од користи да идентификујемо како генезу тако и старост серије површи у оквирима речних сливова СР Србије.

У сливу Јужне Мораве значајна је појава прободничке епигеније недалеко од Враћа. Наиме, Тесовички басен дренирају токови из два слива, Враћкоке реке и Ветернице. По *Ч.С. Милићу* (1967), интересантан је леви изворишни крак Враћкоке реке који извире у нижем миоценском терену и „упућује се према дну Враћкоке котлине пролазећи кроз виши кристаласти терен између Крстиловице (1140 м) и Плачковице (1231 м)”. Значи да су претортонски језерски седименти били најмање на висини прве локалности.

Ако се погледају прилике у домену високе Сјеничке котлине, онда се може закључити да су претортонске наслаге заузимале много виши положај него што је то случај с поменутом епигенијом. Наиме, по *М. Зеремском* (1969), у басену Требиње оне су очуване до хоризонтале од 1350 м. При томе је овај аутор констатовао једну ртасту епигенију на пречази између Мравин поља и Блатине (1140 м), затим три ивичне епигеније левог изворишног крака Дивице у Дүнишићима (1103, 1110 и 1120 м), ивичну епигенију Бачевске реке у Бачијама (1120 м), домну епигеније Дивице на брду Шанац (1112) и домну епигенију Грље изнад Ступског поља, која је највиша (1260 м).

Основну представу о висини панонске акумулативне равни дуж долине Велике и Јужне Мораве пружају нам прилике у Гњиланској котлини (*Ч.С. Милић*, 1967). Овде Биначка Морава и Прилепница, уместо да се саставе на нижем терену ове котлине и тако наставе према терцијеру Изморничке котлине, спајају се у вишем те-

рену Угљарске клисуре, између Котлине (899 м) и Крондурака (810 м). То је, дакле, пример пробојничке епигеније.

За идентификацију генезе површи у сливу Нишаве најзначајнија је епигенија Сићевске клисуре између Облика (898 м) и Плеша (1267 м), на Сврљишким планинама. Судећи по приликама по осталим крајевима Србије пре бисмо били оклони да ову епигенију смаграмо као постпанонску а не постпонтиску творевину. Наиме, у току понта правцем Сићевске клисуре водила је отока између Белопаланачке котлине и Островичог басена који је био у вези са Нишком котлином. И она се епигенетски усекла, што смо уосталом већ констатовали на другим местима (*Ч. С. Милић*, 1969 и 1976).

Раније смо се бавили проблемом везе између Панонског и Егејског језера за време максимума панонске трансгресије (*Ч. С. Милић*, 1976). Та веза је ишла између планине Кукавице (1441 м) и источних огранака Копаоника. Она се кида у доњем плаоцену и тада се развијају многа реликтна језера, док је на крајњем северу егзистовало бракично море.

О некадашњој висини понтиске каспи-бракичне акумулативне равни најбоље нам говори епигенетска клисура Казана (Велики штрбац — 768 м) коју је први констатовао *Ј. Цвијић* (1921), док смо њен значај истицали у више наврата (*Ч. С. Милић*, 1965 и 1976). Разуме се, ова ката је накнадно издигнута у току роданске и валахијске орогене фазе које су захватиле цео Карпатско-балкански лук.

Представу о висинама понтиских акумулативних комплекса у пиротском и лесковачком подручју дају нам пробојничке епигеније у високом Одоровском басену (*Ч. С. Милић*, 1976), где је свакако била најмање на 790 м, и пробојничке епигеније у Запаљском басену у коме притоке Власине пресецају Крушевицу између Тумбе (800 м) и Високе чуке (808 м) а Кућинска река, притока Нишаве, пробија пречагу између Селичевце (902 м) и Црног камена (860 м) на Коритњаку (*Ч. С. Милић*, 1967). То указује на знатну висину некадашњих понтиских језера, која су по овему судећи била „бар у повременој вези са каспи-бракичним морем на северу“ Моравске котлине, како претпоставља *П. Стевановић* (1951).

Пространа подручја јужно од линије, која се поклапа са тереном Грделичке клисуре, такође су се одликовала изолованим понтиским језерима. Ту је од највећег значаја оно језеро које је покривало Косово и Метохију. О висини његове акумулативне равни најбоље казује епигенетска клисура Белог Дрима између Црмљенске чуке (701 м) и Фуша Брешкос (731 м) и чињеница „да се Клина и Мируша пробијају из нижег и мекшег неогена кроз 700—800 м високу кречњачку баријеру и прелазе у Пећко-источку котлину...“ (*Ј. Б. Марковић*, 1966).

Швањска домна епигенија Белог Дрима указује нам на висину левантиске акумулативне равни у Метохији. Ту, сенонска „кречњачка главица је са ових страна опкољена и покривена неогеном, нижим од темена главице“, (*Ј. Б. Марковић*, 1966). Наиме, теме главице је на висини од 380—408 м. Према томе, левантиске наслаге



су свакако покривале ову кречњачку масу и у њу се Бели Дрим доцније епигенетски усекао. Уосталом, према подацима *П. Бокчића* (1971), ове творевине у околини Махале Осоје, на разводу између Белог Дрима и Пећке Бистрице, не премашују висину хоризонтале од 450 м, а преко њих су наталожени квартарни седименти.

По *Ч. С. Милићу* (1976), на источном ободу Моравске потолине Дунав је усекао ртасту епигенију у кристаластом терену између Горице (282 м) код Рама и Мале враголије (366 м) на румунској страни, уместо да је користио „удолину испуњену живим песком у простору Стокин салаша (111 м) код села Затоња“. Које је старости ова епигенија? Судаћи по присуству „левантиске серије“ код села Тополовника, низводно од Рама, која допире до 130 м апс. висине и „лежи дискордантно и трансгресивно преко сивкастих лапоровитих глина доње-конгеријске старости“ (*П. Стевановић*, 1949), ова појава је настала у постлевантиско доба.

На основу приказаних епигенија можемо добити приближну слику о висинама некадашњих језерских акумулативних равни које су маскирале палеорељеф. Тако, максимална висина претортонске равни била је најмање на 1350 м (Сјеничка котлина), док је панонска свакако била у висини коте Облика (898 м) у долини Нишаве. Каспи-бракично море морало је бити на висини Великог штрпца (768 м), када је поново била успостављена маринска веза између Панонског и Влашко-понтског басена. Његови еквиваленти допирали су несумњиво до висина које су омеђене хоризонталама 700—860 м (Одоровски и Запањски басен, као и Метохија). Најзад, левантиска раван у Метохији је најмање била на висини од 400—450 м (Швањска епигенија Белог Дрима), док на дну Моравске потолине као дела Панонског басена није била нижа од 130 м.

Ове висине акумулативних равни не смемо посматрати статички, јер су оне резултат и ендегених и егзогених сила. Наиме, радијалним и епигенетским процесима током орогених фаза у млађем делу терцијера и доцније, шири или ужи језерски комплекс су доведени у различите висинске положаје. На то су се надовезали и различити износи тоталне ерозије, па је тиме још више отежан посао око реконструкције њихових првобитних висина.

При свему изнетом, најважније је то да смо — на основу епигенија и остатака појединих језерских акумулативних равни — у стању да сагледамо нивое који су несумњиво били иницијалне површине за деловање флувијалног процеса и формирање одговарајућих геоморфолошких елемената.

### МАГИСТРАЛНИ РЕЧНИ СЛИВОВИ

На тлу СР Србије речни сливови, као што смо рекли, гравитирају у правцу три мора и при томе су њихова развођа смештена на крајњем југу ове територије. За ову прилику биће сасвим довољно да размотримо оне хидрографске системе, односно површи и долине, чије површине углавном прелазе 1000 км<sup>2</sup>, да бисмо схватили динамику померања вододелница међу морским сливовима.

## П о в р ш и

Током дуге геоморфолошке еволуције, од доњег миоцена па све до квартара, речна мрежа у оквирима главних морфотектонских целина је изградила више серија флувијалних површи и то сагласно како распореду литолошких чланова различите отпорности тако и секуларним климатским променама. Основну представу ових серија добићемо на основу табеларног прегледа по магистралним долинским системима.

### Д у н а в

Фрушка гора	Вршачке планине	Бердан
420—440 м	250 м	1000—1200 м
360—380 м	200 м	900—950 м
310—340 м	160 м	810—840 м
240—270 м	130 м	700—750 м
200—220 м	110—120 м	590—640 м
130—150 м*		540—560 м
110—120 м*		490—520 м
		420—440 м
		370—390 м
		310—350 м
		260—280 м
		200—210 м
		140—160 м
Пек	Млава	Ресав
800—880 м	1000—1100 м	720—750 м
690—750 м	850 м	600 м
590—660 м	750 м	500—550 м
540—560 м	600 м	420—430 м
420—440 м	500—550 м	
370—390 м	420—430 м	
310—340 м		
260—280 м		
Сава	Дрина	Колубара
510—530 м		1100 м
410—440 м	1100—1200 м	1000 м
320—340 м	878 м	900 м
	740—780 м	800 м
	600—680 м	700 м
	550—570 м	600 м
	493—510 м	500 м
	400—450 м	400 м
	360—380 м	340—360 м
	320—350 м	300 м
	260—280 м	240—260 м
	210—250 м	200 м
	160—180 м	
	130—150 м	

\* Ово су у ствари лесне заравни.

Међутим, на Панонском одсеку Б. Ж. Милојевић (1960) истиче два нивоа: од 200—217 м и 150—160 м.

Јуж. Морава	Зап. Морава	Вел. Морава
1600—1800 м	1800—1820 м	800—880 м
1400—1500 м	1720—1740 м	690—780 м
1000—1200 м	1620—1640 м	590—660 м
	1500—1540 м	540—580 м
810—840 м	1380—1440 м	500—540 м
690—740 м	1280—1340 м	420—440 м
620—640 м	1200—1240 м	370—390 м
540—560 м	1100—1140 м	310—350 м
490—510 м	1000—1040 м	260—280 м
420—440 м	900—950 м	210—240 м
370—390 м	800—840 м	140—150 м
	720—740 м	
	600—640 м	
	550—580 м	
	520—540 м	
	450 м	
	390—400 м	
	350—360 м	
	320—340 м	
	300 м	
	240—256 м	
Сокоб. Моравица	Вел. Тимок	Нишава
1000—11000 м	1000—11000 м	1600—1800 м
940 м	950—960 м	1400—1500 м
830 м	740—780 м	1000—1200 м
670—680 м	650—680 м	900—950 м
600 м	550—580 м	720—760 м
500 м	450—500 м	540—650 м
400 м	420—450 м	450—500 м
	320—350 м	430—440 м
	270—280 м	300—340 м
	200—260 м	
Власина	Топлица	Увац
1000—1200 м	950—1200 м	1720—1750 м
900—950 м	810—840 м	1500 м
810—840 м	690—725 м	1300—1350 м
690—740 м	620—640 м	1220—1260 м
620—640 м	580—635 м	1060—1160 м
540—560 м	500—540 м	1025—1030 м
490—510 м	410—430 м	
420—440 м		
370—380 м		

Р а с и н а	И б а р	Б е л и Д р и м
1650—1800 м	1650—1800 м	2000—2400 м
1430—1540 м	1400—1500 м	1620—1700 м
1300—1360 м	1300—1350 м	1480—1500 м
1200—1270 м	1000—1200 м	940 м
1100—1170 м	900—950 м	890 м
980—1060 м	800—840 м	800 м
910—960 м	690—740 м	760 м
830—860 м	600—640 м	620—640 м
690—740 м	520—540 м	520—560 м
590—640 м	450 м	450 м
540—560 м	390—400 м	
490—520 м	350—360 м	
420—440 м	320—340 м	
370—390 м	300 м	
260—280 м	240—256 м	
210—240 м		

У истакнутим серијама површи по главним долинским системима има и оних које су дефинисане као абразионе. То се мисли на неке површи на Вршачким планинама (*Б. Букуров*, 1950 и *М. Зеремски*, 1968) затим на Панонском одсеку дуж Саве и Дунава (*Б. Ж. Милојевић*, 1951 и 1960), у сливу Млаве (*Б. Паунковић*, 1935), у долинама Западне Мораве (*Б. Ж. Милојевић*, 1948) и Голијске Моравице (*Р. Ршумовић*, 1960), као и Нишаве (*П. Јанковић*, 1909), Сокобањске Моравице (*П. С. Јовановић*, 1924) и Топлице (*С. М. Милојевић*, 1929). Да би се отклонио неспоразум, треба претходно да се изврши датирање ових серија, укључујући и спорних површи.

У синтези о речним сливовима у источној Србији (*Ч. С. Милић*, 1976) учинили смо покушај датирања свих површи које су заступљене у овој области. Овом приликом, без икаквог образлагања, приказаћемо их у облику табеле.

1600—1800 м	Доњи миоцен?
1400—1500 м	
1000—1200 м	II медитеран — доњи сармат
900—950 м	Меот — понт
810—840 м	Понт
700—750 м	
590—640 м	Дак — левант
540—560 м	
490—520 м	
420—440 м	Левант
370—390 м	
310—350 м	Левант — плеистоцен
260—280 м	
200—210 м	
140—160 м	Гинц — рис

Овакво датирање је у ствари извршено према чињеницама које су нам дали речни сливови источне Србије. Што се тиче прилика у осталим деловима наше Републике, свакако се намеће потреба да се изврши провера ових резултата и да се, евентуално, унесу и неке корекције у схватањима.

Пре свега, у погледу старости највиших површи у сливу Расине — од 1650—1800 и 1430—1540 м — својевремено смо се изјаснили да оне припадају олиго-миоценској језерској фази (Ч. С. Милић, 1964). Међутим, данас геолози ту фазу означавају као доњо-миоценску или претортонску, па би према томе требало кориговати и датирање ових површи. Имајући у виду да овај слив дренира Унутрашње Динариде, то се слободно може узети да су синхроничне са онима у источној Србији, односно да припадају доњем миоцену или нешто раније, што смо такође претпостављали на једном другом месту (Ч. С. Милић, 1969).

Овој најстаријој језерској фази у крушевачком крају одговарају и седименти у басенима око Сјеничке котлине, где је М. Зеремски (1969) утврдио да достижу максималну висину од 1350 м. Из овога би произишло да је флувијална површ од 1300—1350 м изграђена непосредно по повлачењу овог најстаријег језера у западној Србији. Другим речима, она би одговарала II медитерану, односно добу које је претходило формирању површи од 1000—1200 м у источној Србији.

Низ епигенија у области Увца, Црног Рзава и Бетиње недвосмислено говоре о флувијалном пореклу тзв. Златиборске и Мачкатске површи, што је М. Зеремски (1961 и 1969) детаљно документовао. Наиме, те површи секу претортонску језерску серију и, као такве, оне су свакако млађе од овог лимнијског стања.

Судећи по епигенијама Кутинске реке у Запаљском басену и Клине и Мируше у Метохији, површи од 810—840 м и ниже биле би флувијалног порекла и постпонтиске старости. Међутим, у домену Бердапа ова виша површ је датирана као понтиска, пошто се морало водити рачуна о чињеници да процес изградње једне површи закашњава у областима које су удаљене од ерозивне базе, у овом случају — Дунава. Другим речима, формирање серије површи од 810—840 м и оних нижих све до 450 м свакако пада у раздобље дак-левант.

Што се тиче површи од 420—440 м, њу смо датирали као левантиску творевину (Ч. С. Милић, 1970 и 1976). Такво би схватање и даље важило за прилике у источној Србији. Међутим, ако се осврнемо на горњу границу левантиских седимената у Метохији и појаву Швањске епигеније Белог Дрима, онда би све површи испод 450 м апс. висине свакако биле постлевантиске старости. А то је такође могуће имајући у виду дуго егзистовање реликтног језера у Метохијској котлини, па самим тим је и закашњавао процес усечања површи у односу на кореспондентне површи у областима где се непосредно осећао утицај доње ерозивне базе. Као што ћемо доцније видети, овај утицај се највећма примећује из правца црноморског слива, па стога и није чудо што су се неке површи у северном делу источне Србије раније изградиле.

У погледу серије површи од 260—280, 200—210 и 140—160 м у оквиру источне Србије определили смо се да су флувијалног порекла и да припадају раздобљу гинц-рис (Ч. С. Милић, 1970 и 1976).

С друге стране, речено је да неки аутори констатују да је та серија абразионог карактера, ерозивног или акумулативног типа. При томе се сматра да су настале радом језерских таласа у доба када се у ствари формирао Панонски одсек, и то разламањем понтишке акумулативне равни. Међутим, праву слику морфолошких збивања можемо добити ако се подсетимо ртасте епигеније Дунава код Рама, између Горице (282 м) и Мале враголије (366 м), која се такође налази на ободу Панонског басена. То би значило да је површ од 260—280 м у тој области неоспорно постлевантиске старости и флувијалног порекла, јер је изграђена испод нивоа Горице. С друге стране, да ли су таквог карактера две ниже површи ако се има у виду да су формиране у простору који је опасивао водене површине палудиноких језера на дну истог басена? А та су језера, као што знамо трајала до миндел-ришке интергласације која је била представљена речно-језерским стањем са *Corbicula fluminalis*.

Да бисмо разрешили проблем генезе ових двеју нижих површи, а које неоспорно припадају млађем делу раздобља гинц-рис, морамо се подсетити прилика на Фрушкој гори. Јер, у крајњој линији, на бочовима ове острвске планине требало би очекивати да је најинтензивније деловао абразиони процес палудинских језера на дну Панонског басена.

За ову прилику довољно је истаћи само неке чињенице из те области (Ч. С. Милић, 1973). Пре свега, лесне насlage различитих дебљина или су представљене у облику двеју заравни (од 130—150 и 110—120 м) или покривају површи од 200—220, 240—270 и 310—340 м. Њихову подину у оквирима заравни обично чине барски лес, црвена манганозна земљишта, црвеница или живи песак — све у зависности од заталасане иницијалне топографске површине какву обично имају флувијалне површи. Међутим, ову подину на фрушкогорским површима чини црвеница или латерит, и то нарочито када је у питању ниво од 200—220 м.

Апстрахујући случајеве где лесну подину чине живи песак, црвеница или латерит, које су неоспорно копнене творевине, потребно је да се осврнемо на хидрографске прилике при образовању барског леса. Само име нам јасно говори да су ове насlage образоване у плиткој води, па се стога поставља једно логично питање: каква је у то време била снага таласа палудинских језера да би усецали једну или више абразионих површи?

Све ово недвосмислено казује да је серија ових површи настала радом притока Дунава, како на Фрушкој гори тако и на Панонском одсеку и на Вршачким планинама у условима климе која је одређила феритизацију као доминантни педогенетски процес. Тај процес је у основи пропратна појава флувијалне ерозије током старијег дела плеистоцена, и то апланације као главне компоненте. Уз то треба водити рачуна и о појави некоординиране апланације која делује непрекидно, на тај начин што се млади фазни облици развијају на рачун старијих. Због тога су се могли уништити и трагови епигеничних абразионих површи, чије се образовање у условима палудинских вода заиста тешко може остварити.

На крају, ако бацимо још један поглед на приказне серије површи по главним хидрографским системима, запазићемо да је у сливовима Голијске Моравице и Расине вертикални размак међу највишим површима (у међувисинама од 1800 до 1000 м) мањи него у другим областима. Наиме, њихов ритам је учестанији. То је свакако посленица живе тектонске активности у простору између Копаоника и Голије, у зони офиолитских стена и Ибарског раседа, која је довела до поремећаја површи од 1650—1800 и 1430—1540 м.

Овакви диференцијални покрети теренских маса, односно поремећаји флувијалних површи, утврђени су и на другим местима, што смо већ навели у синтези о речним сливовима источне Србије (Ч. С. Милић, 1976). Исто тако, ови неотектонски процеси присутни су и у доцнијим фазама геоморфолошке еволуције, чију анализу је исцрпно извршио М. Зеремски (1974) у оквирима више долинских система те области:

При свему, интензитет тектонских процеса од староштајерске до пасаденске орогене фазе није довео до престанка образовања флувијалних површи, што би било нормално очекивати због чињенице да су они свакако били узрок поремећаја у падовима рељефа. То је, наиме, сасвим супротна појава у односу на пластичке црте ових морфолошких елемената. Они су се ипак формирали у оквирима издигнутих и денивелисаних геотектонских целина захваљујући само климатским приликама, које су се од доњег миоцена поступно погоршавале. Али, битно су измењене тек у млађем плеистоцену. Другим речима, само вирмски и холоценски период се одликује одсуством ових апланационих форми: оне данас у рељефу наше Републике представљају сведоке фосилизованих процеса.

## Долине

Већ смо истакли да је процес координиране или некоординиране ерозије најинтензивније деловао из правца црноморске доње ерозивне базе. Зато ћемо своја разматрања отпочети са долинама које су најнепосредније везане за ту базу, односно са највећим рекама у СР Србији.

## Д у н а в

По Б. Ж. Милојевићу (1960), панонски део долине Дунава диригован је пружањем раседних линија на граници дна Панонског басена, с једне, и издигнутих теренских маса Барањске планине, затим Фрушке горе и шумадијског побрђа, с друге стране. Ове издигнуте масе прокинуте су на просторима ушћа Драве, Саве и Мораве, и то исто дуж дислокационих линија.

Посматрано у гро плану, долина Дунава до ушћа Драве има меридијански правац пружања а потом се упућује смером СЗ—ЈИ. То друго се поклапа с пружањем Дравског рова, односно дубинским

разломом којим је условљена граница између Српско-македонске масе, Унутрашњих Динарида и Панонске масе. У прилог овој констатацији иде чињеница да Дунав низводно од Београда тече ровом који је на југу омеђен Панонским одсеком, са скоком спуштања око 100 м (В. Ласкарев, 1949), и на северу антиклиналном структуром у пределу Банатске пешчаре (С. Вучић, 1966).

Овакав генерални правац, од СЗ—ЈИ, долина Дунава има и дуж Бердапа па све до Видина, са изузетком у клисури Казана, што смо уосталом раније довели у везу са пружањем поменутог дубинског разлома (Ч. С. Милић, 1976). По Ј. Цвијићу (1908 и 1921), у овој пробојници се издавају четири клисуре (Голубачка, Госпобин вир, Казан и Сипска) и три котлине (Љупковска, Доњомилановачка и Оршавска). На њеном излазу формиран је кладовски Кључ на творевинама фосилне делте, која се лепезасто шири према дну Влашко-понтиског басена.

Б. Ж. Милојевић (1960) напомиње да је долина Дунава у оквирима САП Војводине уметнута између лесних заравни и тераса, које су прекривене живим песком Бајско-суботичке и Банатске пешчаре, да би се тек на Панонском одсеку низводно од Београда уочила серија речних тераса од 65—70, 25—35, 10—16 и 6—10 м. Такву серију тераса је већ раније констатовао Ј. Цвијић (1908 и 1921) дуж Бердапа, и то: од 60—65, 27—30, 10—20 и 4—8 м.

Ове карактеристике долине Дунава су израз дуготрајне палеогеографске и геоморфолошке еволуције у простору који је заузимао некадашњи Паратетис. Да бисмо добили комплетну слику о овој еволуцији, нужно је да се подсетимо нових резултата о генези Бердапа (Ч. С. Милић, 1976) и прилика са Фрушке горе (Ч. С. Милић, 1973).

По Ј. Цвијићу (1908 и 1921), В. Ласкареви (1924) и П. Стевановићу (1951 и 1964), на простору данашњег Бердапа за време тортона се протезао мореуз који је везивао делове Паратетиса у Панонском и Влашко-понтиском басену. Тада се речна мрежа оријентисала у правцу овог мореуза (пример Берзаске у Румунији) и у условима тропске климе формирала површ од 1000—1200 м (Ч. С. Милић, 1976).

У току атичке орогене фазе, у раздобљу од средњег сармата до мота (В. Ласкарев, 1924 и П. Стевановић, 1951 и 1964), када се маринска веза између ова два велика басена а на планинском своду формирају се два дивергентна речна слива са вододелницом на потезу Шомрда — Свинечеа Маре у домену клисуре Госпобин вир (Ч. С. Милић, 1976). Тада већ постоје услови за образовање ако не сталне оно бар повремене отоке, која је дала материјале (сабране из притока) за таложење у великој делти на простору од Сипа до мун. Букова. О динамички геоморфолошког развитка овога краја детаљније смо писали на другом месту (Ч. С. Милић, 1976).

Овако формирана речна мрежа на карпатској пречази поступно је усесала површи од 900—950 и 810—840 м. Тиме се, уз епиротензију и климатске промене, утиру путеви за образовање понтиске



каспи-бракичне мореузине и привременог нестанка делте на ободу Влашко-понтиског басена. То пада у време нове трансгресије када се поново успоставља маринска веза ове депресије са Панонским басеном (V. Laskarev, 1924 и П. Стевановић, 1951 и 1964).

У току роданске орогене фазе, у постпонтиско доба нестаје са позорнице каспи-бракични мореуз (П. Стевановић, 1964) и на греси Бердала се поново формира отока са великом делтом у троуглу Госпоћин вир — Сип — ман. Буково. При усецању површи од 700—750, 590—640, 540—560, 490—520 и 420—440 м рукавци ове делте постепено се губе из пејзажа ове области тако да остају само два: онај према Сипу и други, мањи, према ман. Букову. И овај други рукавац бива уништен за време валахијске орогене фазе, односно пред добом усецања површи од 370—390 м (Ч. С. Милић, 1976).

За време изградње површи од 370—390, 310—350, 260—280, 200—210 и 140—160 м, у раздобљу од леванта до риса, егзистује делта отоке Панонског језера само у простору Сипа. П. Стевановић (1967) у овој серији констатује вилафраншијен, док је код Брзе Паланке нађена *Corbicula fluminalis* (М. Ракић, 1972). И по М. Зеремском (1972), површи Кључа од 140—160 м, иначе последња етапа ове отоке, састављена је у основи „од глиновитих седимената које у западном делу покрива завршна фација горњеплиоценских (вилафраншијен(?)) шљунковито-песковитих наслага са периглацијалним шљунком...“

Из овога произилази да је делта на ободу Влашко-понтиског басена егзистовала у дугом раздобљу од средњег сармата па до површи Кључа од 140—160 м, а с једним најдужим прекидом у време понтиске мореузине. Ова најнижа површ је, по Ч.С. Милићу (1976), у ствари завршна фаза у развоју „праделте у домену Сипа која, по поступном повлачењу језера према истоку, прераста у лепезасту форму једне велике плавине. Све ово, по свој прилици, пада у време интергласијације миндел — рис, када су се у Панонском басену таложили слојеви са *Corbicula fluminalis* (В. Ласкарев, 1952). Отада се ова отока преображава у ток Дунава данашњег изгледа, који усеца серију тераса од 60—65, 27—30, 10 и 4—8 м“.

Овде је од значаја да је за ниво површи Кључа (од 140—160 м) везана појава слојева са *Corbicula fluminalis*, који на дну Панонског басена представљају речно-језерско стање као завршну етапу палудинских језера из левантиског и стародилувијалног периода. При томе, овај ниво је играо улогу иницијалне површине у коју се усекао Дунав и његове највеће притоке — Драва, Тиса, Сава и Велика Морава. Та површина је унеколико морала да благо пада према Бердалу. Она, да се подсетимо, има следеће висине: испод Вршачких планина — 160 м, затим на ушћу Дрине — 160—180, Колубаре — 140—170 м, Саве 145—165 м и на Панонском одсеку низводно од Београда — 150—160 м.

Већ смо споменули налаз Б.Ж. Милојевића (1960), да је у ову иницијалну површину на Панонском одсеку усечена серија дунавских тераса од 65—70, 25—35, 10—16 и 6—10 м, која је кореспондентна серији бердапских тераса сличних релативних висина. Међутим,

на дну Панонског басена, у оквиру САП Војводине, ова серија тераса представљена је двома лесним заравним и једном лесном терасом (Б. Букуров, 1953 и 1954 и Ч.С. Милић, 1973). Ово је и разумљиво ако се има у виду да се дно басена спуштао дуж раседних линија, и то диференцијално у односу на обод, па се само на Панонском одсеку усецала серија речних тераса.

Због свега тога, еволуцију Дунава у Војводини можемо пратити не помоћу речних тераса већ лесних заравни и тераса. При томе, Фрушка гора представља најбољи репер због комплетних профила и најновије проучености лесних наслага кроз призму интеракције флувијалних, колувијалних и еолских процеса. Прихватајући неке од научних резултата В. Ласкарева (1951 и 1952), затим Ј. Марковић—Марјановић (1950, 1951, 1953, 1954 и 1969) и Б. Букурова (1953 и 1954), дошли смо до следећих констатација у погледу настанка и развојка наше највеће реке. Као основа за датирање послужиле нам ришка старост више (од 130—150 м) и вирмска старост ниже лесне заравни (од 110—120 м), док лесна тераса припада холоценском периоду.

Тако, за време велике интергласијације миндел—рис, на дну Панонског басена владала је речно-језерска фаза када су се таложили слојеви са *Corbicula fluminalis*. При крају ове интергласијације клима је постепено постајала сувља, да су речни токови унеколико стабилизовали правце својих корита. Тако је Дунав текао много источније од данашњег простора и таложио тзв. „сентешке слојеве“ преко благе зрењаниско-сарвашке синклинале (В. Ласкарев, 1952). Ови „сентешки слојеви“ су, сматрамо, синхронични са барским лесом и црвеницом у подини лесова више заравни. У току риза ова река, ослабљеног тока, била је пласирана даље како од Фрушке горе тако и Тителског брега, иначе везаних јединственом лесном заравни.

У току риза, нарочито његових интерстадијала, речни ток Дунава постепено се (удесно) померао ка западу, сагласно Беровом закону, и то по простору Бачке где још није постојала лесна зараван Телечке. Где је, при томе, била Драва? Она је следила правац тектонског рова на поменутом дубинском разлому и спајала се с Дунавом много даље на југоистоку, него што је то данас случај.

За доба интергласијације рис-вирм Дунав се даље померао ка западу и тиме скраћивао ток Драве. Тада је могао да заузме приближно данашњи положај према Барањи,<sup>1)</sup> али је истовремено

<sup>1)</sup> Ово се потврђује и резултатима А. Богнара (1975) који, говорећи о морфолошким карактеристикама Банског брда а нарочито тзв. „нижег структурног пода“, истиче следеће:

„... Насlage пијеска нижег структурног пода поремећене су под кутом од 5—10°. У саставу им доминира гранат уз присуство стауролита, епидота, циркона, рутила и турмалина... Драва је једини ток који је могао акумулирати те насlage пијеска. Наиме, Дунав тек крајем r-w интергласијала настатком Калоцке и Сомборско-Апатинске потолине скреће из свог ранијег правца отицања СЗ-ЈИ у данашњи С-Ј, па је тек од вирма могао утјецати својом акумулацијском и ерозијском активношћу у простору Банског брда...”

подсецао нагомилане лесне насlage више заравни. У области Слан-камена се активира дунавски расед и долази до „тектонске пиратерије”, односно пресецања јединственог лесног комплекса Фрушка гора — Тителски брег. Рачвани токови ове реке ишли су од Шајкаша ка Мошорину и од Шајкаша према Вилову, Локу и Тителу.

Током вирма рачвани ток Дунава јако слаби, иако се његово присуство (у облику меандара) и даље осећа на тлу јужне Бачке. Тада се образује нижа лесна зараван око Фрушке горе, затим у просторима Телечке и Тителског брега, а на подлогу коју чини старија лесна зараван таложе се млађи слојеви ових творевина.

О даљој еволуцији Дунава већ смо истакли (*Ч.С. Милић, 1973*) следеће моменте:

„У пребореалу алувијална раван рачваног тока Дунава усеца се у подлогу с обе стране Тителског брега и на територији јужне Бачке. При томе је јужни крак померао свој ток према југу и оставио две лесне степенице на Тителском брегу, док их северни крак још подсецао.

За време сувог бореала таложи се најмлађи лес, како преко алувијалне равни из пребореалног доба, тако и на вишим лесним нивоима Тителског брега... Са овом лесном фазом нестаје северни рачвани крак Дунава, те овај ток коначно добија данашњу физиономију...

Током млађих холоценских хидрографских стања... се Дунав све више приближа уз крајње изданке источног фрушкогорског повијарца...”

Померање тока Дунава у десно наставља се и у историјско доба и тиме се и даље скраћује ток Драве. Као последицу овог померања имамо појаву да су неки атари барањских општина остали на левој дунавској страни.

Што се тиче сектора Дунава низводно од Фрушке горе, динамику његовог развитка приказао је *Б. Букуров (1954)* и ту нема шта много да се дода. Једино што је његово пружање, од СЗ ка ЈИ, наслеђено још из времена када је представљао непосредно продужење тока Драве дуж лонгитудиналног дубинског разлома. Исто тако, од Фрушке горе до ушћа Саве присутно је померање његовог тока према западу што је довело до подсецања сремског лесног комплекса, док су у Банату заступљене лесне степенице са благим прегибима.

На крају, требало би још једном — као у случају с површима — размотрити проблем датирања дунавских тераса од 60—65, 27—30, 10 и 4—8 м. По *Ј. Цвијићу (1908 и 1921)*, прве три су плеистоценске а најнижа је холоценске старости. Овакво датирање смо раније (*Ч.С. Милић, 1956, 1965, 1970 и 1976*) ревидирали за подручје Бердапа, и то тако што смо прве три сматрали као вирмске а последњу као холоценску. То је у ствари уследило због чињенице што су лесне насlage на ушћу Пека својевремено сматране као представници вирма (*Ч.С. Милић, 1956*). Међутим, имајући у виду прилике на Фрушкој гори у погледу леса и факат да је ова серија тераса усечена у површ. Кључа од 140—160 м. која игра улогу иницијалне површине из доба интергласијације миндел-рис, намеће се потреба о поновној ревизији датирања. Према томе, прве три терасе би одговарале периоду рис-вирм, а најнижа би била холоценска.

## Т и с а и С а в а

Реконструкцијом генезе и еволуције Дунава на дну Панонског басена знатно нам је олакшан посао око сагледавања постанка и развика долине Тисе и Саве.

У погледу долине Тисе *Б. Букуров* (1948) види следећу хронологију догађаја. Тако, крајем доњег плеистоцена Панонски басен се ослободио воденог покривача, а овај ток је свакако постојао у облику дивље реке, која се „уливала у дугачак низ повезаних бара”. У зависности од величине удубљења на њеном уздужном профилу таложили су се било барски лесови било речни пескови. Током високих водостаја није било границе међу сливовима, „те је Тиса прелазила у слив Дунава и Мориш у слив Тисе”. При томе се истичу следећи стадијуми развоја њене долине:

„прво, еолска акумулација леса и стварање лесног платоа од 18 м релативне висине изнад реке (у вирму);

друго, истодобно са навејавањем и стварањем лесног платоа речна ерозија у навејаном материјалу;

треће, акумулација субаерског и флувијалног материјала и стварање терасе од 8 м релативне висине (у касном глацијалу);

четврто, усецање речног корита и ерозија субаерског и флувијалног материјала;

пето, стварање алувијалне равни; и

шесто, усецање данашњег корита у алувијалној равни”.

Овоме треба додати да се и ток Тисе помера у десно, сагласно Беровом закону, што се нарочито запажа на источној страни Тителског брега који је представљен лесним одсеком насталим процесом подсецања.

За сагледавање генезе и еволуције долине Саве, која је иначе изграђена у лонгитудиналном тектонском рову упоредничког правца пружања, полазна тачка ће нам бити неки резултати *Б.Ж. Милојевића* (1951):

„... У језерској равни (у околини Цера — прим. ЧСМ) Сава се усекала и при томе израдила терасе од 30 (110), 20 до 15 (100—95) и 2 (80) м. . .

Источно од Обреновца у доње-плиоценским наслагама очувана је тераса од 95 (165) м, а даље према истоку у селу Баричу види се у истим наслагама тераса од 25 (100) м. Изнад ових тераса шири се зараван, висока преко 200 м која представља језерско дно. Ово побрђе је растављено од алувијалне равни на северу раседним одсеком. Код Обреновца је расад обележен сумпоровитом термом. . .

... Источно од Умке у селу Пећанима одржао се ниво, висок око 58 (130) м. . . Источно од Остружнице очуван је под, висок око 48 (120) м”.

Према овоме излази да зараван од 200 м, као језерско дно, представља иницијалну површину за усецање Саве. То, међутим, не би одговарало стварности ако се има у виду да је у овој области понт очуван до хоризонтале од 300 м (*П. Стевановић*, 1951), као и несагласност између површи од 200 м и постпонтског Пећанског

раседа код Барајева који је пресечен овим нивоом (Б.П. Јовановић, 1956). Наиме, по овом последњем налазу, ова површ је неоспорно флувијалног порекла. Сада се поставља питање: на која је у ствари висина иницијалне површине?

По Б.П. Јовановићу (1956), најнижа површ слива Колубаре (на 140—170 м) лежи великим делом на терасним седиментима накнадног позноплиоцено-старијеквартарног залива „београдске фазе” и делом одговара структурној равни тог залива. „Његови седименти у средишним деловима Доњоколубарског басена леже на ерозивној равни која засеца тектонски рапчлањене неогене и старије наслаге...” То значи да је ова површ комбинованог, ерозивно-акумулативног карактера, а образовала се на Посавском раседном одсеку постпонтиске старости.

Ради разрешавања овог проблема навешћемо и неке резултате В. Ласкарева (1938). Наиме, испод корита Саве (код Обреновца, Грабовца, Никинаца и Београда) на различитим дубинама утврђене су речно-језерске наслаге са *Corbicula fluminalis*. Исто тако, он наводи да се млаћи седименти са преталоженим корбикулама налазе у дискордантном положају према слојевима са корбикулама, што говори да се данашње корито Саве усекло у старије корито и долињско дно.

Из свега, најзад, произилази да иницијалну површину за усецање долине Саве представљају речно-језерске творевине са *Corbicula fluminalis*, односно површ од 145—165 м. То смо већ раније напоменули, када смо разматрали питање иницијалне површине Дунава на дну Панонског басена. Од те површине се Сава, по Б.Ж. Милојевићу (1951), усецала у више наврата и изградила серију тераса од 58, 48, 30, 15—20 и 2 м. А детаљнију динамику развитка њеног корита приказао је Ј.Б. Марковић (1967), али је као иницијалну површину узео ниво од 110 м. И то с нарочитим освртом на меандрирање у широкој зони и померање ка северу услед потисног дејства плавине Дрине.

Ова серија тераса показује да се Сава, за разлику од Дунава, усецала пет пута у своју подлогу, односно да се Посавски одсек издизао у пет наврата. То није ни чудо ако се имају у виду диференцијална кретања теренских маса испод корита ове реке о чему нам сведоче различите дубине наслаге са *Corbicula fluminalis*. Зато, најзад, данас имамо ситуацију да уздужни профил Дунава пада према Сави, а не обрнуто.

## М о р а в а

Разматрање генезе и еволуције јединствене долине Јужне Мораве и Велике Мораве вршићемо кроз призму ранијих сазнања (Ч.С. Милић, 1967. и 1969) и новијих схватања о старости флувијалних површи у источној Србији (Ч.С. Милић, 1976). Тек доцније, овоме ћемо прикључити одговарајуће елементе који се тичу долине Западне Мораве.

Пре свега, мора се констатовати да је ова долина предиспонирана лонгитудиналним Моравским раседом, сложеног карактера, који почиње од Панонског одсека и завршава се у зони еруптивна Жеглигова код Прешева. Разуме се, та дислокација се понашала диференцијално током геоморфолошке еволуције, што ће се усоталом видети из наредних излагања.

О изгледу ове долине у доба површи од 1600—1800 и 1400—1500 м имамо заиста магловиту представу, сем што знамо да је њеним правцем надирала доњомиоценска језерска трансгресија. Слична је ситуација и за време површи од 1000—1200 м, када је тортонска и сарматска трансгресија допрла до линије Крушевца. Након изградње ове површи панонска трансгресија је, као наставак претходне, дубоко зашла ка југу те је западно од масива Кукавице (1441 м) дошло до спајања с воденим масама које су надирале с југа, из правца Скопске котлине (Ч.С. Милић, 1976).

Комадањем панонске акумулативне равни, за доба површи од 900—950 м, на простору које заузима ова долина заостају реликтна понтиска језера, која се налазе бар у повременој вези са каспи-бракичним морем на северу. По Ч.С. Милићу (1969), „тада је нешто веће језеро покривало простор Лесковачке, Нишке и Алексиначке котлине, које је било одвојено отоком од језера према Крушевачком басену и јужном делу Горњовеликоморавске котлине. Ова отока се усецала у панонске језерске седimente, који су прекривали сублакустријску пречагу Буковик — Сталаћки масив — Јастребац. Према овом нижем језеру гравитирала је Западна Морава... Међутим, даље ка северу, према бракичном мору у Панонском басену, водила је такође отока.“ Истовремено је и простор Грделичке клисуре представљао високу пречагу којом су од северног дела долине била развојена реликтна језера у Врањској котлини и Прешевском басену.

У време површи од 810—840 м цео простор долине Јужне и Велике Мораве постаје копно, с тим што се у зони Грделичке клисуре одржало развоје из претходног периода и одавде је водио један слив према Македонији. Такво стање се одржавало и за доба формирања површи од 690—740 м. Тек у току следећег фазног нивоа, од 620—640 м, ово се развоје нешто помера ка југу. Већ је драстичније било за доба нивоа од 540—560 м, када је било у домену Врања где се задржало до нивоа од 420—440 м. Најзад, после ове фазе слив Јужне Мораве добија данашње контуре, што би одговарало валахијској орогеној фази.

Плеистоценски период, односно крај леванта, најпре се одликује изградњом серије површи од 370—390, 310—350, 260—280, 210—240 и 140—150 м. У ову најнижу површ доњег дела Велике Мораве усецају се речне терасе од 50—70, 25—30, 10—15 и 5 м (Б.П. Јовановић, 1969), на којима су наталожене шљунковите и лесне наслаге. Овде се, према томе, број тераса слаже с бројем дунавских тераса на Панонском одсеку, почев од површи која означава завршно речно-језерско стање са *Corbicula fluminalis* на дну Панонског басена.

На крају, треба напоменути да се меридијански ток Велике Мораве такође помера ка западу, сагласно Беровом закону, што је *Ј.Б. Марковић* (1953, 1954 и 1967) у неколико махова запазио при корелацији моравских тераса са терасама њених притока — Јовановачке реке, Црнице и Равнице, премда је то померање приписивао другим узроцима.

У излагањима о прегледу геолошке грађе и палеогеографије истакли смо да се низ западноморавских котлина и сама долина слажу са динарским правцем пружања једне дуге дислокације од Зворника до Ниша, коју је констатовао *Б. Максимовић* (1969). Остаје нам задатак да реконструишемо генезу и еволуцију ове саставнице Велике Мораве.

Сукцесија језерских и маринских, па опет језерских стања била је иста као код долине Велике и Јужне мораве, јер су утврђене идентичне трансгресије и регресије. По повлачењу понтиског језера Западна Морава се спаја с Јужном Моравом и отада гради јединствен систем флувијалних површи, сагласно спуштању нивоа ерозивне базе у Панонском басену — палудинских језера све до велике интергласијације миндел-рис. При томе је, по *Б.Ж. Милојевићу* (1948), усекла следеће морфолошке целине: долину Моравице, затим котлине (Пожешку, Чачанско-краљевачку и Крушевачку) и клисуре (Овчарско-кабларску, Трстеничку и Мрзеничку). У овим целинама речне терасе су „неједнако очуване: у долини Моравице има их шест, у пожешкој котлини три, у овчарскокабларској клисури четири, у крушевачкој котлини четири и у мрзеничкој сүтесци три“. Такође се, најзад, констатује да се земљиште око ових клисура издизало после старијег плеистоцена. То нам говори о диференцијалном кретању теренских маса којима протиче ова река.

### Дрина, Колубара и Ибар

У оквирима хидрографских система Дрине, Колубаре и Ибра ћемо истаћи само оне моменте по којима се разликују од других морфолошких целина у западној Србији. Јер, приказом Мораве могли смо у ствари сагледати главне линије еволуције рељефа у ужој Србији.

Пре свега, гледајући у гро плану, главни долињски делови ових река пружају се меридијански. При томе је индикативно да се пружање Дрине на северу наставља у правац Дунава узводно од Вуковара, док се долина Ибра пружа на истој линији као Колубара и Тиса. Ако су на тим правцима утврђене неке раседне линије (примери Дунава и Ибра), онда није искључено да су и друге долине предиспоноване разломима који чине јединство са већ констатованим дислокацијама. Код Дрине постоји и једно одступање, правца ЈИ—СЗ, од Рогачице до Зворника, које се поклапа са правцем лонгитудиналне раседне зоне којом је условљено пружање Западне Мораве.

Дрина је на свом ушћу, по *Ј.Б. Марковићу* (1967), изградила велику наносну равну, која као делта датира још из лимнијске фазе са доцнијом трансформацијом у велику плавину. Благим конусом ове наносне равни ток Саве је потиснут далеко према северу. На равни се ток Дрине, супротно очекивању, помера узводно од смера отицања Саве, односно од ЈИ ка СЗ. И ту се, изгледа, намеће закључак о померању једног меридијанског речног тока, сагласно Беровом закону.

У сливу Дрине је од интереса да се помене Сјеничка тектонско-ерозиона удолина, која је у основи динарског правца пружања. Њој је *М. Зеремски* (1961 и 1969) нарочито поклањао пажњу и констатовао је да је то у свари блага синклинала, разбијена мозаиком басена, и као таква служила као комуникација за продирање и повлачење језерских вода. Ту је речна мрежа Увца и Рзава епигенетски усекла низ клисура, што је послужило као база за реконструкцију порекла високих површи у овој области.

Већ је класичан пример пиратерије у долини Ибра, коју је констатовао *Ј. Цвијић* (1926). Ова пиратерија се десила за време вирмске терасе од 20—30 м, а раније развоје је било код села Тврћена. Наиме, пре тога, северно од развоја је водио слив према Краљеву, а јужно — ка Лепенцу и егејском сливу. Судаћи према ниском развоју између Ситнице и Лепенца, на дну Косовског басена, овај процес обезглављивања изворишних кракова овог другог тока наставаља се и данас. Зато је и било могуће да се изврши вештачка бифуркација Неродимке, коју је описао *А. Урошевић* (1956).

### Р а с и н а и Т о п л и ц а

Заједничка особина сливова Расине и Топлице је што одводњавају источну страну Копанника а раздвојени су масивима Јастребца, односно што су изграђени на додирној зони између Унутрашњих Динарида и Српско-македонске масе. То је, уосталом, и главни узрок што је овде било поприште око преоријентације у правцима речне мреже. Наиме, проучавајући језерску пластику Шумадије, *Ј. Цвијић* (1909) је констатовао појаву пиратерије у подручју Јанкове клисуре и о томе пише:

„Нека притока Расине толико се живо урезивала и регресивном ерозијом у назад померала да је пробила развоје око Јанкове Клисуре и ушла у слив Топлице отевши јој Блаташницу и обрнувши је у свој слив...

Све заравњене косе које се одвајају од Јанкове Клисуре падају према ЈИ, противно паду Блаташнице...

...Пиратерија је потпуно извршена тек за време терасе од 14 м., која се као шљунковита тераса може пратити око Блаташнице...

Овај процес капитирања је веома млад и још је у току, што се суди по ниском развоју на коме је формирано Блатачко блато-



## Р е с а в а , М л а в а и П е к

Слилови Ресаве, Млаве и Пека одводњавају највише тачке Карпатско-балканског лука у северном делу источне Србије, и то са терена који представља продужење пречаге Шморда — Свинечеа Маре у домену Ђердапске клисуре Госпођин вир. То су у ствари остаци површи од 1000—1200 м када је издигнута и поремећена за време атичке орогене фазе, када је била прекинута маринска веза између Панонског и Влашко-понтског басена. Значи, ова флувијална површ припада неким другачијим хидрографским приликама, које су биле дириговане ерозивном базом тортонског мора. Тек формирањем овог свода настају нове прилике и од панонског доба ови сливови, односно њихови изворишни краци, показују смер отицања који су задржали и данас.

Разуме се, панонска трансгресија (делом и понтиска) залазила је према спуштеним деловима у тој планинској пречази, а нарочито у унутрашње басене у оквиру ових сливова. При повлачењу понтског језера ка дну Моравске потолине поступно се усецала и речна мрежа изграђујући низ епигенетских клисура, које смо размотрили на другом месту (*Ч.С. Милић*, 1976). Ова речна мрежа је истовремено следила иницијалне падове на разломљеној акумулативној равни на дну Моравске потолине, с тим што су се Млава и Пек директно упутиле ка Дунаву а Ресава — према Великој Морави.

## Н и ш а в а и В е л и к и Т и м о к

За разлику од претходних долинских система, који гравитирају ка дну Моравске потолине, Нишава и Велики Тимок припадају различитом сливовима: први, великоморавском и Панонском басену а други дунавском и Влашко-понтском басену. Заједничка им је, при томе, карактеристика да у највишим деловима својих сливова одводњавају југозападне падине високог антиклиноријума Старе планине.

На том антиклиноријуму, током геоморфолошке еволуције, десиле су се две значајне пиратеријске етапе. Прва је била након изградње Нишавске ерозионе површи (од 1000—1200 м), током атичке орогене фазе, и тада је Височица добила данашњи правац отицања, поставши саставница Темштице, за разлику од ранијег стања када је гравитирала према Пиротокој котлини. Другој етапи посветићемо више пажње, јер се тиче и Нишаве и Тимока.

*Ј. Динић* (1967) је констатовао присуство некадашњег слива Старопланинске реке, која је спуштајући се са Старе планине захватала просторе данашњих сливова Трговишког и Сврљишког Тимока. Али, при томе је запоставио питање њеног даљег пружања према западу од Сврђига. Тим проблемом смо се бавили у два маха (*Ч. С. Милић*, 1969 и 1976) и утврдили да се ова река уливала у Нишаву. Исто тако, дошло се до закључка да је она била каптирана и увучена у слив Белог Тимока после доба површи од 560—580 м,

чије је теме било засуто моћним алогеним периглацијалним материјалом (око 20 м дебљине). Тај материјал плеистоценске старости поглавито је представљен облацима од пермских црвених пешчара, којих иначе као матичне стене нема по ободу Сврњинске котлине.

Дезорганизација слива Старопланинске реке указује на оживљавање тектонских процеса, вероватно током валахијске орогене фазе, дуж раседне зоне Књажевац — Ниш, којој А. Грубић (1968 и 1970) приписује улогу границе између Јужних Карпата и Балканида.

При свему не треба изгубити из вида да се долина Нишаве пружа правцем ЈИ — СЗ, идентично пружању Западне Мораве, односно да се обе налазе на једној истој линији. Зато је и оправдано мишљење Б. Максимовића (1969) о пружању једне јединствене дислокације, која се протеже преко двеју геотектонских целина — Унутрашњих Динарида и унутрашњег појаса Карпато-балканида. Уосталом, само да истакнемо низ котлина Нишаве (П. Јанковић, 1909), које су се свакако образовале на једној изразитој тектонској линији.

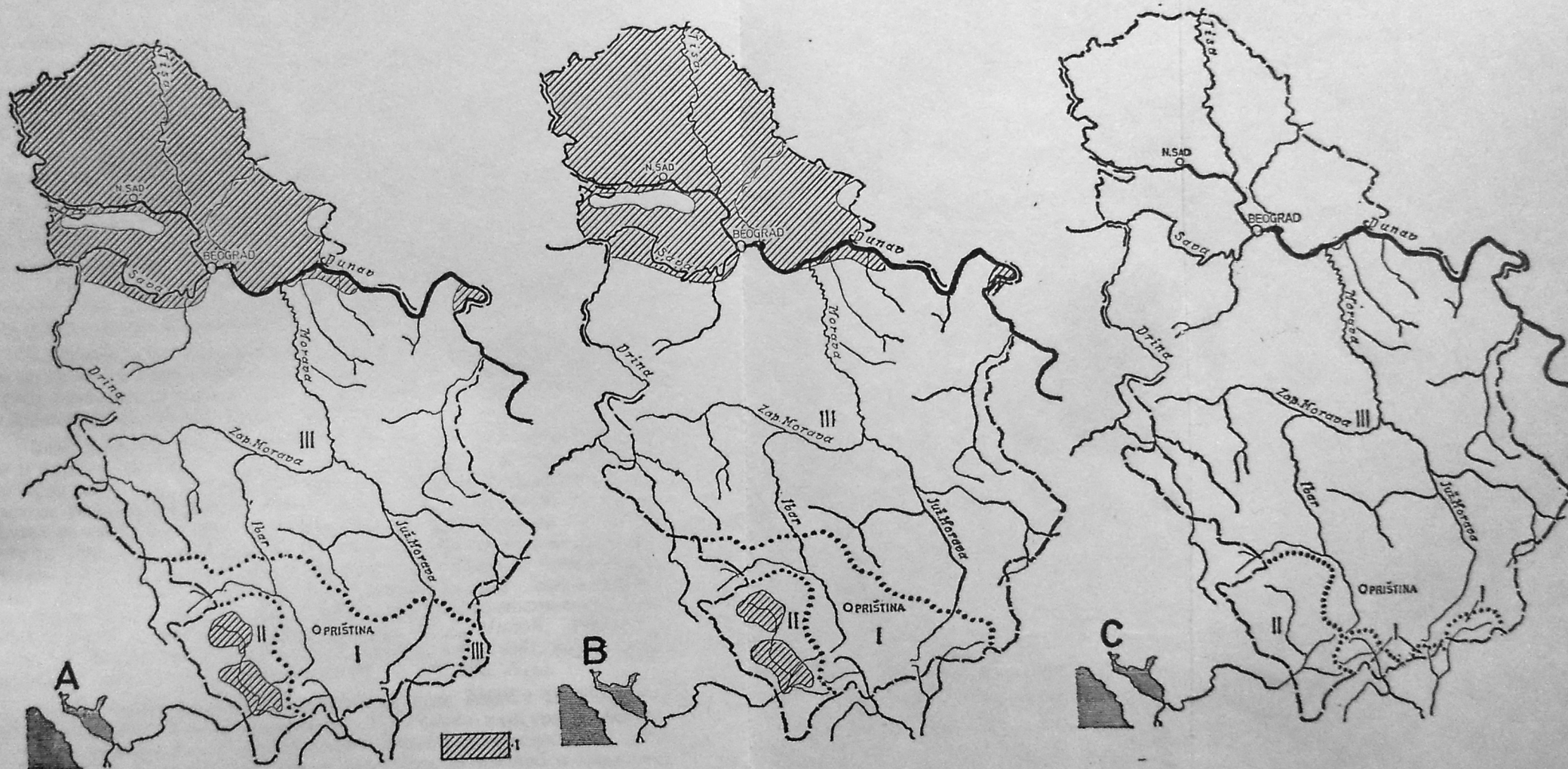
### Бели Дрим

По отицању понтиског језера у косовско-метохијској области долази до диференцијалног разламања централне језерске равни у простору познатог тектонског сутока. Тако, у домену Косова развија се један велики слив који је захватао данашње долинске системе Ибра (са Дреницом), затим Лаба и Ситнице. Он је гравитирао ка Лепенцу и Качаничкој клисури. Међутим, у Метохији, како смо већ навели на другом месту (Ч. С. Милић, 1976) на дну ове равни формирају се два реликтна језера. Ова језера су у даку била повезана отокком која се епигенетски усекла између Црмљенске чуке (701 м) и Фуша Брешкос (731 м) и изградила клисуру, чији је карактер ближе одредио Ј. Б. Марковић (1966). Током леванта ово језеро се донекле продубило, тако да је у ободним деловима дошло до преливне седиментације директно преко понтиских наслага.

Након отицања левантског језера тектонским ровом према Јадранском мору, у старијем плеистоцену изграђена је флувијална површ од 450 м која у основи има структурни карактер. У ову површ урезао се разгранати долински систем Белог Дрима, и то етапно о чему нам говори серија тераса од 60—65, 30, 10 и 5 м. Ове терасе, а највећма површ, прекривене су шљунковитим покривачем, који понегде (на површи) има дебљину и до 10 м (П. Бокчић, 1972).

### ЕВОЛУЦИЈА МОРСКИХ СЛИВОВА

У уводном излагању смо истакли да територија СР Србије припада трима морским сливовима: црноморском, јадранском и егејском. При томе, први је највећи а трећи најмањи. У прошлости су ти односи били другачији, што ћемо покушати да реконструирамо почев од најстаријих делова терцијерне геохронологије.



Ск. 1 — Хронологија размештаја морских сливова на територији СР Србије  
 А — за доба површи од 700—750 м; В — за доба површи од 490—520 м;  
 С — данашње стање (после доба површи од 420—440 м)  
 I — егејски слив; II — јадрански слив; III — црноморски слив  
 1 — језерска подручја

Прве јасније трагове маринске трансгресије у млађем делу палеогена имамо на југу Гњиланске котлине и Косова, која је долазила из правца Македоније односно Егејског мора. За разлику од данашњег стања, територију наше Републике заплускивало је ово море. То би значило да су и већа пространства гравитирала у правцу те ерозивне базе, него што је то био случај у доцнијим етапама геоморфолошке еволуције. Да ли површ од 2000—2400 м на врхунским деловима Шаре, Проклетија, Копаоника и Старе планине представља једине сведоке ове етапе, то као одговор остаје само у сферама хипотеза.

У току доњомиоценске језерске трансгресије, која је покривала широка пространства од Фрушке горе до Метохије, имамо неодређену ситуацију у погледу гравитације речне мреже било према Паратетису било ка Егеидима. Нејасно стање је и у погледу датирања високих површи од 1600—1800 и 1400—1500 м. Једино је поуздано да је ова нижа површ на Сувој планини, па и простори јужно од ње, била нагнута према југу, односно ка Егејском мору. Као да је линија Сува планина — Копаоник била вододелница између овог слива и оног према Паратетису.

Торгонском и сарматском трансгресијом из Паратетиса, за доба површи од 1000—1200 м, ова вододелница се помера ка југу и, по свој прилици, заузима простор упоредничке линије чији један део прелази преко терена Грделичке клисури.

Компликација настаје у време атичке орогене фазе, у средњем и горњем сармату, када се услед издизања Карпатско-балканског лука кида веза између Панонског и Влашко-понтског басена. За време панона, издизањем нивоа вода као да повремено долази до преливања преко карпатске пречаге и отока дуж Бердала формира делту на ободу другог басена. Међутим, у то доба изгледа да је трајнија била оријентација ових вода према Егеидима, када је преко терена западно од Грделичке клисури била успостављена седиментарна веза између Моравске потолине, с једне, и врањско-прешевског комплекса и Скопске котлине, с друге стране (Ч. С. Милић, 1967). Уосталом, ту претпоставку је изнео и Б. Милаковић (1969), којим питањем смо се бавили на другом месту (Ч. С. Милић, 1976).

У току понта поново се успоставља веза између Панонског и Влашко-понтског басена. Тада линија Грделичка клисура — Преполац добија јаснију улогу вододелнице између црноморског и егејско-јадранског слива. Наиме, јужни део Ибра, затим Лаб и део слива Јужне Мораве у Грделичкој клисури, јужно од Бојишине, гравитирају ка југу.

Ова вододелница између црноморског, с једне, и егејског и јадранског слива, с друге стране, нарочито се потенцира у постпонтско доба. Међутим, на југу од ње долази до диференцијације егејског и јадранског слива. Област Косова, односно слив Лепенца (заједно са Ибром, Дреницом, Лабом и Ситницом), као и јужни део слива Јужне Мораве припадају Егеидима, док дачко-левантиско језеро Метохије гравитира ка Јадранском мору.

Границе јадранског слива остају нетакнуте и после левантиског језерског стања, које је замењено речном мрежом Белог Дрима. Међутим, током валахијске и пасаданске орогене фазе (у долини Јужне Мораве и нешто раније) наступају пертурбације на вододелници између црноморског и егејског слива. Сливови Ибра и Јужне Мораве коначно добијају данашње контуре. И тако егејски слив са другога пада на треће место по редоследу морских сливова на територији СР Србије.

Ове орогене фазе су се драстично одразиле на унутрашњи распоред речне мреже и у самом црноморском сливу. Довољно је да се подсетимо примера Старопланинске реке и Блаташнице, па да увидимо колико је Дунав као ерозивна база утицао на овакву врсту флукуације површинског отицања.

Ипак, не треба заборавити да је обезглављивање у појединим деловима црноморског слива било потенцирано и климатским променама. Наиме, глацијални периоди плеистоцена одликовали су се нагомилавањем алогених материјала, који су били наталожени било на некоординираним деловима појединих површи било на теменима тераса. Током тих периода, услед смањења снаге водених токова није могло доћи до значајнијих појава пиратерија. Међутим, потенцијали су се повећали тек за време интергласијација и интерстадијала. Треба се само подсетити примера „тектонске пиратерије“ у домену Тителског брега, док смо о осталим писали на другом месту (Ч. С. Милић, 1969).

Све ово говори да узроке у померању граница међу морским сливовима не треба тражити искључиво у тектонским поремећајима, који могу бити веома присутни, већ и у секуларним климатским променама. То је био, уосталом, и разлог што смо тим променама овом приликом посветили један одељак, јер је већ општепознато колико су оне утицале да из пејзажа наше Републике нестану површи као доминантни представници флувијалног процеса.

Из свега се може извући генерални закључак да је палеогеографија, као одраз тектонских процеса, имала пресудног утицаја на распоред литолошких чланова и тиме и на размештај ерозивних проширења и клисура, с једне, и на флукуацију граница међу морским сливовима и општу оријентацију долинских система и флувијалних површи, с друге стране. Све је то комбиновано и са одговарајућим климатским променама, које су успоравале или убрзавале геоморфолошке процесе у речним сливовима СР Србије.

## Б И Б Л И О Г Р А Ф И Ј А

Атанацковић М.: О маринском палеогену на северним падинама Скопске Црне горе (Горњеморавски басен). (Зборник радова Геол. инст. САН, 8, Београд 1955).

Атанацковић М.: Плиоцен Косовског басена (Геолошки гласник, III, Титоград 1959).

Вогнар А.: Morfogenezа Banskog brda i Južne baranjske lesne zaravni (Geografski glasnik, 36—37, Zagreb 1975).

- Божичић П.*: Неколико нових података о геолошком саставу и грађи седимената из пећног дела Метохије (Весник Завода за геол. и геоф. истраживања, XXIX XXX, Серија А, Београд 1971/72).
- Букуров Б.*: Долина Тисе у Југославији (Посебна издања СГД, 25, Београд 1948).
- Букуров Б.*: Вршачке планине (Научна издања Матице српске, V, Нови Сад 1950).
- Букуров Б.*: Геоморфолошке црте јужне Бачке (Зборник радова Географ. инст. САН, 4, Београд 1953).
- Букуров Б.*: Геоморфолошке прилике Банатског Подунавља (Зборник радова Географ. инст. САН, 8, Београд 1954).
- Цвијић Ј.*: Нови резултати о глацијалној епоси на Балканском Полуострву (Глас СКА, LXV, Београд 1903).
- Цвијић Ј.*: Балканска, алијска и карпатска глацијација (Глас СКА, I, 1, Београд 1903).
- Свијић Ј.*: Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores (Peterm. Mitt., Ergänzungsheft 160, Gotha 1908).
- Цвијић Ј.*: Језерска пластика Шумадије (Глас СКА, LXXIX, Београд 1909).
- Цвијић Ј.*: Основи за геологију и географију Македоније и Старе Србије III (Београд 1911).
- Цвијић Ј.*: Бердалске терасе (Глас СКА, ЦИ, Београд 1921).
- Цвијић Ј.*: Флувијалне површи (Гласник Географ. друштва, 9, Београд 1923).
- Цвијић Ј.*: Геоморфологија I (Београд 1924).
- Цвијић Ј.*: Геоморфологија II (Београд 1926).
- Чичулић М.*: Палеогеографска скица терцијерних басена у Моравском рову (Весник Завода за геол. и геоф. истраживања НРС, Сер, А, XX, Београд 1962).
- Чичулић М.*: Нови подаци о геологији миоценских седимената Великоморавског рова (Геол. анали Балк. полуострва, XXXI, Београд 1964).
- Динчић Ј.*: Дезорганизација долине Старопланинске реке пиратеријом Трговишког Тимока (Зборник радова Географ. инст. „Ј. Цвијић“, 21, Београд 1967).
- Геолошка карта СФР Југославије 1 : 500.000 лист Београд (Београд 1971).
- Геолошка карта СФР Југославије 1 : 500.000 лист Скопје (Београд 1971).
- Grubić A.*: Sur le problème de la limite entre les Karpatés méridionales et les Balkanides dans la Serbie orientale (XXIII International Geol. Congress, vol. 3, 1968).
- Грубић А.*: О проблеме границе између јужних Карпата и Балканада у источној Србији (Геол. анали Балк. полуострва, XXXV, Београд 1970).
- Илић М.*: Магматске стене у оклоини Сурдлице (Весник Завода за геол. и геоф. истраживања НРС, XI, Београд 1954).
- Јанковић П.*: Историја развитка Нишавске долине (Београд 1909).
- Jaranoft D.*: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs (Geol. Rdsch., Bd. 34, H. 7/8, Stuttgart 1944).
- Јовановић Б. П.*: Релеф слива Колубаре (Посебна издања Географ. инст. САН, 11, Београд 1956).
- Јовановић Б. П.*: Релеф средњег и доњег дела Великоморавске удолине (Зборник радова Географ. инст. „Ј. Цвијић“, 22, Београд 1969).
- Јовановић П. С.*: Геоморфологија Сокобањске котлине Гласник Географ. друштва, 10, Београд 1924).
- Јовановић П. С.*: Осврт на Цвијићево схватање о абразионом карактеру релефа по ободу Панонског басена (Зборник радова Географ. инст. САН, 1, Београд 1951).
- Јовановић П. С.*: Епигенетске особине слива и долине Топчидерске реке ((Глас САН, CCVIII, Београд 1953).
- Карта изохијета, за период 1925—1940 (Хидрометеоролошка служба ФНР Југославије, Београд 1953).
- Kober L.*: Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens (Pосebna izdanja Geol. inst. SAN, CLXXXIX, 3, Beograd 1952).
- Костић А. и др.*: Алкалне базалтоидне стене Жеглигова код Куманова (Гласник Прир. музеја, Серија А, 14—15, Београд 1961).

- Laskarev V.*: Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie (Zbornik radova posvećen Jovanu Cvijiću, Beograd 1924).
- Ласкарев В.*: Трећа белешка о квартарним наслагама у околини Београда (Геол. анали Балк. полуострва, XV, Београд 1938).
- Ласкарев В.*: Артески бунар у селу Овчи близу Београда (Геол. анали Балк. полуострва, XVII, Београд 1949).
- Ласкарев В.*: О стратиграфији квартарних наслага Војводине (Геол. анали Балк. полуострва, XIX, Београд 1951).
- Ласкарев В.*: Прилог познавању геолошке грађе реке Тисе (Геол. анали Балк. полуострва, XX, Београд 1952).
- Лазаревић Р.*: Физичко-географске карактеристике Дунава, с посебним освртом на Бердап (Саветовање о утицају изградње хидроенергетског и пловидбеног система „Бердап“ на развој привреде СР Србије, Београд 1971).
- Ledebur K.*: Stratigraphie und Tektonik Jugoslawiens zwischen Lim und Ibar (N. Jahrb., f. Min. etc. Beil. Bd. 85, Stuttgart 1941).
- Луковић М. и Петковић К.*: Да ли постоји дискорданција у самим сарматским слојевима у источној Србији (Геол. анали Балк. полуострва, XII, 1, Београд 1934).
- Максимовић Б. и др.*: Прилог познавању неогена Метохијске котлине (Усмено саопштење на Збору Срп. геол. друштва од 10. XII 1965, Београд).
- Максимовић Б.*: Нека разматрања о граничним раседима Унутрашњих Динарида (Весник Завода за геол. и геод. истраживања, XXVII, Београд 1969).
- Марковић — Марјановић Ј.*: Прилог за геолошку грађу Тителског брега (Зборник радова Геол. инст. САН. III, 1, Београд 1950).
- Марковић — Марјановић Ј.*: Прилог проблему сланкаменске тектонике (Гласник Прир. музеја српске земље, Сер. А, 4, Београд 1951).
- Марковић — Марјановић Ј.*: Палеолит на северној падини Фрушке горе (Гласник САН, VI, 1, Београд 1953).
- Марковић — Марјановић Ј.*: Северне падине Фрушке горе од Сланкамена до Вуковара карактеристична област распрострањења квартарних наслага (Гласник САН, VI, 2, Београд 1953).
- Марковић — Марјановић Ј.*: Лесни профили на десној обали Дунава код Нештина (Зборник Матице српске, 7, Нови Сад, 1954).
- Marković — Marjanović J.*: Les profils de loess du Bassin pannonique. Région classique du loess de Yougoslavie (Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, Paris 1969).
- Марковић Ј. Б.*: Релеф слива Раванице (Зборник радова Географ. инст. САН, XXVI, 4, Београд 1953).
- Марковић Ј. Б.*: Релеф слива Црнице и Грзе (Зборник радова Географ. инст. САН, 7, Београд 1954).
- Марковић Ј. Б.*: Релеф слива Јовановачке са Крћевом и Великом реком (Зборник радова ГИСАН, 8, Београд 1954).
- Марковић Ј. Б.*: Централна језерска раван Метохијске котлине (Зборник радова Географ. инст. Прир. -мат. фак., XIII, Београд 1966).
- Марковић Ј. Б.*: Релеф Мачве, Шабачке Поцерине и Посавине (Посебна издања Географ. инст. Прир. -мат. фак., Београд 1967).
- Марковић Ј. Б.*: Неки узроци и примери асиметрије флувијалних облика (Зборник радова Географ. инст. Прир. -мат. фак., VIII, Београд 1967).
- Марковић Ј. Б.*: Горњевеликоморавска котлина. Геоморфолошка проматрања (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 21, Београд 1967).
- Милаковић Б.*: Палеогеографски значај динамике развоја бракичних средина Паратетиса (Весник Завода за геол. и геод. истраживања, Сер. А, XXVII, Београд 1969).
- Милић Ч. С.*: Слив Пека. Геоморфолошка студија (Посебна издања Геогр. инст. САН, ССЛII, 9, Београд 1956).
- Милић Ч. С.*: Лужничка врела. Прилог климатској морфологији краса. (Зборник радова Географ. инст. САН, 17, Београд 1960).
- Милић Ч. С.*: Један пример изградње речне мреже на тектонским сутоку (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 19, Београд 1964).
- Милић Ч. С.*: Морфологија крашке оазе Мироча (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 20, Београд 1965).
- Милић Ч. С.*: Долинска морфологија у горњем и средњем току Јужне Мораве (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 21, Београд 1967).

- Милић Ч. С.*: Удолина Велике и Јужне Мораве. Геоморфолошке одлике (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 22, Београд 1969).
- Милић Ч. С.*: Генетска веза између појава пиратерија и убрзане ерозије у Србији (Гласник СГД, XLVIII, 2, Београд 1969).
- Милић Ч. С.*: Фрушка гора. Геоморфолошка проучавања (Посебна издања Матице српске, Нови Сад 1973).
- Милић Ч. С.*: Речни сливови као елементи рељефа источне Србије (Посебна издања СГД, 42, Београд 1976).
- Милић Ч. С.*: Основне црте тектонског рељефа Србије (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 28, Београд 1976).
- Милојевић Б. Ж.*: Долина Западне Мораве, Мораче и Треске. Географска проматрања (Посебна издања СГД, 26, Београд 1948).
- Милојевић Б. Ж.*: Главне долине Југославије. Географска проучавања и проматрања (Посебна издања САН, CLXXXVI, 5, Београд 1951).
- Милојевић Б. Ж.*: Панонски Дунав на територији Југосавије (Зборник за природне науке Матице српске, 18, Нови Сад 1960).
- Милојевић С. М.*: Геоморфолошка проматрања у долини Топлице (Гласник Геогр. друштва, XV, Београд 1929).
- Пантић Н.*: Биостратиграфија терцијерне флоре Србије (Геол. анали Балк. полвојства, XXIV, Београд 1956).
- Пауковић Б.*: Долине Млаве (Посебна издања СГД, 17, Београд 1935).
- Пауковић Б.*: Рељсф слива Ресаве (Посебна издања Геогр. инст. САН, ССXI, 5, Београд 1953).
- Павић А.*: Марински олигоцен у горњем току Биначке Мораве. (Весник Завода за геол. истраживања, Геологија, XXVII, Београд, 1969).
- Петковић К. В.*: Младе вулканске срупиције на десној страни Јужне Мораве северно од Власотинаца (Весник Геол. инст. Кр. Југославије, I, 1, Београд 1932).
- Петковић К. В.*: О фосилној „праделти“ Дунава на профилу Кладово — Турњу Северин — Сип (Гласник СГД, XXVIII, Београд 1948).
- Петковић К. В.*: Још једном о постојању делти на западном ободу неогена Тимошке Крајине (Источна Србија) и њиховој старости (Зборник радова Геол. инст. „Ј. Жујовић“, 10, Београд 1958).
- Петковић К. В.*: Neue Ezkenntnisse über den Bau der Dinariden (Wien 1958).
- Петковић К. В.*: Тетконска карта СРЈ (Глас САНУ, ССXLIX, 22, Београд 1961).
- Петровић Д.*: Слив Златске реке (Зборник радова Геогр. инст. САН, 7, Београд 1954).
- Петровић Д.*: Асиметрија непосредног слива Великог Тимока (Гласник СГД, XXXVI, Београд 1956).
- Петровић Д.*: Долина Великог Тимока (Извештај о раду IV Конгреса географа, Београд 1956).
- Петровић Д.*: Слив Црног Тимока (Посебна издања Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 22, Београд 1970).
- Радовановић М.*: Долина и слив Љешнице (Зборник радова Геогр. инст. САН, Београд 1957).
- Радовановић М. и Никוליћ С.*: Слив Призренске Бистрице. Геоморфолошка проматрања (Зборник радова Геогр. инст. Прир.-мат. фак., VI, Београд 1959).
- Ракић М.*: Слојеви са *Corbicula fluminalis* Müll. код Брзе Паланке у Неготињској Крајини (Записници Срп. геол. друштва за 1971, Београд 1972).
- Ршумовић Р.*: Рељеф слива Љубишке реке (Зборник радова Геогр. инст. САН, 12, Београд 1956).
- Ршумовић Р.*: Рељеф слива Голиске Моравице (Посебна издања Геогр. инст. САН, 16, Београд 1960).
- Ршумовић Р.*: Нишко-алексиначки део удолине Јужне Мораве (Зборник радова Геогр. инст. „Ј. Цвијић“, 21, Београд 1967).
- Сикошек Б.*: Тумач Геолошке карте СРЈ 1:500.000 (Савезни геолошки завод, Београд 1971).
- Стевановић П. М.*: „Левантиске ссрије“ код Тополовника (Гласник САН, I, 1—2, Београд 1949).



- Стевановић П. М.*: Доњи плиоцен Србије и суседних области (Посебна издања Геол. инст. САН, ССХХХVII, 2, Београд 1951).
- Стевановић П. М.*: Маринско-бракични миоцен карпатског предгорја у источној Србији (Глас САНУ, ССLIX, 25, Београд 1964).
- Stevanović P. M.*: Ključ terraces (Carpatho-Balkan Geological Association, VIII Kongress, Belgrade 1967).
- Урошевић А.*: Бифуркација Неродимке (Извештај о раду IV Конгреса географа, Београд 1956).
- Вучић С.*: Неки подаци о звни малих брзина и оптималној дубини извора сеизмичких таласа на подручју Делиблатске пешчаре (Весник Завода за геол. и геоф. истраживања, VII, Београд 1966).
- Вукашиновић С.*: О потреби усаглашавања морфоструктурне поделе Југославије са најновијим сазнањима о геотектонском склопу наше територије (Гласник СГД, LXXX, 2, Београд 1973).
- Зеремски М.*: Креманска котлина (Гласник СГД, XXXIV, 1, Београд 1954).
- Зеремски М.*: Релјеф планине Таре (Посебна издања СГД, 33, Београд 1956).
- Зеремски М.*: Однос Мачкатске површи према неогеним басенима јужно од ње (Географ. преглед, V, Сарајево 1961).
- Зеремски М.*: Алибунарска депресија (Зборник радова Матице српске за природне науке, 32, Нови Сад 1967).
- Зеремски М.*: Морфологија долине Караша у светлости неотектонских процеса (Зборник за природне науке Матице српске, 35, Нови Сад 1968).
- Зеремски М.*: Сјеничка котлина. Геоморфолошка студија (Посебна издања Геол. инст. „Ј. Цвијић“, 20, Београд 1969).
- Зеремски М.*: Трагови неотектонских процеса у релјефу источне Србије (Зборник радова Геол. инст. „Јован Цвијић“, 25, Београд 1974).

## R é s u m é

ČEDOMIR S. MILIĆ

### CARACTÉRISTIQUES ESSENTIELLES DU RELIEF FLUVIAL DE LA SERBIE

Sur le terrain de la RS de Serbie s'entrelacent différentes influences climatiques: sa partie occidentale est exposée aux courants d'air humides venant de l'Atlantique, dont l'effet s'affaiblit graduellement en allant vers l'est, tandis qu'au sud se font sentir les irrupitions du climat méditerranéen chaud. Tout cela se reflète dans les propriétés spécifiques de température et pluviométriques, c. à d. les précipitations atmosphériques apparaissent surtout en forme de pluies qui s'écoulent pour la plupart sur la surface et forment de grands systèmes hydrographiques. Pour cette raison le caractère du relief est dicté avant tout par les processus fluviaux et dénudation.

Ces systèmes hydrographiques se déversent en trois mers, à savoir: Mer Noire, Adriatique et Egée. Le territoire dont les eaux sont drainées dans la Mer Noire est le plus vaste et sa ligne de séparation des eaux envers les territoires drainés par les autres mers, est située à l'extrême sud de la RS de Serbie. Mais les limites de ces aires de drainage différaient, au cours de la longue évolution, des limites actuelles

et elles se déplaçaient en fonction de la dynamique tectonique, paléogéographique et géomorphologique.

Pour établir le rythme de pulsation des limites entre les aires de drainage des trois mers, on a considéré, dans le présent article, les factures essentiels des processus géomorphologiques (structure géologique, paléogéographie et changements climatiques séculaires), ensuite les principaux éléments morphologiques: phénomènes d'épigénie et les bassins fluviaux magistraux (pénéplaines, vallées et terrasses).

Nous rencontrons les premières traces plus distinctes de transgression marine dans la partie plus récente du paléogène au sud du bassin de Gnjilane et de Kosovo — transgression venant du côté de la Macédoine, c. à d. de la Mer Egée. Cela veut dire que les parties importantes de notre République gravitaient à cette époque en direction de cette base d'érosion. Si, dans ce cas-ci, la pénéplaine de 2000—2400 m sur les sommets des montagnes de Šara, de Prokletije, de Kopaonik et de Stara planina, représente uniques témoins de cette étape, la réponse reste uniquement dans les sphères de l'hypothèse.

Au cours de la transgression lacustre du Miocène inférieur, qui avait embrassé de vastes étendues depuis la montagne de Fruška Gora jusqu'à la région de Metohija, nous avons une situation indéterminée en ce qui concerne la gravitation du réseau fluvial soit vers la Parathétis soit vers les Egéides. Pour cette raison, la datation des pénéplaines de 1600—1800 et de 1400—1500 m est aussi incertaine. On sait uniquement que cette pénéplaine plus basse était construite vers la base d'érosion méridionale. Il paraît que la ligne Kopaonik — Suva planina était la ligne de partage des eaux entre la Mer Egée et la Parathétis.

Par la transgression tortonienne et sarmatienne de la Parathétis, pour l'époque de la pénéplaine de 1000—1200 m, cette ligne de partage se déplace vers le sud et occupe l'espace qui coïncide approximativement avec la parallèle dont une partie passe à travers le terrain du défilé de Grdelica.

La complication se produit à l'époques de la phase orogène attique, au sarmatien moyen et supérieur, lorsque le lien marin entre les bassins Pannonien et Valaque-Pontien est rompu à cause du soulèvement de la traverse de montagne carpathienne. A cause de cela les eaux du premier bassin sont dirigées vers les Egéides, de sorte que la ligne de partage marine de la période précédente disparaît.

Au cours du pontien le lien entre les bassins Pannonien et Valaque-Pontien est de nouveau établi. C'est alors que la ligne défilé de Grdelica — Prepolac assume le rôle plus net de ligne de partage entre les aires drainées par la Mer Noire et les mers Egée-Adriatique. La partie méridionale de l'Ibar, ensuite le Lab et une partie du bassin de la Morava du Sud au sud du défilé de Grdelica gravitent alors vers la sud.

Cette ligne de partage des eaux entre les aires drainées par la Mer Noire d'un côté, et les mers Egée et Adriatique de l'autre, a été particulièrement marquée à l'époque post-pontienne. Au sud de cette

ligne il se produit une différenciation plus nette entre les aires de drainage. La région de Kosovo, c. à d. le bassin du Lepenac (avec l'Ibar, la Drenica, le Lab et la Sitnica) et la partie méridionale de la Morava du Sud appartiennent aux Egéides, tandis que le lac dacolevantin de la Metohija s'écoule vers la mer Adriatique.

Les limites de l'aire de drainage de l'Adriatique restent intactes même après l'état lacustre levantin qui a été remplacé par le réseau fluvial du Drim Blanc. Cependant, aux cours des phases orogène valaques et passadénienne (dans la vallée de la Morava du Sud un peu plus tôt) se produisent les perturbations sur la ligne de partage des eaux entre les aires de drainage de la Mer Noire et de la Mer Egée. Les bassins de l'Ibar et de la Morava du Sud assument définitivement leurs contours actuels. De cette façon, l'aire de drainage de la mer Egée tombe de la seconde place à la troisième dans la succession des aires de drainage des trois mers sur le territoire de la RS de Serbie.

A la fin on constate, sur la base de quelques exemples, que les causes de la pulsation des limites entre les aires de drainages des trois mers ne doivent pas être recherchées uniquement dans les processus tectoniques, c. à d. dans la dynamique paléogéographique, dont cette partie de la Yougoslavie a été si riche, mais aussi dans les changements climatiques séculaires — particulièrement au cours du Quaternaire.