

МИЛОШ ЗЕРЕМСКИ

НЕГАТИВНО ПОМЕРАЊЕ ОБАЛСКЕ ЛИНИЈЕ ПОД УТИЦАЈЕМ САВРЕМЕНИХ ТЕКТОНСКИХ ПРОЦЕСА

Још крајем прошлог и почетком овог века је установљено да висински положаји старих обала, изнад или испод савременог морског нивоа, су последица евстатичких осцилација¹ тј. тектонских процеса при чему истофазне обале и њихове абразионе терасе могу бити потопљене или пак издигнуте изнад морске површине. Овакве појаве су нарочито запажене и проучене на обалама Средоземног мора чији басен (у ширем смислу) представља једну од најактивнијих неотектонских области на Земљи. Оне очигледно показују аномалију у односу на глациоевстатичку теорију (Х. Болиг, 1927.) по којој истофазне обале треба да су приближно у истим висинама без обзира да ли се налазе изнад (трансгресивне) или испод (регресивне) морске површине. Међутим, посебан значај за проучавање имају оне аномалије које се налазе изван зона непосредног утицаја пространих делта а показују негативно померање обалске линије, тј. регресију у односу на опште савремено стање морског нивоа у пост-вирмском периоду које означава перманентну трансгресију са просечним годишњим износом од 1,1 мм.² Пример такве аномалије је запажен на западној обали Лионског залива, поред кречњачког платоа планине Клап, чије проучавање омогућује да се прате савремени тектонски процеси овог дела Средоземља и исти упореде са процесима на обалама суседних области, а потом и стањем на јадранској и црноморској обали.

Кречњачки плато планине Клап³

На западној обали Лионског залива, ЈИ од града Нарбона, лежи усамљени кречњачки плато планине Клап са апсолутном ви-

¹ Овај термин је први увео Е. Sis; види о томе Ј. Цвијић (1924.)

² Ово је констатовано на основу мареографских осматрања средњег нивоа мора (Ж. Трикар, 1965.). Занимљиво је да је средњи ниво Северног мора код Денкерка виши за неколико десиметара од средњег нивоа Средоземног мора (А. Салиховић, 1968.). То долази вероватно од непосредног отапања ледника са Гренланда, Исланда, Шпицбершких и других острва у поларној области који повишавају водостај Северног мора.

³ Теренска проматрања за овај рад су обављена узгредно приликом експедиционог геоморфолошког картирања планине Клап (фебруара 1970.) у чијем раду су учествовали око 20 стажиста из европских и ваневропских земаља под руководством проф. Жана Трикара, директора Центра за апликативну географију у Стразбургу.

сином 203 м, дужином 18 и ширином 10 км. Плато се издиже са приобалне равни чија просечна ширина према мору износи око 1,5 км, а према копну она представља пространије дно старог залива у којем се налази град Нарбон. Управо дно овог залива је формирано у тектонској потolini којом је прекинута веза између матичне морфоструктуре Пиринеја и кречњачког платоа. Због тога планина Клап представља крајњи изданак Пиринеја у њиховом распрострањењу према североистоку.

Тектонско спуштање потolini Нарбон почело је пре таложења миоценских седимената који су очувани на ободу потolini и достижу висину преко 200 м. То се констатује према епигенетским одликама долине главне реке Од (која силази са Пиринеја) и не води дном потolini, већ се усеца у њен виши северни обод засецајући делимично и СИ крај планине Клап. Спуштање потolini је настављено и касније у плиоцену и старијем плеистоцену што говоре постојећи марински седименти сталожени у потolini из тих временски одељака.

У литолошком погледу планина Клап је изграђена од банковитих кречњака доње креде (у повлати) и лапораца и лапоровитих кречњака (у подини) чија дебљина износи до 50 м. Сем ових, на ободном делу планине, у старим лагунама, местимично се јављају сиво-зелени и руменкасти пешчари исте доњекретацејске старости.

Млађе маринске седименте чине плиоцински сиво-плавичасти лапорци (П. Деманжон, 1962.) који трансгресивно леже у неким удолинама (острво Св. Мартин).

Од детритичних стена најстарије наслаге представљају миоценски конгломерати чији поједини комади достижу и преко 0,5 м. У њима преовлађују кварцевити примерци донети са севера из кристаласте масе Црне планине која је у склопу Централног масива.⁴

Конгломерати леже на развођу мањих басена сливова од којих један гравитира ка потolini Нарбон, а други према мору (лагуни Груисан). Овакав положај конгломерата, као геоморфолошких фосила, показује да је миоценска трансгресија покривала планину Клап, како је то потврдила и епигенетска одлика долине реке Од.

Планина Клап је рашчлањена сувим долинама чије стране, у нижим деловима, чине благе косице или педименти, састављене у основи од лапораца и покривене дебљим застором кречњачких осулина створених механичким распадањем кречњака током ришке и вирмске глацијације. Од истог материјала су изграђене и повеће плавине на излазу сувих долина према приобалној равници.

Пошто је већи део кречњачке површине планине Клап обешумљен то се веома добро могао стећи дојам о карактеру тектонике. Цела планина је испресецана многобројним раседима (уздужним и попречним) дуж којих је настало разламање некада јединственог

⁴ Мишљење које је изнео Ж. Трикар на терену приликом картирања планине.

платоа — површи у поједине блокове (релативно малог скока) са благим исхеравањем које се слаже са структуром слојева међу којима углавном преовлађује нагиб према СИ. Због таквих особина морфотектонски изглед планине Клап илуструје типичан рељеф моноклиналних морфоструктура. Међутим, поред радијалних, има трагова који указују и на постојање локалних епирогених покрета што ће се видети из даљег излагања.

Морфолошко-литолошке особине приобалне зоне

За праћење главног задатка, постављеног у раду, размотриће се морфолошко-литолошке особине приобалног појаса планине Клап и острва Св. Мартин које је, иако данас одвојено, представљало некада јединствену морфотектонску целину са планином на њеном југозападном крају.

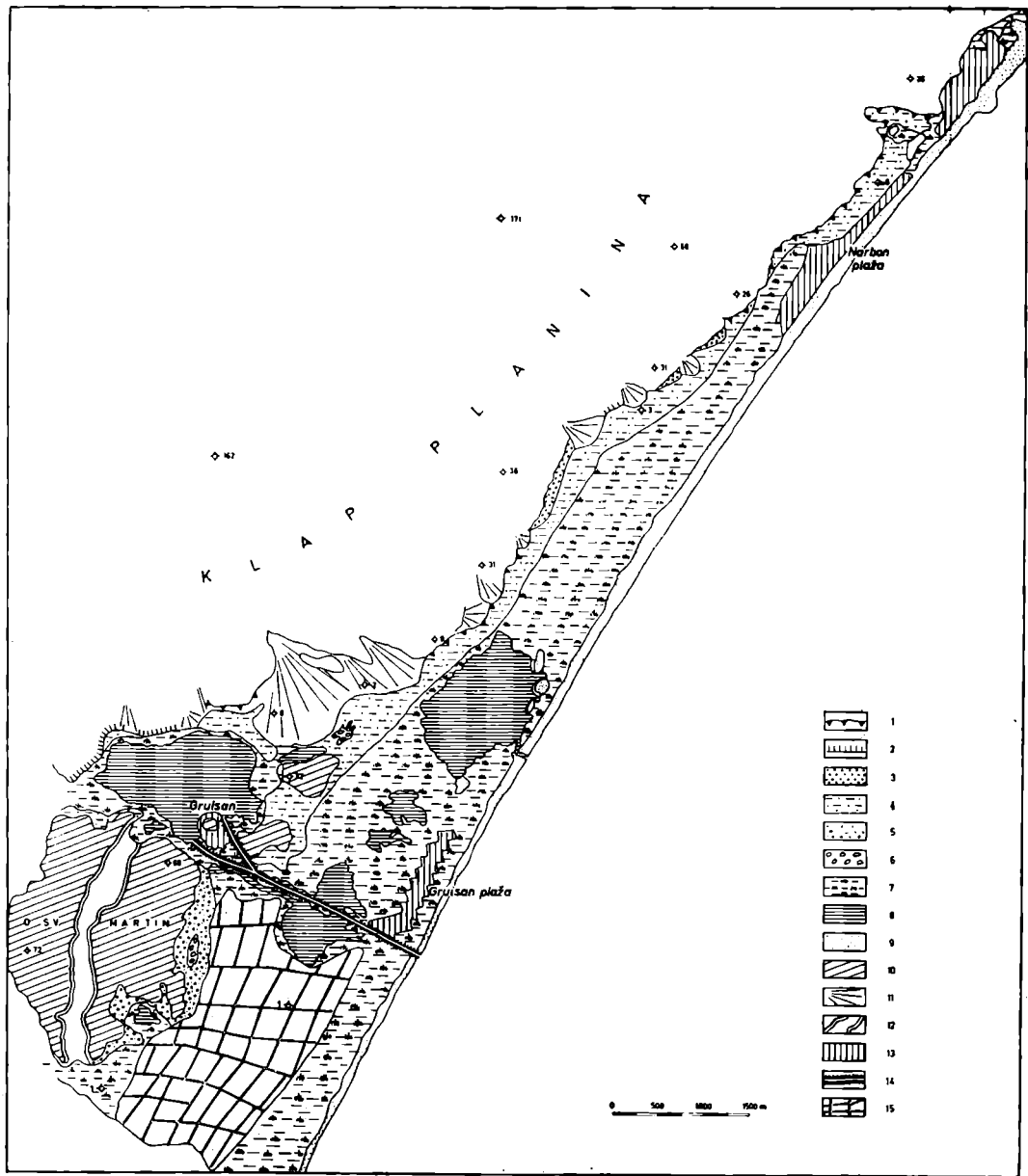
Паралелно са пружањем главне осе планине Клап (правца СИ—ЈЗ) простире се приобална зона састављена из два елемента: *одсека старе обале и прибрежне равнице*, односно абразионе терасе (ск. 1).

Одсек старе обале. — Дуж планине Клап овај облик показује извесну разуђеност која је у вези са отпорношћу стена. На деловима где је састављен од лапораца обала је нижа, положитија и конкавна, док на деловима од кречњака она је виша, стрмија (у облику правог клифа) и конвексна. На овим кречњачким деловима обале местимично се запажају свежи остаци литофага створени биогенетским процесом моринских љускара.

Одступања од ове првобитне разуђености старе обале јављају се на местима где је она пробијена сувим долинама које су на излазу из планинског дела, на прибрежну терасу, сталожиле релативно простране плавине.

На острву Св. Мартин, које је од планине Клап одвојено старом лагуном Груисан (пречника 1,5 км) првобитна разуђеност одсека старе обале је унеколико другачија, с обзиром да се поред стрмих кречњачких делова обале јављају и делови састављени од доњекретацејских пешчара у којима је некадашња абразија створила два-три дубља затона касније преобраћена у старе лагуне.

Абразиона тераса. — Док је одсек старе обале прекинут, на делу старе лагуне, абразиона тераса испред ње је континуелно развијена (како поред планине Клап тако и поред острва Св. Мартин) с тим што њена ширина на СИ крају износи 500 м, а идући према ЈЗ она се постепено повећава да би на крају острва Св. Мартин достигла 2,5 км. Мада је овај облик у основи јединствен и незнатно се издиже изнад морског нивоа код њега се при детаљном проматрању морфолошко-фацијалних особина издвајају три појаса: први *најстарији* који води широм суподином одсека старе обале; други,



Ск. 1. — Геоморфолошка карта приобалне зоне планине Клап и острва Св. Мартин
 1 — одсек старе обале претежно у кречњацима; 2 — прегиб старе обале у лапорцима; 3 — морински пескови поред старе обале; 4 — песковито-муљевити седименти (I појас); 5 — средњезрни морински шљунак поред острва Св. Мартин; 6 — крупан морински шљунак (пешчарски); 7 — глиновито-муљевити седименти (II појас); 8 — старе и рецентне лагуне (језера) у I и II појасу; 9 — литорални кордон са динским песковима (III појас); 10 — кречњаци и лапорци доње креде од којих састављена планина Клап, острво Св. Мартин и острва на улазу у лагуну Груисан; 11 — плавине на излазу сувих долина; 12 — стара удолина на острву Св. Мартин; 13 — насеља; 14 — канал Груисан — море; 15 — солане

млаћи у коме се налазе рецентне лагуне и мочваре и трећи, најмлаћи кога чини литорални кордон са обалском линијом мора.

Најстарији појас абразионе терасе, поред планине Клап, је претежно састављен од песка и муљевитог песка, а потом од кречњачког шљунка и осулинског материјала од кога су изграђене плавине на излазним деловима сувих долина. Значајно је да се на западном боку највеће плавине (изнад лагуне Груисан) види како овај осулински материјал покрива фосилну црвеницу насталу за време ривирског интергласијала.⁵ У продужетку исте плавине јавља се и крупан пешчарски и кварцевити шљунак са јасним траговима абрадираних површина.

Поред острва Св. Мартин, најстарији појас абразионе терасе је састављен од средњезрног кварцевитог, пешчарског и кречњачког шљунка кога ближе суподини покрива осулински кречњачки материјал. Слојеве шљунка местимично смењују хоризонти песковитоглиновитог земљишта које је пренето из црвенице са котна.

Морфолошки посматран најстарији појас абразионе терасе простире се континуелно затварајући са морске стране лагуне (велику) Груисан и две мање уз острво Св. Мартин. Наспрам лагуне Груисан (са појаса) се дижу два мања кречњачка острва при чему се на једном налази тврђава из античког периода у чијем подножју је старо рибарско насеље Груисан.

Млаћи средишни појас, представљен рецентним лагунама и мочварним земљиштем око њих, је састављен од финог ситног песка и муљевито-глиновитих честица које ветрови издувавају и доносе из песковитих дина са литоралног кордона. Лагуне у овом појасу су ограђене према мору литоралним кордоном и само једна (највећа) одржава везу с морем уским каналом (ск. 1). Међутим, иако већина лагуна није у директној вези са морем, оно их плави приликом формирања великих таласа под утицајем југа.

Најмлаћи периферни појас абразионе терасе чини литорални кордон, састављен од песка, на чијем темену северозападни и северни ветрови стварају привремене дине које разарају таласи када дуга југо. Да би се заштитили од утицаја ових таласа павиљони плажа Груисан и Нарбон су подигнути на стубовима 2—3 м.

Литорални кордон према мору је ограничен обалском линијом која је неразуђена и скоро идеално права.

Карактеристичан профил абразионе терасе поред острва Св. Мартин

Свежи изглед одсека старе обале и абразионе терасе испред ње (просечно високе 3—4 м у првом појасу) говори да је море изграђивало ове облике у недавном историјском периоду. Да би то и доказали потребно је извршити детаљну анализу међусобног положаја

⁵ По оцени Ж. Трикара.

маринских фазија детритичног материјала абразионе терасе на карактеристичном месту. У том погледу изабран је веома инструктиван профил терасе поред острва Св. Мартин.

Из профила се види (ск. 2) да је абразиона тераса као јединствени морфолошки облик састављена из два дела: *акумулативног* кога чине шљунковито-песковита, песковито-муљевита и песковита фазија, а потом *ерозивног* који је усечен у стеновиту кречњачку подлогу где висина терасе износи 5—7 м. Граница између ова два дела терасе означена је одсеком или клифом старе обале који је заступ шљунковито-песковитим наносом и фосилизиран. На основу њега, као и међусобног односа шљунковито-песковитих и песковито-муљевитих фазија могу се реконструисати више фаза у процесу стварања абразионе терасе.



Ск. 2. — Профил абразионе терасе поред острва Св. Мартин
а — акумулативни део терасе шљунковито-песковите (2), глиновито-песковите (3) и песковите фазије (4); е — ерозивни део терасе усечен у кречњаке доње креде (1). К, стара обала — клиф

1. Фаза старе обалске линије када је море допирало до одсека — клифа (к), а у суседству, на месту садашњих старих лагуна испуњавало два мања залива (фаза *регресије*).

2. Фаза трансгресије када море прелази преко старе обалске линије и усеца стеновити део терасе са кога односи црвени песковити материјал (из црвенице) а потом и кречњачки од кога ствара шљунак који таложи испред старог клифа. У овој фази море је осцилирало што показује наизменично смењивање слојева песка и шљунка.

3. Фаза *регресије*; море се повлачи како са стеновитог тако и са акумулативног шљунковито-песковитог дела терасе (први појас). Због тога шљунковито-песковити део терасе формира литорални кордон који ограђује и затвара претходне заливе преобраћајући их у лагуне.

4. Пошто се шљунковито-песковити део терасе без прегипа наставља на песковито-муљевити (други појас), повремено плаваљен за време великих таласа, када дува југо, то се наставља фаза *регресије*. Она образује млађе лагуне које са спољне стране (према мору) заграђује садашњи литорални кордон (од песка) који у фацијално-литолошком погледу показује дисконтинуитет абразионе терасе. Међутим, овај дисконтинуитет је нормална појава с обзиром да море изграђује литорални кордон не само од рецентних пескова, које преносе струје и таласи, већ и од старијих пескова у основи који су таложени у дубљој води у време када су се таложиле шљунковито-песковите наслаге у плићој, у првом приобалном појасу.

Утврђене две регресивне и једна трансгресивна фаза на карактеристичном профилу абразионе терасе, могле су настати под утицајем глациоевстатичког колебања морског нивоа или неотектонских процеса. Ако се пође од садашње регресије, која показује аномалију у односу на глациоевстатичку теорију, онда је очигледно да је та регресија проузрокована неотектонским процесима тј. издизањем копна у саставу острва Св. Мартин. То показује и благи поремећај серије шљунковито-песковитих наслага чији нагиб износи 2—4° према мору (ск. 2).

Следећа трансгресивна фаза показује релативно тектонско мировање, у односу на претходну, а то има за последицу да се обалска линија позитивно помера што је у складу са општим стањем глациоевстатичког нивоа мора у поствирмском периоду. Овом фазом је обележено стварање јединствене абразионе терасе ерозивно-акумулативног порекла састављене од преталожених црвених пескова за које је поуздано утврђено да су настали на копну у рис-вирмском интергласијалу, а потом аутохтног кречњачког, пешчарског и кварцевитог шљунка кога су таласи обрадили из њихових матичних стена које се налазе у првом приобалном појасу.

Најзад, прва регресивна фаза, која је претходила претходној трансгресивној, обележена је нижим положајем обалске линије што је у складу са глациоевстатичким стањем морског нивоа за време вирмског гласијала. Међутим, карактеристично је да је тај нижи положај обалске линије био изражен више у вертикали (стари клиф) него у хоризонтали — каква је, иначе, ситуација код данашње обалске линије.

Положај и међусобни однос маринских и копнених фазија

Док је на острву Св. Мартин море, за време трансгресивне фазе, прелазило преко једног дела одсека старе обале, усецајући на кречњачком терену ерозивни део абразионе терасе, у првом приобалном појасу, поред планине Клап, нигде није запажена слична појава. Овде је море допирало само до одсека старе обале те због тога у еволуцији абразионе терасе могу се реконструисати само две фазе: *трансгресивна и регресивна*.

Одређивање временског периода и порекла трансгресивне фазе може се посматрати према међусобном односу маринских и копнених фазија. У том погледу веома инструктивну слику показује стање код највеће плавине у првом приобалном појасу.

Као што је већ изнето ова плавина је састављена од кречњачког шљунка и осулинског материјала који се у горњем, ужем делу, налази на 22 м, а у доњем ширем на свега 1 м апс. висине. На овом нижем делу плавински материјал поступно прераста у крупан марински, пешчарски и кварцевити шљунак. Због тога је контакт између копнених и маринских наслага на око 1 м изнад мора. Међутим, ово није његова првобитна висина с обзиром да се на плавини врши

преталожаване материјала повременим водотоком који се формира после изузетно јаких киша. Зато за одређивање првобитне висине контакта може послужити висински положај црвенице која се налази на боковима плавине (испод њеног материјала) и изграђује педимент у првом приобалном појасу. Та црвеница силази на око 5—7 м изнад старе лагуне Груисан што значи да море, за време максималне трансгресије није прелазило ову висину.

Карактеристично је да се у истој висини (доње границе црвенице) источно од плавине, а изнад одсека старе обале налази кречњачка површ сва покривена осулинским материјалом тј. елувијумом. Пошто је тај материјал стваран у условима другачије климе од данашње, када и материјал у плавини, тј. за време вирмских глацијала то његова очуваност (на месту) такође показује да море није прелазило висину 5—7 м.

Према томе, висински положаји црвенице, плавинских наслага и елувијалне осулине на кречњачкој површи (непосредно изнад старе обале) представљају значајне геоморфолошке фосиле на основу којих се може пратити и одредити временско и просторно надирање трансгресије и њено максимално стање. У овом случају, од рис-вирмског интерглацијала, када је створена црвеница, па кроз цео вирмски период, када су настале периглацијалне насlage плавине (које директно покривају црвеницу) није било ни једне трансгресије која је прелазила висину 7—8 м изнад данашњег мора. Остаје, дакле, да је до те висине досегла само једна трансгресија у поствирмском холоценом периоду што је у складу са глациоевстатичким издизањем морског нивоа.

Археолошки подаци

Постојање трансгресије, пре данашње регресивне фазе, потврђују не само морфолошки и литолошко-фацијални већ и археолошки подаци. До њих смо дошли консултјујући неке историјске изворе у градској библиотеци у Нарбону приликом боравка на односном терену. Ево шта нам они говоре.

На археолошкој карти римских Гала под ознаком бр. 23 дато је објашњење за Груисан где стоји да је приликом копања канала (на делу абразионе терасе — П. М. 3.) у овом месту багер избацио многобројне предмете од бронзе, лампе, статуете и новац из Јустинијановог периода. Очигледно да су ови предмети били на некој лађи која је настрадала у мору.

Недалеко од ове локалности багер је избацио дрвене делове античке барке са једним великим кофером украшеним металним орнаментима (А. Гарније, 1959.).

У једном другом делу Ш. Лантерик, 1876.), на приложеној старој карти из периода раног средњег века, види се да је планина Клап представљала острво које се, као и острво Св. Мартин, дизало са

морске површине. Море је тада испуњавало депресију Нарбон у којој је формирало приобално језеро или лагуну звано LAC RVBRESVS. Град Нарбон није био на обали језера, већ је с њиме одржавао везу каналом.

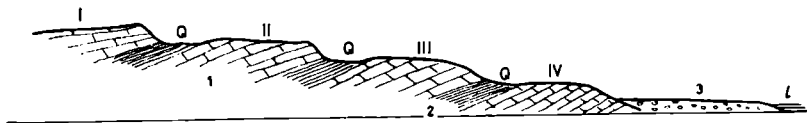
На другој приложеној карти (у истом делу) која је датирана са 1692. годином види се да је планина Клап спојена са копном.

Изнети археолошко-историјски подаци непобитно потврђују да је пре неколико стотина година планину Клап и острво Св. Мартин заплускивало море, јединствене поствирмске трансгресије. Оно је омогућило да античке лађе несметано плове у луку Груисан, која се тада налазила на обали мора прибијена уз кречњачко острвце са тврђавом и њеном стратегијском улогом на улазу у залив Груисан. Данас, међутим, лука Груисан одржава везу са морем каналом дугим пуних 2,5 км који просеца абразиону терасу целом њеном ширином између старе лагуне Груисан и обалске линије. Управо ширина ове терасе показује квантитативан износ негативног померања обалске линије (у хоризонтали) за само неколико протеклих векова.

Морфолошки докази на планини Клап

Савремена регресија мора поред планине Клап показује последњу у низу неотектонских фаза које су се сукцесивно смењивале у процесу развоја њеног рељефа. О томе сведочи серија површи, сведени облик планине на попречном профилу и висеће — некоординиране долине.

Серија површи. — Мада је планина Клап висока свега 200 м у њој је усечена серија од четири флувио-денудационе површи. Највишу површ чини теме планине које је разбијено раседима, а потом селективном ерозијом редуцирано у мање издвојене платое. Због знатног вертикалног разликања, темена ових платоа се налазе у приближно истој висини реконструишући тако првобитни изглед површи чији нагиб је углавном подударан са структуром слојева и оријентисан према СИ, одражавајући у потпуности моноклиналну морфоструктуру.

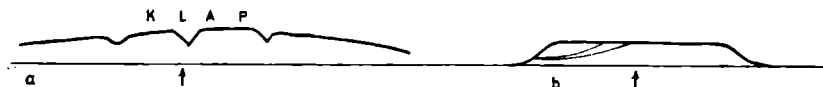


Ск. 3. — Серија флувио-денудационих површи на планини Клап (I-IV), усечена у кречњацима (1) између којих локалне површи (Q) усечене у лапорцима (2). 3, шљунковито-песковити део абразионе терасе изнад лагуне Груисан (L)

За разлику од претходне, три ниже површи су развијене у басенима сливова; нису подударне са нагибом структуре већ обсеквентне и конформне са уздужним профилем главне долине. Отуда су

изразити представници мофоскулптурног рељефа. Усечене су у кречњацима и одвојене изразитим одсецима. Између њих, у зонама лапоровитих седимената, постоје ниже локалне површи (ск. 3):

Сведени облик планине на попречном профилу. — Поменуће површи у басенима сливова јављају се искључиво на ЈЗ делу планине; док њену већу површину дисецирају млађи долињски системи и претежно монофазне долине. Због тога је иницијална површина (тј. највиша површ на планини) веома добро очувана. Када се она посматра на попречном профилу види се да је засвођена. Такав њен облик је предодредио конформно усецање долина на крилима свода с тим што су те долине у горњем делу дубље (V облика), а у доњем плиће и шире (облика колевке или равнoг дна). Дубљи делови долина (без тераса) јасно указују на процес издизања планине у њеном највишем делу који је омогућио већу енергију рељефа за разлику од јединствених и хоризонталних платоа — површи који, када се издижу ен bloc, имају дубље долине у доњем делу, односно у периферној зони тих платоа — површи (ск. 4).



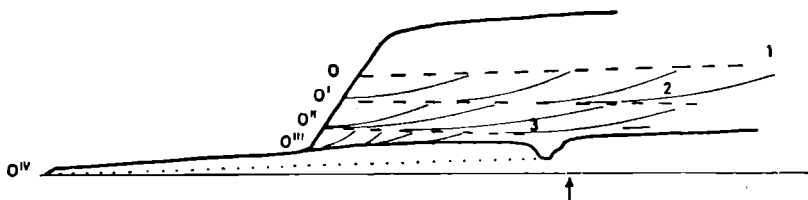
Ск. 4. — Сведени изглед планине Клап на попречном профилу (а), у поређењу са кречњачким платоом који се издиже ен bloc (b)

Висеће — некоординиране долине. — Занимљиво је да иако су доњи делови долина, у периферној зони планине Клап и острва Св. Мартин, плићи и шири њихови уздужни профили су обавезно некоординирани при чему долине имају висећи положај изнад данашње абразионе терасе. Такав је случај како код старијих полифазних тако и код млађих монофазних долина. Типичан пример ових последњих је једна долина на острву Св. Мартин чији уздужан профил visi изнад старе лагуне 5—7 м. Пошто ова висина одговара стеновитом делу абразионе терасе у суседству то значи да је њен уздужан профил изграђиван када и тај део терасе тј. при максималном положају доње ерозивне базе за време трансгресије. Негативно померање обалске линије, настало услед неотектонског издизања острва Св. Мартин, није могло сагласно да прати новодобијени пад на уздужном профилу долине која се, због мале количине воде, убрзо дезорганизовала скрашћавањем и постала сува.⁶

Од полифазних долина интересантна појава се запажа код једне суве долине на планини Клап са ртастом терасом у којој је усечен накалемљени меандар. У овој долини постоје три терасе, највиша

⁶ Дно ове долине је покривено хумизираним делувијумом на коме су виноград.

15 м са накалемљеним меандром, нижа 10 м и најнижа 2 м. Уздужан профил долине је несаглашен са одсеком високим 5 м ступњевито издељеним у слапове испод којих је понор дубок 3—4 м. У њега понире вода повремениог водотока (ск. 5). Све три терасе су локалне с тим што је најнижа развијена само до понора. Њихове релативне висине се смањују узводно што показује да су терасе настале у директној вези са положајем доње ерозивне базе. Управо, највиша тераса — њена раван је створена при ниском положају доње ерозивне базе у тачци 0 (ск. 5). Усецање водотока у овој тераси и формирање накалемљеног меандра настаје услед издизања копна, односно спуштања доње ерозивне базе у тачку 0^I , која се после извесног застоја и проширења долине поново спушта у тачку 0^{II} што повлачи стварање терасе II. После другог застоја и проширења долине настаје треће издизање копна, односно спуштање доње ерозивне базе у тачку 0^{III} када се формира најнижа III тераса од 2 м. Међутим, како развој ове терасе допира само до понора то је у овој фази настало скрашћавање долине и подземно отицање њеног повремениог водотока (низводно од понора) а оно је проузроковано померањем ерозивне базе у тачку 0^{IV} .



Ск. 5. — Уздужан профил суве долине са фазама сукцесивног спуштања доње ерозивне базе (од 0 до 0^{IV}), праћен симултаним усецањем тераса 1, 2, 3

Ова реконструкција геоморфолошких процеса, изведена на основу постојећих локалних тераса, у доњем делу суве долине, показује сукцесивно издизање копна које изазива спуштање доње ерозивне базе почев од стварања највише терасе. Пошто на терасама, као и кречњачкој површи изнад долине, нигде нису очувани марински седименти то излази да сукцесивно спуштање доње ерозивне базе није последица глациоевстатичког колебања морског нивоа већ смене *тектодинамичких* и *тектостатичких фаза*⁷ у општој геоморфолошкој еволуцији планине Клап. За нас је посебно значајно задње спуштање и померање доње ерозивне базе (регресија), које је изазвало скрашћавање долине, а које представља изразиту аномалију у односу на савремено, поствирмско стање морског нивоа. Нормално би требало очекивати да је море зашло и потопило доње делове долина као што је то случај на неким обалама Средоземља.

⁷ Ове појмове је увео Ж. Трикар (1965.)

Компарација са суседним областима

Мада изоловано посматрана садашња регресивна фаза обалске линије поред планине Клап, настала као последица савремених тектонских процеса, има значаја за упоређење са стањем ових процеса у суседним областима до којих се дошло на основу података из литературе. У том погледу на првом месту долази стање неотектонских процеса и обалске линије у делти Роне и њеној широј околини. Познато је да је баш овај регион до недавно представљао предмет полемичких и опречних схватања између поборника глациоевстатизма и тектоничара. Суштина је у следећем:

Плеистоцени шљунк Великог Кроа, који представља стару периглацијалну плавину Диранса, тоне (идући према мору) испод рецентних наслага делте Роне састављене од муља, песка и глине. Ово његово тоњење на јужном крају Камарга износи — 50 м испод морског нивоа; међутим, у горњем делу Великог Кроа шљунак се везује за терасе Диранса, а ове даље узводно за вирмске морене. На основу овог континуитета у распрострањењу периглацијалног шљунка, од вирмских морена до испод морског нивоа, Х. Болиг (1927, 1950.) налази потврду за објашњење своје теорије о глациоевстатичком колебању морског нивоа. Наиме, тоњење периглацијалног шљунка под рецентну делту Роне и испод морског нивоа је последица постглацијалне фландријске трансгресије услед чега се данас преко шљунка таложи финији речни материјал у Камаргу. У прилог овом схватању Х. Болиг наводи сличну појаву која постоји и у делти Неретве.

Тектоничари, међутим, износе мишљење да је периглацијални шљунак Диранса, који у горњем делу Великог Кроа достиже апс. висину 100 м, а на југу Камарга — 50 м, деформисан тектонским спуштањем које се обавља у делти Роне и њеној широј околини. По њима делта Роне се налази у једној пространој геосинклинали (паралелно са обалом) у којој дебљина терцијера износи више хиљада метара. Сходно томе тоњење периглацијалног шљунка представља, у овом случају, наставак неотектонских процеса из терцијерног периода. Ова спуштања су настављена и у историјско време што потврђују археолошки докази (антички предмети) који се налазе затрпани на 3 м испод површине Камарга (*Р. Рисел*, види Х. Болиг, 1950.).

О тектонским процесима у делти Роне пре и после стварања старе плавине Диранса, говори и Ж. Денизо (види Х. Болиг, 1950.). Као доказ за то наводи различите нагибе који код тераса Диранса изnose 3‰ док код Великог Кроа више од 6‰. Овај повећани нагиб Великог Кроа је у вези са издизањем на утврђеном раседу код Ламанона где је Диранс, због тога, испољио веома живу ерозију, просекао рецентни алувијални покривач и зашао у старије насlage.

Претходна опречна схватања о пореклу субмаринског положаја периглацијалног шљунка Диранса у делти Роне била су актуелна до пре 20 година. Од тада па до данас објављен је већи број радова који делту Роне и њен шири регион посматрају углавном из аспекта актив-

них тектонских процеса тј. неотектонике. Разлог томе су, свакако, већ раније поуздано утврђене тектонске деформације на староплеистоценским терасама доње Роне настале раседањем, флексурама и епирогенезом (Ж. Габер — Деле, 1967.). Због тога, у тако једном активном неотектонском региону доње Роне није могла бити поштеђена ни њена делта, тим пре што она не представља јединствену роданску равницу, већ равницу са које се местимично дижу остаци тектонски разбијене пребурдигалске површи у облику осамљених кречњачких масица (хорстова) висине 150—200 м које чине велики контраст у односу на ту равницу. Карактеристично је да на овим масицама нису очуване средње и млађеплеистоцене терасе Роне, већ само старије које су јако поремећене. На основу тога изводи се закључак о обнављању тектонских покрета (спуштања) на месту потонулих делова пребурдигалске кречњачке површи који су проузроковали јаку бочну ерозију Роне и уништење њених средње и млађеплеистоцених тераса (Ж. Габерт, 1965.). Али насупрот овим спуштањима поједине кречњачке масице показују тенденцију издизања. Такав је случај са кречњачким хорстом код Ламанона чији изразити раседни одсеци су застрвени периглацијалном осулином и еолским песком у које се Диранс веома интензивно усеца (како је већ изнето). Због тога овакви примери показују извесно *регресију мора* (подвукао М. З.) у односу на близину њихове доње ерозивне базе (Ж. Габер — Деле, 1967.).

Слична млађеплеистоцена и старијехолоцена издизања су установљена у хорсту Рокемор (СЗ од Авињона) која су имала за последицу инверзију нагиба квартарних тераса Роне (Ж. Габер, 1969.), а потом и свежину изгледа његовог главног раседног одсека (Ж. Пелваст, 1971.). Међутим, јужно од овог хорста постоји мали тектонски ров Пижо, створен у поствилафраншијену у коме су настављени тектонски процеси тј. спуштања до данашњег периода (М. Игони, 1968.).

Као што се види у делти Роне и њеном ширем региону постоје веома активни неотектонски процеси који се манифестују у облику радијалних, флексурних и епирогених покрета. Реконструкција ових процеса изведена је на основу посматрања међусобног односа морфолошких елемената и њиховог литолошко-фацијалног састава. Имајући то у виду радијални покрети су изражени код позитивних морфоструктура хорстовског типа (кречњачке масице) које у долини доње Роне носе на себи само староплеистоцене терасе јако деформисане како — радијалним тако флексурним и епирогеним покретима. Међутим, епирогени покрети у ширем смислу (тј. регионални) заступљени су у пространој роданској равници која обухвата делту Роне (Камарг) део дна доње Роне и стару плавину Диранса (Велики Кро). Пошто у прва два предела не постоје средње и млађеплеистоцене терасе Роне не само на делу равнице већ и на странама кречњачких масица то излази да се овде врши спуштање. У пределу Великог Кроа чија топографска површина је нагнута од СИ ка ЈЗ, при чему је тај нагиб дупло већи од нагиба терасе Диранса (6 : 3%) као матичне реке, врши се издизање. Оно има облик исхеравања правца

СИ — ЈЗ и у вези је са позитивним кретањима на северном и источном ободу овог предела (састављеном од кречњачких масица) који се правоугаоно састају код Ламанона где постоји главни расед.

Према томе, у делти Роне и њеном ширем региону постоје диференцијална тектонска кретања карактеристична за паркетне морфоструктуре тј. издизања на месту кречњачких масица (заосталих хорстова) која су захватила и један део роданске равнице (Велики Кро), а потом спуштања која се манифестују на преосталом највећем делу те равнице. Због активности првих покрета положај обалске линије је стално у регресији нарочито према пределу Великог Кроа састављеном од ришког и старијеплеистоценог шљунка — дакле континенталних наслага чије присуство указује да море није залазило у овај предео за време интергласијалних периода.

Активност других, негативних покрета је подударна са позитивним померањем обалске линије у садашњем постгласијалном периоду. Због тога би требало очекивати веома брзо померање те линије према копну и претварање роданске равнице у морски залив какав је овде постојао током терцијера. Међутим, до таквог померања обалске линије не долази услед интензивне акумулације речног материјала Роне која има превагу над неотектонским и гласиоевстатичким издизањем морског нивоа.⁸ Зато овде обалска линија такође показује регресију, као и поред планине Клап, али регресију другачијег порекла насталу као последица интензивне акумулације речног материјала што је опште карактеристична појава за делте на великим рекама.

Занимљиво стање обалске линије се запажа у приобалном појасу Лангедока који се простире између планине Клап и делте Роне. Овде је установљена само једна стара обалска линија висока 5—6 м изнад морског нивоа настала у рис-вирмском интергласијалу с обзиром да се изнад ње не налазе маринске већ само континенталне насlage. Постојање ове једне старе обале се тумачи да је последица вероватних спуштања које се врши у правцу мора (Ж. Трикар, 1965.). Оно, у овом случају, означава регресију која се разликује од оне поред планине Клап утолико што је изазвана спуштањем дна морског басена.

Стање подморског рељефа у широј приобалној зони. — Интерпретирајући карте подморског рељефа Средоземног мора, урађене од стране океанографског музеја у Монаку, Ж. Габер (1964.) истиче да западни Медитеран има простији подморски рељеф. У њему постоје главни раседи који засецају лангедочки и провансалски „предконтинент” од делте Ебра на западу до Беновског залива на истоку. Овде су бушотине установиле потопљене долине паралелне са обалском линијом међу којима се нарочито истиче знатан број тих долина између Корзике и Провансе, а исти је доспео на дно лаганим тектон-

⁸ Познато је да делта Роне расте годишње у просеку 10—12 м (Ј. Цвијић, 1926.)

ским спуштањем које се врши од постгорњемиоценског периода у облику флексурног кретања.

За нас су ови подаци значајни утолико што се добар део обалске линије, источно од делте Роне, налази у активној неотектонској зони флексурног типа чији процеси су подударни и сагласни са позитивним померањем обалске линије у постгласијалном периоду. Због тога на овом делу постоје не само потопљене подморске долине већ и потопљена речна ушћа и каланци⁹ претворени у мање заливе и затоне слично стању на неким деловима наше далматинске обале. Такве морфолошке особине обале се очигледно разликују од обале поред планине Клап.

Колики значај имају неотектонски процеси у суседним областима за сагледавање сличних прилика планине Клап види се и из података добијених из непосредне континенталне области северно од планине коју представља Централни масив. За овај облик се раније сматрало да је тектонски стабилан; међутим, у последње време је утврђено да се поједини његови блокови крећу дуж постојећих раседа у његовом подножју и то у виду издизања, спуштања или исхеравања (Ж. Божо — Гарније, 1959.).

Упоређење са јадранском и црноморском обалом

Као у делти Роне негативно померање обалске линије, под утицајем акумулације речног материјала, постоји и у Ломбардијској низији у делти реке По. О томе сведоче познати докази о положају насеља на обали мора у античком периоду која се данас налазе знатно удаљена од обале. И овде засипање морског басена има превагу над тектонским процесима и глациоевстатичком издизању морског нивоа који су подударни. Наиме, у Ломбардијској низији и на њеном ободу нигде нису очувани трагови старих обала из квартара који, иначе, постоје у структури те низије засути речним седиментима. Такво чињеничко стање показује да се ова низија налази у процесу сталног спуштања које у делти Поа износи 5—10 мм годишње.

Наш део јадранске обале представља такође интересантан предмет проучавања утицаја тектонских и глациоевстатичких процеса на померање и осцилацију морског нивоа током квартара. Први процеси се констатују крајем 19. и почетком 20. века у обалним деловима далматинског и истарског приморја на основу потопљених трагова старих насеља и других историјских споменика, а потом и геодетским мерењима у вези са мареографским осматрањима (А. Гавацци, 1912.). Међутим, исти процеси се доказују и на основу геоморфолошких чињеница. Тако је А. Грунд установио да је шљунковита (вирмска) тераса Неретве у пределу делте флексурно извијена при чему

⁹ Каланци су уске и дубоке долине постале обурвавањем таваница пењинских канала (Ж. Корбел, 1956.).

се нижи део спушта и подилази под рецентни речни алувијум и море а виши издиже и еродира.

Ово Грундово схватање усвојио је и *Ј. Цвијић* (1924.) с тим што сматра да су спуштања у доњој Неретви била и пре вирмског периода, с обзиром да и плиоценска стеновита тераса потоне под речни алувијум Неретве ниже Чапљине. Сем тога, Цвијић износи да постоје још два предела где је спуштање захватило у унутрашњост копна; то су доња Крка код Шибеника и околина доњег Дрима. Међутим, проучавајући серију абразионих облика на јадранској обали (1922.) *Цвијић* је проширио улогу тектонских процеса (флексурног типа) у позитивном померању обалске линије, на целу приобалну зону наводећи за то две потопљене старе обале на дубини 65—66 и 45—55 м, потопљена ушћа неких река итд. итд.

Ово регионално простирање улоге тектонских покрета целе приобалне зоне Јадранског мора крије извесну опасност утолико што би се позитивно померање обалске линије, на тако великом простору, могло тумачити и као последица глациоевстатичких издизања морског нивоа у садашњем поствирмском периоду. Због тога *Б. Ж. Милојевић* (1933.) сматра да тектонски утицаји, на померање обалске линије, имају више локални карактер и да су дошли до изражаја на оним местима где постоје трагови старих абразионих тераса изнад или испод те линије.

Развијајући своју теорију о глациоевстатичком колебању морског нивоа *Х. Болиг* (1930; 1950.) сматра да шљунковита тераса доње Неретве тоне под речни алувијум и морски ниво услед поствирмске трансгресије, а не услед тектонских поремећаја како је изнео *А. Грунд*, што значи да би тиме и Цвијићево схватање о овом питању, бар што се тиче доње Неретве, било ревидирано.

У последње време *А. Г. Никифоров* (1965.) је проучио подморски рељеф источне падине Јадрана и при томе констатовао да се у њему јавља серија од девет терасних нивоа и њихових обалских линија. Најнижа тераса је на —120 до —123 м, а највиша, рецентна од 0 до —20 м. Цитирајући *О. К. Леонтијева* по коме се морски ниво у постплеистоцену издигао за 95 м, а имајући у виду „постојаност висина обалских линија на подморској падини готово свих обала Југославије” *Никифоров* сматра да су те обалске линије настале глациоевстатичким колебањем морског нивоа. Сходно томе он даје „хипотетичну криву колебања нивоа Јадранског мора у току квартара” на коју су унета хронолошка места за сваку обалску линију насталу за време глацијалних (регресивних), односно интергацијалних (трансгресивних) фаза с тим што је положај првих линија нижи, а других виши. Међутим, одмах треба истаћи да док је нижи положај регресивних обалских линија нормална појава у односу на садашњи ниво мора (као трансгресиван) по којој основи такав положај имају и све трансгресивне обалске линије настале у интергацијалним фазама? Зар се може схватити да је данашња трансгресија достигла свој и највиши положај у односу на било коју трансгресију интергацијалних

фаза, ако се поуздано зна да такво стање не одговара стварности? Наиме, код тектонски стабилних обала, каква је мароканска, установљено је да се највише (интергласијалне) трансгресивне обалске линије налазе изнад данашњег морског нивоа 30—40 м, а најниже регресивне на —100 до —150 м, испод тога нивоа (Ж. Трикар, 1965.). Према томе, ако се ове екстремне висине узму као реперне онда свака већа одступања (како трансгресивних тако и регресивних старих обалских линија) од њих су настала као последица тектонских процеса. Рецимо зна се да је Антарктички инландајс достигао своју максималну запремину за време најјаче гласијације која одговара абразионој тераси —137 до —159 м. До ове дубине се углавном простиру субаерски облици на континенталној платформи. Ако се они јаве на већој дубини (на пример кањони на 500 м) знак је да је ту дошло до спуштања. Слично је и са трансгресивним обалским линијама на копну које изнад 40 м показују да је ту било издизања.

Колико се оваква поставка може применити на део Јадранске обале? Сем извесних напомена о постојању неких трагова абразионих тераса изнад обалске линије у Далматинском приморју (Б. Ж. Милојевић, 1931.) ми до данас немамо ближе морфолошке и нарочито литолошко-фацијалне податке који би зацело говорили да се ради о старим абразионим терасама у овом региону. Међутим, у Коперском приморју М. Шифрер (1965.) је установио да постоје такве терасе представљене серијом од 8 тераса и обалских линија чије висине се крећу од 5 до 160 м и мишљења је да су постале осцилацијама морског нивоа током плеистоцена. Он такође утврђује и две холоцене трансгресије: старију која је била 6000 година пре наше ере и којој одговара тераса од 2—3 м изнад морског нивоа и млађу, садашњу насталу после римског периода. Ове трансгресије су растављене једном регресијом у античком периоду када је створена тераса и обалска линија — 2 до — 3 м испод данашњег морског нивоа.

С обзиром да су Л. И. Никифоров и М. Шифрер засада последњи од геоморфолога који су проучавали фосилне абразионе терасе и њихове обалске линије, у нашем Јадранском приморју, то се на основу њихових резултата види да постоје неусклађена схватања о положају ових облика (према данашњој обалској линији) насталих под утицајем истог фактора глациоевстатизма. По Никифорову серија од девет абразионих тераса и обалских линија је дуж целе источне падине Јадрана потопљена под море. По М. Шифреру, међутим, скоро иста серија од осам тераса (приближно истих распона крајњих висина) у Коперском приморју се налази изнад данашњег морског нивоа. Према таквом чињеничком стању очигледно излази да обе серије ових тераса и њихових обалских линија са супротним положајем према данашњем морском нивоу нису могле настати глациоевстатичким колебањем већ неотектонским процесима. У овом случају, потопљена серија абразионих облика, на већем делу Јадранског приморја, говори о спуштању, и она представља најјачи доказ који иде у прилог Цвијићевом схватању о брзом надирању трансгресије која није успела да уништи те облике. Нарочито је значајно што та да-

нашња — поствирмска трансгресија заузима највиши положај у односу на све претходне интергласијалне, а такав положај није могао настати само као последица глациоевстатичког издизања морског нивоа већ и тектонских спуштања која немају локалан већ регионалан карактер.

У Коперском приморју, међутим, абразиона серија старих облика, створених при интергласијалним трансгресијама, се налази изнад данашње обалске линије која, иако трансгресивна, има најнижи положај у односу на све претходне. Такав њен положај је ненормалан и он показује регресивно стање према старим обалским линијама које је проузроковано неотектонским издизањем копненог залеђа. Да такво стање постоји указује и податак М. Шифрера по коме се најмлађа холоценска тераса налази 0,75 до 2 м изнад морског нивоа, нарочито развијена у Пиранском заливу.

* * *

Интересантно је упоредити стање неотектонских процеса на нашем делу Јадранског приморја са савременим тектонским процесима чији резултати су добијени на основу најновијих мареографских осматрања и геодетских мерења. Према тим резултатима урађена је карта Југославије на којој су представљене апсолутне брзине вертикалног померања Земљине коре изражене у мм годишње (П. Јовановић, 1971.). Тако се види да од Трста до Улциња постоје три области јадранске обале које се издижу у три које се спуштају.

Области које се издижу

место	дужина у км	просечна апс. брзина у мм/год.
1. Трст — Стариград	385 "	2—4 "
2. Стон на Пељешцу — Цавтат	60 "	0—2 "
3. Будва — Улцињ	55 "	0—2 "
	500 км	

Области које се спуштају

1. Стариград — Стон на Пељешцу	528 "	—2 до 0 "
2. Цавтат — Будва	73 "	—2 до 0 "
3. Улцињ — ушће Бојане	18 "	—2 до 0 "
	619 км	

Полазећи од дужинских вредности јасно се уочава да области спуштања имају превагу над областима издизања и што је посебно карактеристично највећа област спуштања захвата скоро цело Далматинско приморје од Пељешца до јужног краја Велебита (са најве-

ћим бројем острва) управо простор где је Цвијић установио не само флексурни тип неотектонских процеса већ и на два места спуштања која продиру дубље у унутрашњост (доња Неретва и доња Крка). Али и у двема мањим областима спуштање тј. у широј зони Бокоторског залива (Цавтат — Будва) као и у зони доњег Дрима, Цвијић је изнео да постоје истосмерна тектонска кретања.

Према томе, раније констатована неотектонска спуштања највећег средишног дела наше јадранске обале са приморјем (флексурног типа) заснована на геоморфолошким чињеницама сада су у потпуности потврђена и геодетским подацима. Резултат тих спуштања као и глациоевстатичког издизања морског нивоа у поствирмском периоду је брзо надирање трансгресије која потапа ниже копнене површине са субаерским и старије абразионим облицима.

Највећа област издизања (Трст—Стариград) са највећом брзином је у вези са општим издизањем копененог залећа у склопу ширег региона додирала Алпа и Динарида где местимично достиже и 6 до 8 мм годишње. Карактеристично је да северни део ове области са просечном брзином издизања од 5 мм годишње у целини обухвата Коперско приморје да би јужно од тог приморја (на линији Умаг—Пломин) највећи део Истре имао смањену просечну брзину издизања (2 мм год.). Према томе, и овде се геоморфолошки и геодетски подаци потпуно подударaju у објашњењу појаве положаја старих обалских линија и тераса (у овом случају) изнад данашњег морског нивоа. Ти облици су издигнути неотектонским процесима чија се активност и данас наставља у истом смеру. Под условом да је брзина издизања била константна (од 5 мм год.) само за последњих 10.000 година тј. у постглацијалном периоду, она би износила 50 м. Међутим, како највиша абразивна тераса (по Шифреру) има висину од 160 м то значи да се издизање вршило и раније. Управо после образовања ове терасе (као најстарије) свака наредна трансгресивна фаза урезивала је своје терасе и обалске линије у нижој висини све до данашње обалске линије. Због тога старе обалске линије и терасе у Коперском приморју носе двојака обележја:

- a) *трансгресивна* — према генези, јер су настале глациоевстатичким колебањем морског нивоа за време интерглацијалних доба
- b) *регресивна* — према положају, јер се доња ерозивна база тј. активна обалска линија сукцесивно спушта не достижући никада своју претходну висину услед непрестаног издизања приобалног дела копна.

Најзад, занимљиво стање обалске линије показује црноморска обала у региону доњег Дунава где је на основу археолошких података утврђено да је за протеклих 5000 година било две трансгресије и једна регресија.

Прва трансгресија, коју С. Бану (1969.), назива „неолитском“ одговара постглацијалном климатском оптимуму који је синхрон са

фландријском трансгресијом у Средоземљу. Њу означава стара обалска линија 5 м изнад данашњег морског нивоа.

У античком периоду тј. од V века пре до II века после нове ере била је регресија („дакиска“) када је створена обалска линија 2 м испод данашње. Њу је наследила, данашња трансгресија у пуном свом развоју која је почела од II века наше ере да би у XV веку достигла свој најјачи развој. Ова трансгресија је названа „влашком“ према румунском становништву које и данас живи у овом региону (С. Бану, 1969).

Како се прва трансгресија доводи у везу са постгацијалном фландријском то очигледно излази да се осцилације морског нивоа, у односном региону Црног мора, приписују улози глациоевстатизма. Према томе, данашња трансгресивна фаза црноморске обале је у супротности са регресивном фазом обалске линије поред планине Клап.

ЗАКЉУЧАК

Претходна излагања показују да опште издизање морског нивоа у поствирмском периоду, као последица глациоевстатизма, не представља униформну геоморфолошку појаву, већ појаву која је изложена непрестаним утицајима савремених динамичких процеса који проузрокују знатна одступања у погледу стања и положаја обалских линија. Та одступања углавном изазивају *евстатизам* (неотектоника и савремена тектоника) и *акумулација детритичног материјала*, и она могу бити позитивна и негативна.

Под утицајем неотектонских и савремених тектонских процеса могу настати позитивна одступања обалских линија у случају када се приобални део копна спушта који са глациоевстатизмом изазива брзу трансгресију и потапање копна (наша даалматинска обала, средоземна обала источно од Марсеја).

Исти процеси, међутим, могу изазвати негативна одступања обалских линија када се приобални део копна издиже, при чему долази до регресије (планина Клап, Коперско приморје) или пак када се дно басена спушта (Лангедочко приморје).

Акумулативни процеси могу такође изазвати негативна одступања, тј. регресију обалских линија, али искључиво у областима великих делта где услед интензивног засипања успевају да савладају два процеса који им делују на супрот: глациоевстатизам и евстатизам тј. спуштање дна морског басена (делте Роне и Поа).

Према томе, трансгресивне и регресивне фазе глациоевстатичког порекла могу се поуздано пратити и проучавати само на тектонски стабилним обалама које се, сем тога, налазе и изван утицаја пространих делта. На свим осталим обалама трансгресивне фазе могу бити резултат удружене акције глациоевстатизма, неотектонике и савремене тектонике, док регресивне фазе у данашњем периоду су последица савремене тектонике и акумулативних процеса.

Да је то тако може нам послужити као доказ упоредни синтетички преглед холозеног стања обалске линије и абразионе терасе поред планине Клап и острва Св. Мартин са истодобним стањем обалских линија и њихових тераса о којима је било речи.

Висине трансгресивних обала и тераса у холоцену

место	обале	терасе
Клап, остр. Св. Мартин Лангедочко приморје Коперско приморје	5—7 м 5—6 " (рис вирм) ————	3—4 м ———— а) +2 до 3 м (пре 6000 год.) б) +0,75 до 2 м (садашња)
Далматинско приморје Црноморско приморје (доњи Дунав)	———— ———— ————	0 до — 20 м (садашња) а) +5 м (пре 5000 год.) б) 0 м (садашња)

Висина регресивних обала и тераса у холоцену

место	обале	терасе
Клап, остр. Св. Мартин Лангедочко приморје Коперско приморје Црноморско приморје (доњи Дунав)	0 м 0 м ———— ————	0 до 1 м ———— — 2 до — 3 м (антички период) — 2 м (антички период)

Из табеле се види:

а) Да је трансгресивна обалска линија поред планине Клап и острва Св. Мартин у истој висини са трансгресивном обалском линијом Лангедочког приморја насталом у рис-вирму.

б) Да је прибрежна тераса испод претходне обалске линије, поред планине Клап и острва Св. Мартин, приближно у истој висини са терасама старије трансгресивне фазе (а, а) у Коперском и Црноморском приморју доњег Дунава, насталим у неолиту (пре 5000-6000 година).

с) Да се садашња прибрежна тераса у Далматинском приморју налази испод морског нивоа.

д) Да се садашња прибрежна тераса у Коперском приморју (друге трансгресивне фазе, б) налази изнад морског нивоа, а у Црноморском приморју доњег Дунава у том нивоу.

е) Да регресивне прибрежне терасе у Коперском и Црноморском приморју доњег Дунава (створене у античком периоду и истих висина) леже испод морског нивоа и немају свога еквивалента поред планине Клап и острва Св. Мартин.

ф) Да се регресивна прибрежна тераса поред планине Клап и острва Св. Мартин налази у процесу формирања и незнатно изнад морског нивоа (до 1м) везујући се континуелно и без прегипа за виши део терасе (I појас) настале у трансгресивној фази.

Пошто се висина трансгресивних прибрежних тераса у Коперском и Црноморском приморју приближно подударују са висином највишег дела трансгресивне терасе поред планине Клап и острва

Св. Мартин то излази да су ове терасе синхроне и да су створене за време максималног стања фландријске трансгресије у поствирмском периоду.

У античком периоду у Коперском и Црноморском приморју доњег Дунава владала је регресија када су створене прибрежне терасе које се данас налазе испод морског нивоа. Међутим, у том периоду поред планине Клап и острва Св. Мартин још увек траје трансгресија (што потврђују изнети морфолошки и археолошко-историјски подаци) која почиње осетније да јењава и да је замењује регресија тек у средњем веку манифестујући се у негативном померању обалске линије до данас. Управо то одступање савременог стања обалске линије (поред планине Клап и острва Св. Мартин) од принципа глациоевстатизма, почев од античког периода до данас, је био повод да се објасни порекло његовог узрочника.

ЛИТЕРАТУРА

- Baulig H.*: La Crau et la glaciation würmienne (Annales de Géographie, XXXVI, 1927; исто Essais de Géomorphologie, Paris 1950.)
- Baulig H.*: Le littoral dalmate (Annales de Géographie, XXXIX, 1930 исто Essais de Géomorphologie, Paris 1950.)
- Vanu A. S.*: Preuves historiques sur les oscillations du niveau de la mer Noire pendant les cinq derniers millénaires (Rapp. Comm. int. Mer Médit. 19, 1969.)
- Божо Ж.*: Гарные — Некоторые новые данные о древних массивах (Вопросы климатич. и структурн. геоморфологии, перевод Сборника французских геоморфолога, Москва 1959.)
- Corbel J.*: Le Massif des Calanques et la formation de son relief (Revue de géographie de Lyon № 2, Lyon 1956.)
- Цвијућ Ј.*: Абразиона серија Јадранске обале и епирогенетски покрети (Гласник географског друштва св. 7—8, Београд 1922.)
- Цвијућ Ј.*: Геоморфологија I, Београд 1924.
- Цвијућ Ј.*: Геоморфологија II, Београд 1926.
- Demangeon P.*: Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas — Languedoc pendant l'ère tertiaire (Comptes rendus, Méditerranée № 1, 1962.)
- Etude des Milieux phisico-géographiques de la Montagne de la Clape (Centre de Géographie Appliquée, Strasbourg 1970.)
- Gabert P.*: La Topographie sous — marine de la Méditerranée (Méditerranée № 3, 1964.)
- Gabert J.*: La Montagnette et son cadre de plaines rhodaniennes (Méditerranée № 4 1965.)
- Gabert J.*: Les terrasses quaternaires et la néotectonique dans la region de Chateaufeuf — du — Pape (Méditerranée, № 4 1969.)
- Gabert J.*: Delay — L'importance des déformations Quaternaires et du modelé crvonival würmien dans les paysages du Bas Rhone et de la Basse Durance (Méditerranée, № 2 1967.)
- Gavaci A.*: Pomoranje morske меде u Hrvatskoj i Dalmaciji u istorijsko doba (Glasnik Geografskog društva sv. 1, Beograd 1912.)
- Garnier A.*: Carte archéologique de la Gaule Romaine (CNRS)
- Grund A.*: Die Entstehung und Geschichte des adriatischen Meeres (Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich, VI)
- Hugonie M.*: Observations géomorphologiques dans la depression de Pujaut (Gard) (Bulletin de l'Association de Géographes Français, № 366—367, 1968.)

- Јовановић П.*: Карта апсолутних брзина померања Земљине коре у Југославији (Исследование современных вертикальных движений Земной коры в Югославии, Београд 1971.)
- Lenthéric Ch.*: Les villes mortes du Golfe de Lyon (Paris 1870.)
- Милојевић Б. Ж.*: Динарско приморје и острва (Српска краљевска академија књ. 25, Београд 1933.)
- Никифоров А. Г.*: Прилог проучавању морфологије подморске падине источног Јадрана (Гласник Српског географског друштва св. XLV, бр. 1 1965.)
- Peulvast J.*: Contribution à l'étude morphostructurale du Bas — Rhône: L'évolution morphosogique de l'escarpement lié à la faille de Roquemaure (Bulletin de l'Association de Géographes Français № 391—392, 1971.)
- Салиховић А.*: Да ли постоји денivelација Јадранског мора? (Зборник на VIII Конгрес на географиите од СФРЈ, Скопје 1968.)
- Tricart J.*: Principes et méthodes de la Géomorphologie, Paris 1965.
- Tricart J.*: Montagne de la Clape — Carte des milieux physico—géographiques (Centre de Géographie Appliquée, Strasbourg 1970.)
- Шифрер М.*: Нова геоморфолошка догањања в Коперском приморју (Географски зборник САЗУ, књ. IX, Лубљана.)

Résumé

M. ZEREMSKI

LE DÉPLACEMENT NÉGATIF DE LA LIGNE DE CÔTE SOUS L'INFLUENCE DES PROCESSUS TECTONIQUES CONTEMPORAINS

La période post-würmienne dénote une transgression permanente de la mer qui est en conformité avec la théorie sur la fluctuation glacio-eustatique du niveau de la mer (*H. Ba-ulig*, 1927). Pour cette raison, toute divergence de cette théorie, c. à d. si les lignes de côte particulières ou leurs parties se trouvent aujourd'hui en régression, indique une anomalie qui est, dans les régions des grands deltas, une conséquence de l'accumulation intensive, et en dehors de ces régions, des processus néotectoniques. C'est précisément ce dernier phénomène de déplacement négatif de la ligne de côte qui a été observé et étudié sur la côte occidentale du Golfe du Lion, à côté de la montagne de Clape sur la base des données morphologiques, sédimento-lithologiques et archéologiques. Lors de ces études on a constaté qu'il y a quelques siècles, la mer atteignait les versantes de l'ancienne côte (Cr. 1. 1, 2) à côté de la montagne de Clape et de l'île de Saint-Martin et qu'elle s'est retirée depuis ce temps-là jusqu'à nos jours de 2,5 km entiers, en créant une vaste terrasse d'abrasion haute de 3—4 m. Ce déplacement négatif de la ligne de côte est dû au soulèvement

néotectonique et contemporain de la montagne de Clape et de l'île de Saint-Martin.

En comparant ces processus à la condition de la ligne de côte dans le delta du Rhône, à l'est de Marseille, dans le delta du Pô, à la côte de l'Adriatique et à celle de la Mer Noire, on est arrivé à la conclusion que le soulèvement général du niveau de la mer à la période post-würmienne ne représente pas un phénomène géomorphologique uniforme, mais plutôt un phénomène géomorphologique uniforme, mais plutôt un phénomène exposé aux influences constantes des processus dynamiques contemporains qui causent des écarts sous l'influence de l'eustatisme (néotectonique, tectonique contemporaine) et de l'accumulation des matériaux détritiques. Ces écarts peuvent être *positifs* et *négatifs*.

Les écarts positifs des lignes de côte peuvent être causés par les processus néotectoniques et les processus tectoniques contemporains, lors desquels la partie côtière de la terre ferme baisse, ce qui produit, avec le glacio-eustatisme, la transgression et la submersion rapides de la terre (notre côte de Dalmatie, côte de la Méditerranée à l'est de Marseille).

Ces mêmes processus, pourtant, peuvent donner lieu à l'écart négatif des lignes de côte, lorsque la partie côtière du continent se soulève et il se produit la régression (montagne de Clape, Littoral de Koper en Istrie) ou que le fond du bassin de la mer baisse (Littoral du Languedoc).

Les processus accumulatifs peuvent également causer les écarts négatifs, c. à d. la régression des lignes de côte, mais uniquement dans les régions de grands deltas, où ils parviennent, à cause de l'accumulation intensive, à venir à bout de deux processus qui agissent à leur rencontre: glacio-eustatisme et eustatisme, c. à d. abaissement du fond du bassin de la mer (deltas du Rhône et du Pô).