

МИЛОШ ЗЕРЕМСКИ

ГЕОМОРФОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ ЕОЛСКОГ РЕЉЕФА

Полазећи од геоморфолошких процеса и њихове еволуције, који су оставили трагове у облику елемената рељефа на геолошкој подлози, западни део општине Голубац представља најмлађу територију с обзиром да је рељеф у њој изграђиван искључиво током квартарног периода¹⁾ у саставу еолских фација леса, песковитог леса и песка.

У зависности од хоризонталног распрострањења ових трију литолошких фација еолске акумулације издвајају се три јасно дефинисана предела или зоне са специфичним одликама рељефа: лесна, песковито-лесна и песковита (ск. 1).

Лесна зона

Захвата јужну половину терена квартарне еолске акумулације између Голубачке удолине на истоку и долине Пека на западу. Долином Туманске реке предвојена је на два дела: источни мањи бубрежастог облика и западни већи. Први део зоне ћемо назвати сладиначко-голубачки, а други барички по селу Барич. Иако су састављени од леса између ова два дела зоне постоје морфолошке и делом литолошко-фацијалне разлике. Сем тога, разлике су изражене и у погледу контакта у односу на песковито-лесну зону на северу. Због свега тога најпре ће се изнети опште морфолошко-фацијалне особине мањег, а потом већег дела лесне зоне.

Сладиначко-голубачки део лесне зоне је издвојен од већег баричког долином Туманске реке која га ограничава са запада али

¹⁾ О неким морфолошким, фацијалним и геолошким одликама овог квартарног рељефа писали су: Ј. Панчић (1863.), Ј. Жујовић (1893.), Ј. Цвијић (1926.), С. М. Милојевић (1930.), Јел. М. Маријановић (1951.), Ч. Милић (1953., 1956.), М. Зеремски (1964., 1971.), Д. Петровић (1976.), П. Богдановић и др. (1972.), М. Каленић и др. (1972.) и др.

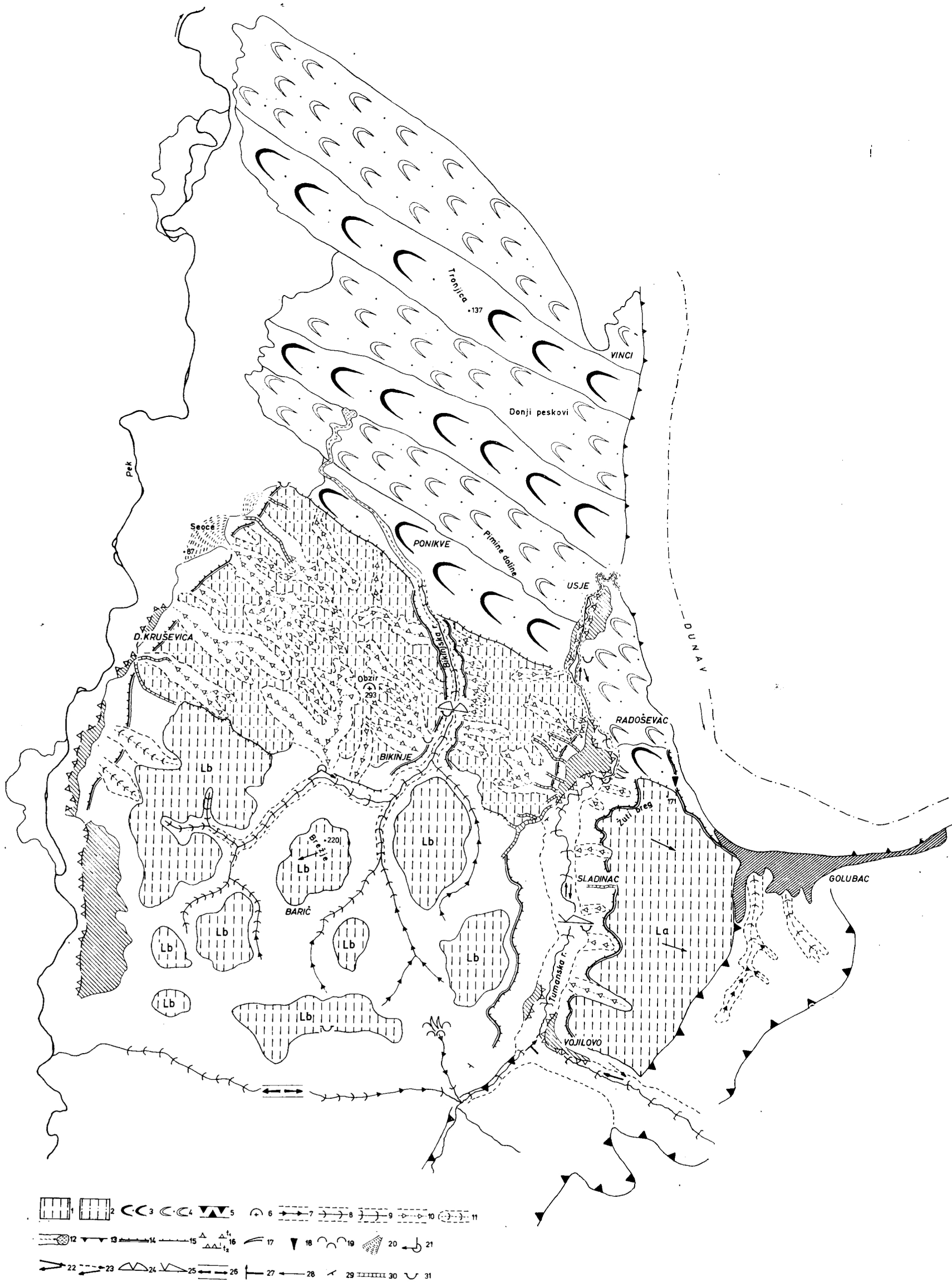
Рецензент: др Чедомир С. Милић, Београд

и са југа, (ск. 1, LA). Са севера и североистока је подсечен десном страном долине Дунава, а са истока се губи у дну Голубачке удолине (ск. 1, 5). Стране зоне су према овим долинама представљене одсечима при чему је само западна страна уз Туманску реку јаче рашчлањена кратким долинама и висећим дољама. Две три такве доље постоје и на северној страни поред Дунава, док је јужна страна без ових облика. Због тога топографска површина зоне (вел. око 6 км²) има у основу изглед плоче са које се једва приметно издижу два пространија узвишења исте апсолутне висине. То су Жүти брег (183 м) и Ораовац (182 м). За ово друго узвишење је карактеристично да је састављено од пролувијалних наслага како је то представљено на геолошкој карти (Каленић М. и др. 1972.).

За познавање литолошко-фацијалних и структурних особина овог дела лесне зоне веома информативну ситуацију показује северна страна (поред Дунава) а делимично и западна на откопу код села Сладинац. Тако полазећи од Голубца ка Радошевцу на више откривених профила установљено је да основу леса чине акватични жути пескови (са пуно фосила) који се смењују са лапорцима (по вертикали). Хронолошки ови седименти припадају маринском тортону (Каленић М. и др. 1972.). Идући даље жуте пескове у основи покривају модре и зелене глине са прослојцима ситног шљунка. Местимично на ову акватичну серију налажу песковито-шљунковите насlage у саставу фрагмента дунавске терасе од 10 м.

Значајно је да је цела ова серија акватичних седимената од Голубца до понорске јаруге (где је контакт са еолским песковима) нагнута ка ССЗ што је инверсно у односу на нагиб топографске површине лесне плоче (ск. 2, а). Управо, док се апсолутна висина поремећене акватичне основе поступно смањује ка ССЗ дотле се у том правцу повећава не само апс. висина топографске лесне плоче него и моћност леса који на понорској јаруги достиже 30 м.

Ова морфолошко-стратиграфска дискорданција, између леса и његове основе, указује на два различита геоморфолошка процеса који су се одвијали у различито време и у различитој средини. Тако продужавајући праћење акватичне основе ка истоку, на делу Голубачке удолине где престаје лес, запажа се да се она везује за кристаласте шкриљце планинског обода. Пошто јој се апс. висина у том правцу поступно повећава то значи да је такво стање диктирано неотектонским издизањем у склопу планинске масе. Оно је довело до претварања некадашње акватичне у копнену средину коју је накнадно покрио лес али само почев од западне стране Голубачке удолине. Како се по дну те удолине јавља осулуниски периглацијални материјал (донет са планинског обода), а у лесу нема ни једне смеђе зоне то значи да су ове две фације — једна падинска денудациона, а друга еолска таложене приближно у исто време (вирм ?). Међутим, после тог таложења плоча се изхерава ка удолини и означава једно квалитативно другачије стање у морфологији ширег субпланинског предела тј. између долина Туманске реке и планинског обода. Оно је обележено угибањем удолине што се потврђује и поремећајем структуре жутих тортонских пескова који падају супротно од претходног нагиба (ск. 2, а).



Ск. 1. — Геоморфолошка карта
 Cr. 1. — Carte géomorphologique

Голски облици
 Formes éoliennes

1, Лесна зона. Ла, сладински део. Лб, барички део. 2, Песковито-лесна зона. 3, Зона еолских пескова (низови високих дина, дински бедеми). 4, низови ниских дина у пространим интерколинским депресијама.

Неотектонски облици
 Formes néotectoniques

5, Голубачка удолина. 6, антиклинални свод.

Флувио-денудациони облици
 Formes de dénudation fluviale

Долине: 7, V облика. 8, коритасте. 9, равнoг дна. 10, суже долине V облика делом viseће. 11, коритасте viseће. 12, некоординиране са повременим водотоком. 13, стрме речне обале. 14, одсеци страна великих долина. 15, одсеци — прегиби (полигенетски). 16, терасе. 17, јаруге. 18, понорске јаруге. 19, клизишта. 20, плавине.

Морфолошке аномалије (узроковане неотектонским процесима)
 Anomalies morphologiques

21, лактаста скретања. Инверзије: 22, притока према главној реци. 23, уздужног профила водотока према топографској површини. Псеудоепигеније: 24, домне. 25, ивичне. 26, долине истог правца а супротног смисла (на раседу). 27, долина притоке диктира правац главне реке.

Остали подаци
 Autres données

28, Нагиб топографске површине. 29, нагиб неогено-плеистоценских седимената. 30, сурдуци. 31, откопи.

О поремећеној структури акватичних седимената испод леса говори и новооткривени вештачки профил са кога је одношен материјал за насапање алuviјалне равни Туманске реке код Усја. На том профилу се види како сиве и окерасте глине, у основи леса, граде антиклиналу чије теме је просечено раседом при чему је северно крило спуштено за око 6 м. Расед је структуран јер поремећене акватичне седimente (наборном и разломном тектоником) покривају лесне насlage 10—15 м дебљине (ск. 2, б).

Према изнетим структурним особинама акватичне фазије, у основи сладиначко-голубачке лесне плоче, произилази да је та фазија захваћена неотектонским поремећајима раседног и наборног типа после њиховог таложења, а пре навејавања леса. Међутим, продужетак тих поремећаја се извесно одразио и на саму лесну плочу — али у облику епирогених изхеравања чији је главни нагиб усмерен ка Голубачкој удолини који је са јужне стране инверсан, а са западне полуинверсан у односу на долину Туманске реке.

Барички део лесне зоне се простире од контактне линије са песковито-лесном зоном на северу (између Д. Крушевице, Бикиња и Сладинца) до јужне периферије села Барич како је то представљено на геоморфолошкој карти (ск. 1, Лб). За разлику од претходног овај део зоне није јединствен већ је рашчлањен долинама изворишних кракова Бикињске реке и издвојен у неколико оаза које имају изглед плоча. То су топоними Брежје, Баре, Стубањ, Баричко брдо и др. Ове лесне плоче имају мањевите лучан облик и леже на сарматским седиментима (пескови, глине, шљункови) који изграђују дно баричке депресије чији је облик, рачунајући према развођу, такође лучан — полупрстенаст.

За проматрање фазијалних особина леса најповољнија је лесна плоча Брежје у чијој источној страни одсеку — прегибу, на територији Барича, постоји неколико вештачких профила у циљу проширења дворишта појединих домаћинстава. На тим профилима се види да је лес бакарно жуте боје, извесно оглињен и да садржи доста лесних луткица или „козица“ како их мештани називају. Према висини одсека — прегиба процењено је да моћност леса износи око 20 м. У њему, као и у лесу сладиначко-голубачког дела, није запажена ни једна фосилна земља, које се, иначе, помињу (1—2) у Тумачу геолошке карте листа Кучево (1972.).

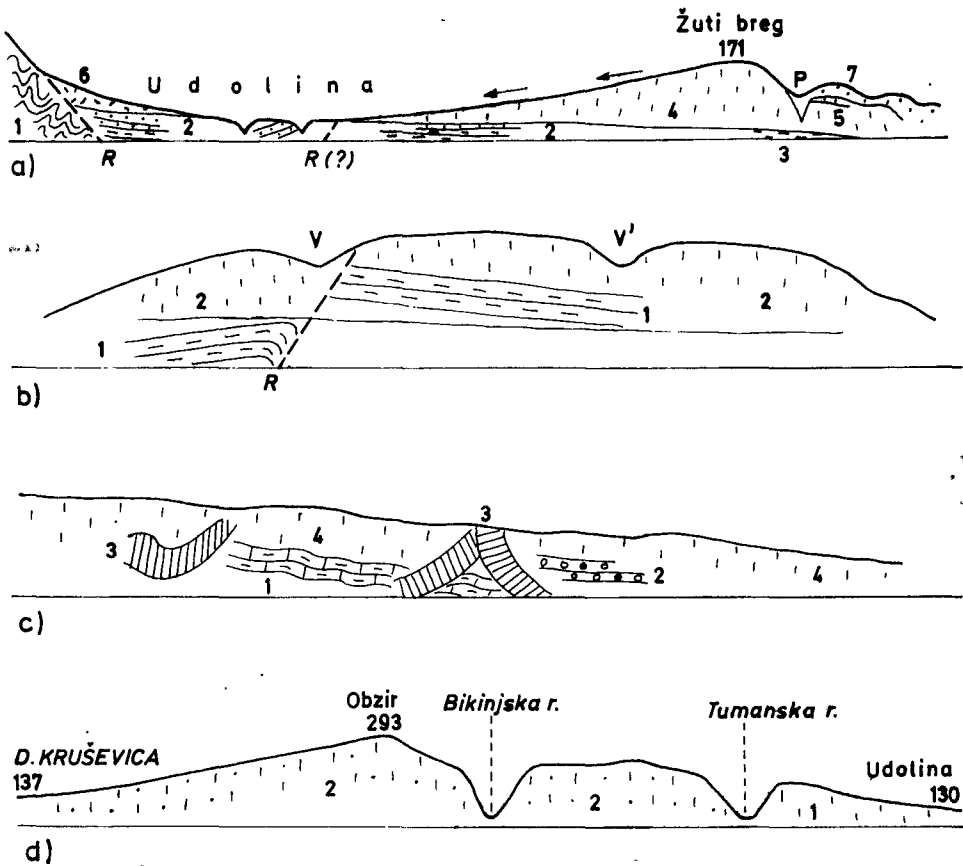
Песковито-лесна зона

Северно од лесне простире се песковито-лесна зона чија површина, између долина Туманске реке и Пека, износи 12,5 км² (ск. 1, 2). Код ње се јасно уочава оријентација правцем ЈИ—СЗ што је чини посебно карактеристичном у односу на лесну зону. Полазећи од тога може се стећи увид о главном агенсу који је учествовао у еволуцији зоне. Управо, песковито-лесна зона следи правац кошаве не само својом дужом осом него и конфигурацијом топографске површине. Та површина је рашчлањена густо збијеним долинама и дољама које силазе у главне долине Пека, Туманске и Бикињске реке. Системи ових бочних долина имају, дакле, исти правац ЈИ—СЗ без обзира на оријентацију главних долина Пека, Туманске и Бикињске реке. Услед тога бочне долине су с десних

страна главних dolina konformne, a s levih inverzne. Ta morfološka anomalija, kada bočne doline leže na linijama istog pravca a suprotnog smisla, je obično uslovljena položajem poprečnih raseda.²⁾ Međutim, u ovom slučaju to se ne može reći jer se radi o manjeviše homogenoj peskovito-lesnoj podlozi u kojoj su usечene doline. Stoga proizilazi da su poprečno položene bočne doline takav položaj nasleđile od interkolinskih depresija posle glavne peskovito-lesne akumulacije. One su predisponovane pravcem тих depresija s tim što je deflaciona uloga eolskog agensa duž dolina i depresija i danas prisutna.

Prema tome, bočne doline glavnih vodotoka, Tumanске и Бикињске реке представљају дело комбинованих еолско-дефлационих и флувио-денудационих процеса. Удео ових других процеса је повремен јер већина бочних dolina нема сталне водотоке. Те суве doline и њихови уздужни профили су обично некоординирани било да су висећи или да не просцајају изразитија корита која се везују за уздужне profile главних водотока. По дну неких од ових сувих dolina усечени су сурдци којима воде колски путеви што је нарочито случај с леве стране doline Tumanске реке.

²⁾ Како је то изнето у ранијим истраживањима (М. Зеремски, 1974.)



У циљу сагледавања фацијално-структурних одлика основе песковито-лесне зоне коришћени су сурдуци и постојећи вештачки откопи, с обзиром да су стране главних долина Туманске, Бикињске реке и Пека углавном пошумљене. Тако у долини Туманске реке на левој страни постоје седам судука. Идући од југа према северу најинтересантији је први звани Поревац којим води пут од Радошевца и Сладинца за Бикиње.³⁾ На профилу тог сурдука у почетку се јавља шарени шљунак од пешчара, кварцита и кречњака средњег и ситног зрна. Иза њега фосилна земља чоколадне боје јако поремећена скоро вертикална, затим лапорци па опет фрагмент фосилне земље исте боје. Ове наслаге покрива лес и оне су откривене само на двадесетак метара од улаза у сурдук (ск. 2, ц). Присуство ових наслага има значај због тога што се оне јављају само на профилу овог сурдука, а не и осталих идући ка Радошевцу и песку. Према положају, на долинској страни Туманске реке и карактеру структуре, њихова поремећеност је резултат солифлукционих (периглацијалних) процеса који су били активни пре таложења леса.

На супротној, западној страни песковито-лесне зоне, у долини Пека, ситуација је другачија. Овде постоје две три бочне долине са сталним водотоцима. То је случај са потоком у Д. Крушевици који настаје од

³⁾ Треба истаћи да се овај пут налази у контактном појасу између лесне и песковито-лесне зоне.

Ск. 2. — а) Уздужни профил десне стране долине Дунава између планинског обода и понорске јаруге (Р) испод Жугог брега

1, кристаласти шкриљци. 2, жути пескови и лапорци (тортон). 3, акватични пескови и глине (?). 4, 5, старији и млађи лес (вирм). 6, периглацијални осулински нанос (вирм). 7, еолски песак са танким слојем песковитог леса у основи, R, расед.

Ср. 2а) Profil longitudinal du côté de la vallée du Danube entre la bordure des montagnes et la fossé d'abîme (P) sous la montagne de Žuti breg

б) Фацијални састав и структура основе леса с десне стране долине Туманске реке код Сладинца;

1, акватични глиновити седименти. 2, лес, R, расед. V, V', viseће доље.

б) Composition du faciès et structure de la base du loess du côté droit de la rivière de Tumanska reka près de la localité de Sladinac

ц) Сурдук Поревац с леве стране долине Туманске реке;

1, лапорци. 2, шарени шљунак. 3, фосилна земља. 4, лес.

с) Ravin Porevac du côté gauche de la vallée de la rivière de Tumanska reka

д) Псеудоепигеније долина Бикињске реке (према долини Пека — лево) и Туманске реке (према Голубачкој удолини — десно)

1, лес. 2, песковити лес.

д) Pseudo-epigénie de la vallée du Pek à gauche et de la rivière de Tumanska reka vers la dépression de Golubac (à droite)

извора на топониму Рт, а потом Сеочким потоком чија је главна количина воде ухваћена за водовод села Браничева. Ова долина Сеочког потока пружа повољне услове за проматрање основе песковитог леса. На њеном излазу Јел. М. Маријановић (1951.) установила је лес који чини подлогу лесоликом песку што би важило за целу песковито-лесну зону. У долини истог потока Ч. Милић (1956.) је „на 100 м, апс. висине нашао шљунковито-песковити комплекс (око 5 м дебео) са укрштеном стратификацијом чија подлога није откривена. Упоредујући ове наслаге са шљунковито-песковитим седиментима на профилима Тополовника, које имају карактер фосилне делте а чија старост је одређена као „левантијска“ Ч. Милић је извршио реконструкцију морфолошког развоја доњег дела долине Пека с тим што би горњи делови левантијског шљунка у долини потока Сеоца „означавали Пекову терасу од 28 м“.

За ближе сагледавање фацијалних карактеристика подлоге песковитом лесу, из које избијају извори и хране Сеочки поток, и сами смо проматрали долину тог потока. Тако смо установили да се на излазу, с десне стране долине не јавља лес већ песковити лес. Идући уз долину налази се, с десне стране, на Милићев локалитет песковито-шљунковитих наслага састављен углавном од по три слоја конгломерата и три слоја пескова који се наизменично смеђују. Тај комплекс наслага је одвојен ерозивном дискорданцијом од акватичних глиновито-песковитих седимената који заједно са пешчарима — узводније, дају главну количину воде за водоток. Проматрајући конгломерате установљено је да они воде порекло од поменутих пешчара и да су угласти што значи да су пренети са мале даљине из горњег дела долине. Међутим, њихов положај са ерозивном дискорданцијом према акватичним глиновито-песковитим седиментима означава фосилну плавину Сеочког потока сталожену на излазу у долину Пека која је некада доведе допирала.

Тако произилази да основу западних дела песковито-лесне зоне (рачунајући од развоја са Бикињском реком) чине две фације: а) старија акватична састављена од пешчара и песковитих глина и б) флувијално-плавинска представљена наизменичним слојевима конгломерата и пескова. Да ли прва фација припада сармату с обзиром да се слични седименти јављају јужно у атарима Бикиња и Барича и чине подлогу лесу (Каленић М. и др. 1972) то би се за сада, без детаљнијих палеонтолошких истраживања, могло прихватити само као вероватноћа. Међутим, без обзира на то остаје чињеница да ови седименти представљају крајњи северни изданак једне водоносне формације која се у облику рта (такође водоносне сарматске) подвлачи под песковито-лесну зону не појављујући се на делу зоне еолских пескова.

Једна од посебно интересантних особина песковито-лесне зоне односи се на њен висински положај с једне стране према лесној, а с друге према песковитој — пешчари. Та зона има облик пространог свода чије теме надвишава лесну зону за око 50 м, а песковиту пуних 156 м (Обзир 293 м, Троњица 137 м). Скоро по средини темена свода зону попречно просеца долина Бикињске реке услед чега се овде јавља посебан тип псеудоепигеније (ск. 2, д).

Имајући у виду закон селективне ерозије песковити лес (из истоимене зоне), би требало пре да се односи од леса у лесној зони, а с тим у вези да заузима и нижи положај у рељефу. Међутим, како је ситуаци-

ција обрнута то значи да је песковити лес не само млађа фација од леса него је и износ његовог одношења у целости мањи. Ово стога што се у њему врши више упијање, а мање површинско отицање воде. Као последица тога је постојећа клисураста долина Бикињске реке, на делу песковито-лесне зоне, док узводно на делу лесне зоне, њени изворишни краци поседују долине проширеног V облика својственог долинама у неогеном рељефу. Ово долази отуда што покривач леса није јединствен већ се јавља у облику издвојених оаза или лесних плоча како је речено.

Према свему изнетом види се да песковито-лесна зона поред сведеног облика (правцем ЈИ—СЗ) има улогу и пречаге — доминантног елемента у околном еолско-акумулативном пределу коју попречно и псеудо-епигенетских просеца клисура Бикињске реке. Да ли је та пречага производ искључиво еолске акумулације, а њен сведени облик и евентуалних неотектонских издизања то за сада остаје отворено питање.

Зона еолских пескова (пешчара)

Ниже песковито-лесне зоне, идући према северу, шири се пространији ареал еолских пескова који је са западне стране омеђен долином Пека, а са источне и северне долином Дунава (ск. 1, 3). Овај предео у литератури носи назив Пожеженска пешчара (Јел. М. Маријановић 1951., Ч. Милић 1956.). Он има ромбодан облик искошен и подударан с правцем динског рељефа (ЈИ—СЗ) чија површина износи 27 км².

За песковиту зону је карактеристично да се на већем делу, између долина Туманске реке и Пека, додирује са песковито-лесном, а на мањем, између долина Туманске реке и Дунава (код Радошевца) са лесом у саставу сладиначко-голубачке лесне плоче. Због такве ситуације од интереса је размотрити какви су фацијални и морфолошки односи између ових зона у појасу њиховог контакта. О томе ће се изнети стање најпре према лесу код Радошевца, а потом према песковитом лесу ЈИ од Поникава.

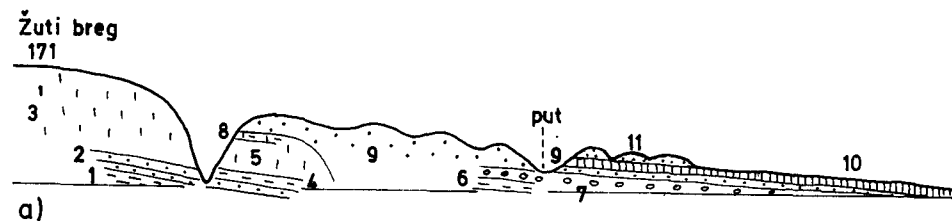
Крајњи северни део сладиначко-голубачке лесне плоче (испод Жутог брега) код Радошевца, завршава се одсеком-прегибом правца исток — запад који пада у интерколинску депресију чију супротну страну представљају пескови у саставу плеһате дине. Пошто је апс. висина топографске површине Жутог брега (непосредно изнад одсека — прегиба) 171 м, а апс. висина плеһате дине 120 м то дно интерколинске депресије чини не само морфолошку и фацијалну границу између леса и еолског песка него и висинску разлику (од 50 м) између ова два предела. Такав увид се добија искључиво на основу морфолошких и фацијалних одлика топографске површине у контактном појасу. Међутим, када се зађе у анализу структуре дуж тог појаса тада се уочава другачија ситуација. Наиме, дно интерколинске депресије је идући према Дунаву пролокано дубоком понорском јаругом на чијој левој страни, као и на излазу јаруге, је откривена структура контактнoг појаса представљена на скици 3, а. Тако се види да је лева страна јаруге⁴⁾ само у повлати састављена од

⁴⁾ Односно десна посматрано анфас.

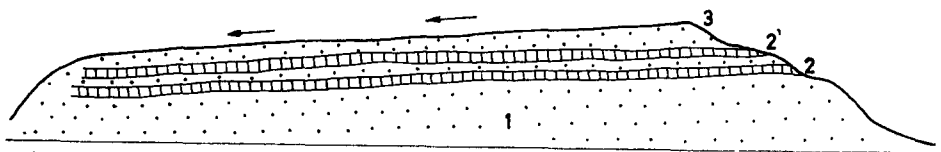
еолског песка (15 м) и песковитог леса (5 м), а испод ње је лес (30 м) у чијој основи се смењују акватични седименти зелене глине, ситан шарени шљунак и жути пескови, чији слојеви су благо нагнути ка ССЗ. Упоређујући апс. висину горње површине леса (95 м) са апс. висином топографске површине леса с десне стране⁵⁾ интерколинске депресије (171 м) добија се висинска разлика око 80 м. Управо за толико је лес испод плећате дине нижи од леса у саставу Жутог брега. Да ли је тај нижи положај леса последица раседања у некада јединственом лесном комплексу или је он резултат различите геоморфолошке средине која је овде владала током акумулације леса?

Посматрајући акватичну основу леса запажа се да се жути језерски пескови (испод Жутог брега) јављају с обе стране понорске јаруге с тим што лево они покривају плаве глине док десно преко њих лежи слој ситног шљинка а потом зелене глине. Такво стање указује да је после таложења жутих пескова настала неотектонска денивелација њихове по-

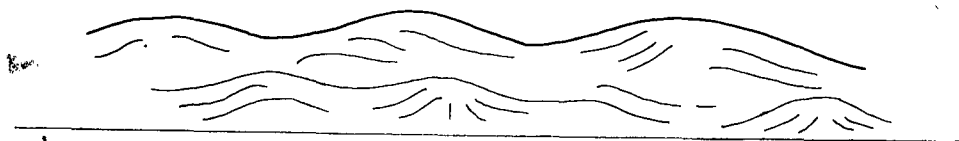
⁵⁾ Односно леве посматрано анфас.



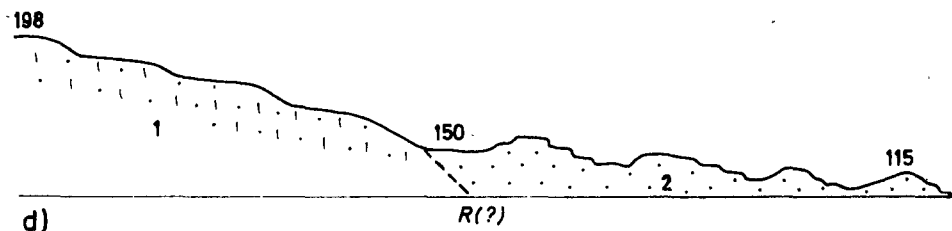
a)



b)



c)



d)

вршине при чему је део испод Жутог брега издизан, а испод плећате дине спуштан (колебљив тип покрета). То је проузроковало да се овде формира граница између копнене и акватичне средине тако што се у првој таложи лес, а у другој барски седименти. Према томе, лес уolini плећате дине не представља саставни део лесног комплекса Жутог брега већ накнадну млађу акумулацију, мање моћности, која се простирала свега стотинак метара где бива покривена еолским песковима не допирући до асфалтног пута Голубац — В. Градиште.

Пратећи даље фаџијалне и литолошке особине седимената у основни еолских пескова (око претходног пута) запажају се танки слојеви модрих и окерастих глина које покрива шарени шљунак са фрагментима од шкриљаца. Исти шљунак се наставља и на супротној страни пута у структури обале Дунава коју следи на дужини од 0,5 км да би затим ишчезнуо испод дунавског корита. По свему судећи овај шљунак означава фосилну плавину Туманске реке која се у недавној прошлости овде уливала у Дунав. Пошто се релативна висина шљунка поступно смањује сагласно са смањењем висине обале Дунава од 10 на свега 0,5 м и прераста у алувијалну раван, то значи да без обзира на присуство плавине

Ск. 3. — а) Фаџијални и морфолошки односи леса и песка у контактном појасу код понорске јаруге (испод Жутог брега) и даље уз десну страну Дунава узводно од пута Голубац — Вел. Градиште;

1, акватичне плаве глине и жути пескови (2). 3, старији лес. 4, зелене барске глине. 5, млађи лес. 6, модре и жуте барске глине. 7, фосилан кварцевити плавински шљунак. 8, песковити лес. 9, еолски песак. 10, педолошки хоризонт са црнкасто-мрким песком у основи. 11, савремени светло-жути еолски песак.

Ср. 3а) Relations de faciès et relations morphologiques du loess et du sable

б) Структура инверсно асиметричне дине;

1, еолски песак. 2, 2', двојна фосилна земља. 3, савремени еолски светло-жути песак.

б) Structure de la dune inversement asymétrique

ц) Дински рељеф ЈИ од Поникава;

с) Relief des dunes au SE de Ponikve

д) Два морфолошка типа дина

(1) терасне у песковитом лесу и (2) плећате са терасираним СИ странама у еолском песку.

д) Deux types morphologiques des dunes; dunes en forme de terrasses dans le loess (1) dunes épaulées aux côtes terrassées NE dans le sable éolien (2)

овај инверсни положај обале Дунава у односу на његов уздужни профил је сагласан са нагибом акватичне структуре како у бази леса (лесне плоче) тако и у бази еолског песка. Он је неотектонског порекла и одразио се на померање Туманске реке према западу за 1 км од фосилне плавине. То померање Туманске реке је само једно од последњих неотектонских фаза које су се манифестовале у облику изхеравања правцем југ — север. Таква констатација се изводи из чињенице што Туманска река има инверсан положај према Дунаву не само на делу ниске пешчаре (Мале хумке од Радошевца до Усја) него и јужније одавде у старијем лесном и песковито-лесном рељефу.

Према томе, сумирајући однос структуре основе леса и еолског песка у контактном појасу и нешто шире, дуж десне стране и обале Дунава, може се рећи да понорска јаруга, са интерколинском депресијом изнад ње, чини морфолошку и делимично фацијалну границу од које је северно топографија еолских пескова подударна са нагибом структуре њене основе (инверсне према Дунаву) а јужно од те границе топографија лесне плоче је сагласна са уздужним профилом Дунава, а инверсна према акватичној структури њене основе. Због тога произилази да топографија у контактном појасу изнад понорске јаруге и у околини Жутог брега има изглед свода са осом правца СЗ—ЈИ.

Већи део песковите зоне између долина Туманске реке и Пека (као што је речено) додирује се са песковито-лесном зоном. Тај контакт је морфолошки означен одсеком — прегибом чији је правац ЈИ—СЗ подударан са оријентацијом како бочних долинаца дуж интерколинских депресија у песковито-лесној зони тако и са динским рељефом у песковитој зони. Проматрајући однос песка и песковитог леса дуж одсека — прегиба тј. у контактном појасу могло се констатовати да се песак наслања и делом покрива нижи део одсека — прегиба допирући до максималне апс. висине између 140 и 150 м. Како се приближно у тој висини налази и највиша дина на пешчари (Троњица 137 м) то се може рећи да та висина уопште одговара највишем положају песка у песковитој зони. Упоредивши ову висину са максималном висином песковито-лесне зоне (Обзир 293 м, Голо брдо 285 м) излази да је пешчара нижа за 130 до 140 м. Тај њен нижи положај као и изнета чињеница да пескови покривају нижи део одсека — прегиба песковито-лесне зоне показују да је песковита зона (пешчара) млађа еолска фација од песковитог леса. Она је формирана на површини поред Дунава и представљала је, у основи, његову алuviјалну раван коју су делимично покривале плавине на излазу Туманске, Бикињске реке и нарочито Пека. О постојању плавине на Пеку било је речи у ранијем раду (З е р е м с к и М. 1989.). Овога пута утврђена је фосилна плавина Туманске реке, док код Бикињске реке чији је слив усечен у сарматске, лесне и песковито-лесне наслаге плавина се за сада није могла доказати и фацијално. Но то не значи да она не постоји испод еолских пескова који су, стварајући дински рељеф, померали овај водоток ка западу, према Пеку (С. М. М и л о ј е в и ћ 1930.) савлађујући и пригушујући га до те мере да се обриси корита и његове долине прате само 1—1,5 км удаљености од пута В. Градиште — Голубац.⁶⁾ Ова некоординација водотока и долине Бикињске реке је екла-

⁶⁾ Иначе водоток Бикињске реке се овде губи у локви — мочвари (пречника 100—150 м), а када је изузетно висок водостај онда део воде отиче коритом канала у Пек како је то приказано на топографским картама.

тантан пример за сагледавање јачине еолског агенса (кошаве) и моћности његове акумулације чији резултат је постојећи дински рељеф о коме ће бити речи.

Типови дина

Главно морфолошко обележје зоне еолских пескова чини дински рељеф састављен искључиво од уздужних дина и са њима паралелних интерколинских депресија. Правац тих дина је усмерен од ЈИ ка СЗ као и код дина не само у суседству (на Градиштанској и Затоњско-рамској пешчари) него и на Банатској пешчари. Он је дело снажног, слаповитог ветра кошаве који у овом, као и у суседним пределима, долази до пуног изражаја у раним пролетњим и позним јесењим данима како је то опште познато.

Оно што са разлогом побуђује пажњу то је да се види да ли тај јединствено усмерен дински рељеф представља једноставан, униформан ареал или у њему постоје и такве појаве које имају значаја за ближе упознавање неких морфолошких и фацијалних особина дина и на основу којих се могу издвојити и посебни типови. То се у првом реду односи на карактер њихових попречних и уздужних профила, начин распрострањења и висински положај, стање педолошког покривача и др. према којима се могу утврдити и извесне законитости у општој еволуцији динског рељефа како у прошлости тако и данас. Да би се то постигло изабрани су и проматрани они делови динског рељефа који садрже у себи специфичне одлике. То се односи на дине код Радошевца, затим Поникава, између Поникава и Винца и од Винца до Троњице.

Дине код Радошевца су заступљене на два локалитета — северно од села на топониму Мале хумке и југоисточно у контактном појасу пескова са сладиначко-голубачком лесном плочом.

На топониму Мале хумке послоји 4—5 низова плећатих дина, чија су темена широка 20—30 м, и долинасте депресије између њих (до 50 м ширине) при чему су неке отворене с оба краја тако да чине спојнице између Дунава и дна долине Туманске реке. Овај дински рељеф садржи педолошки хоризонт који местимично покривају пескови савремене еолске акумулације што се лепо види на профилу инверсно асиметричне уздужне дине близу моста на Туманској реци (ск. 3, б).

У контактном појасу југоисточно од Радошевца налазе се четири низа дина које према попречном профилу спадају у плећате, трапезне и терасасте.⁷⁾ Њихове релативне висине, се, између асфалтног пута Голубац — В. Градиште и лесне плоче (Жутог брега) повећавају од 5 на 60 м. Карактеристично је да само први најнижи низ дина носи педолошки хоризонт кога покрива слој хумизираниог рецентног песка (30 цм дебљине). Између дина су депресије отворене с оба краја (сем највише) с тим што се на дну најниже поред Радошевца јављају плитке секундарне депресије тањирастог изгледа сличне вртачама овог типа.

Код Поникава (ЈИ од села) постоје два изразита динска бедема (до 20 м висине) који су означени и на топографској карти 1:25.000.

⁷⁾ Према класификацији дина на Градиштанској пешчари (М. Зеремски, 1989.).

Дински бедем до асфалтног пута је у облику асиметричног гребена чије је теме на два три места разорено и ту су створене мање елиптичне депресије. Други дински бедем поред Бикињске реке је израито гребенастог профила на чијем ЈИ крају постоји усек (с десне стране пута за Бикиње). На том усеку се види како се слојеви песка наизменично смењују са лесом до темена дине које покрива педолошки хоризонт.

Оба динска бедема се завршавају до пута за Бикиње. Међутим, ЈИ од пута они се изесно настављају у дине које су јаче деформисане. Управо темена им се проширују и прерастају у мање дине и депресије које на уздужном профилу имају таласаст изглед тако што динском брегу (или своду) у једном, одговара доља (депресија) у другом низу дина и обратно (ск. 3, ц).

Пењући се од претходног локалитета уз одсек — прегиб ка песковито-лесној зони установљено је да се ту јавља седам низова дина који захватају површину између 115 и 198 м. апс. висине. Прва четири низа дина припадају плећатим с тим што су им СИ стране терасиране. На њима постоје по два терасна нивоа одвојена одсецима 1,5 до 3 м. Иза тих дина у депресији јавља се контакт између песка и песковитог леса и он је означен и променом у морфолошком изгледу дина. Непосредно изнад тог контакта сва три низа дина имају терасни изглед са одсецима — прегибима на СИ странама док на ЈЗ уместо депресија постоје равне површине (полице, ск. 3, д). Занимљиво је да је овај контакт између песка и песковитог леса означен и парцелама кукуруза које су квалитетније на песковито-лесним динама (терасама) него у интерколинским депресијама песковитих дина.

Од Поникава идући за Винце пут попречно прелази преко динског рељефа најширег дела пешчаре и ту се у почетку јавља дински бедем (20 м) иза којег широка депресија (до 750 м) звана Пимина долина. По дну ове депресије местимично су изражене усамљене (неповезане) ниске дине. На њеној СИ страни је плећата дина са разореним теменом на место кога је формирана елиптична дефлациона депресија са две гребенасте близаначне дине на странама. По дну те депресије су накнадно сталожене две хумасте дине (до 1 м висине, ск. 4, а).

Поред претходне плећате постоји интересантна уздужна дина чији низветрени део је разорен и претворен у полуелипасту депресију са виљушкастим крацима на боковима. Због тога ова дина има извесно комбиноване одлике уздужне и попречне дине сличне бархани (ск. 4, б).

Средишни део пешчаре је представљен са два изразита динска бедема између којих је дубока депресија (20 м) звана Велика долина. За ову депресију је карактеристично да има типичан изглед долине која се вуче од Дунава до близу пута за Винце где је преграђена ниском пречагом (5 м) али се изнад те пречаге депресија и даље наставља ка СЗ. Због присуства пречаге депресија има правоугаони облик што чини посебан проблем за објашњење њеног постанка.⁸⁾ У пречази је откривен профил песка на коме се види да у њеном саставу учествују два слоја хумизираниг аутохтоног песка — унутрашњи фосилан покривен еолским песком и спољашњи површински.

⁸⁾ Сличан правоугаони облик има и једна депресија на северној страни непосредно изнад Поникава само је мањих димензија.

Североисточну страну депресије ограђује бедем плећате дине на чијем темену се јављају плитке елипсасте депресије. Слична плећата дина постоји и са ЈЗ стране депресије с напоменом да је та страна терасирана у пет нивоа раздвојених одсецима. Овде око депресије Велике долине дински рељеф достиже највише апс. висине у средишњем делу пешчаре које се крећу 105—115 м (Велико брдо 114 м). Иза њега настаје нижи дински терен (Доњи пескови) апс. висине 80—86 м све до испред Винца где се опет јављају два три динска бедема међу којима је нарочито маркантан Братарево брдо (92,9 м), Прокоп (101,8 м) који се на СЗ везују за Троњицу (137 м) највишу дину на пешчари.

Предео Доњих пескова, између Велике долине и Винца, представља, уствари, пространу депресију сличну Пиминој долини на чијем дну се јављају два три низа ниских гребенастих дина (ближе Великој долини), а према Винцу неколико низова такође ниских али плећатих дина (висине до 5 м, **ск. 4, ц**).

Од Винца до Троњице постоје три јасно издвојене морфолошке површине или појаса. Први поред Дунава — уравњен без динског рељефа широк око 650 м са релативном висином од 10 м изнад Дунава. Стога подсећа на његову терасу. У основи је састављен од преталоженог акватичног и делом еолског песка које покрива педолошки хоризонт. Захваљујући томе овде су најбоље пољопривредне парцеле.

Други појас (ширине до 750 м) чине три низа уздужних дина са две међудинске депресије од којих је једна затворена с оба краја тако да личи на слепу долину, док се по дну друге, у суподини Троњице, јављају вртачасте секундарне депресије одвојене ниским пречагама сличне поменутој депресији код Радошевца.

Трећи појас представља најмаркантнија и уопште највиша уздужна дина на пешчари. То је Троњица (137 м) која на попречном профилу има облик свода са педолошким хоризонтом (на темену и са СИ стране), на коме су обрадиве површине (**ск. 4, д**). За ЈЗ страну Троњице је карактеристично да нема педолошког покривача. Иста је пошумљена самониклом и вештачком вегетацијом. Сем тога, са јужне стране Троњице на површини се јавља шарени шљунак чија је моћност око 1 м што представља посебан проблем у погледу његовог порекла о чему ће се касније говорити.

Из описа локалитета динског рељефа види се да на пешчари, према попречном профилу, преовлађују плећате дине. Иза њих долазе гребенасте и терасасте и најзад трапезне. Сем терасистих ови типови дина припадају групи акумулативних или примарних дина како је то установљено и на осталим пешчарама у суседству (М. Зеремски 1989.). С обзиром на морфолошке предиспозиције, темена плећатих дина су местимично разорена дефлацијом и тада се на тим местима формирају секундарне углавном елиптичне депресије.

Терасасте дине представљају посебно интересантан тип. Ово стога што се терасни нивои јављају скоро искључиво на СИ странама основних плећатих дина. Како су ти нивои међусобно одвојени одсецима 1,5—3 м то се њихов постанак може објаснити комбинаваним утицајем антропогеног фактора и еолског агенса ветра. Наиме, приликом орања попречно на нагиб стране основне дине подсецањем те стране — дуж бразде ветар односи песковите честице са дна бразде чија виша страница (уз нагиб стране основне дине) бива поштебена због травног покривача из-

над ње. Пошто се смена утицаја човека и ветра обавља сваке године то доводи да се кроз дужи временски период првобитна бразда продубљује али само на рачун више стране (уз нагиб основне дине) услед чега та страна нараста у висину (одсек).

Према томе, тип терасастих дина припада групи секундарних — накнадно створених дина чије је порекло у основи вештачко. Ово стога што оне одударују од водећих морфолошких обележја која настају ветром како у групи примарних (акумулативних) тако и секундарних (дефлационих) дина. Остаје отворено питање зашто се терасасте дине јављају претежно на СИ странама основних акумулативних дина? Изгледа да у томе извесно учествују и суфозиони процеси посредно преко снежног покривача који се на тим осојним странама спорије отапа што доводи до слегања растреситог песковитог материјала у суподини већ створених одсека. Такав закључак се изводи из чињенице што су сличне појаве одсека са терасним нивоима запажене искључиво на северној (осојној) страни слива Врелског (Сланачког) потока код Београда, који је усечен у песковито-глиновитим језерским седиментима (М. Зеремски 1988.).

Међудинске депресије као пратећи негативни облик уздужних дина преовлађују на пешчари и имају исти правац као и дине. Због тога су депресије скоро правилног долинастог изгледа који је својствен углавном долинама овалног дна или колевке. Међутим, према проходности постоје три типа долинастих депресија; једне су отворене с оба краја, друге су



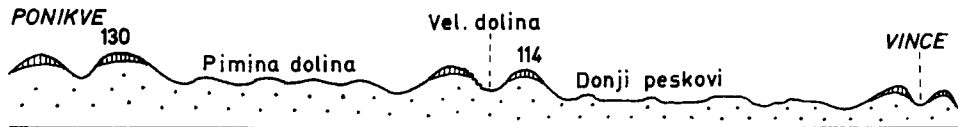
a)



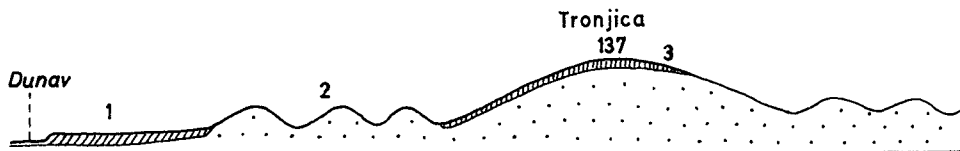
a1)



b)



c)



d)

отворене с једног, а треће су затворене с оба краја тако да подсећају на следе долине. Упоредбујући ове типове депресија са положајем у динском рељефу запажа се извесна правилност. Тако први тип отворене долинасте депресије јављају се између долина Дунава и Туманске реке што значи да су у њиховом формирању поред ветра имале утицаја и ове реке својим бочним подсецањем.

Други тип долинастих депресија је заступљен више ка средишњем делу пешчаре и пошто су им северозападни крајеви затворени пречагама то излази да је снага ветра у том правцу слабила приликом његовог узлазног кретања уз таласни свод што је довело до таложења песка.

Трећи тип долинастих депресија затворен с оба краја јавља се уз СИ периферију пешчаре (у суподини Троњице) и могао је настати у претходном смислу с тим што је снага ветра у том периферном делу пешчаре осетније ослабила. То је имало за последицу да се у том делу образују не само долинасте затворене депресије него и изразитији дински бедеми како је то констатовано и на Градиштанској пешчари (М. Зеремски 1989). Међутим, значајно је истаћи да се по дну ових затворених долинастих депресија јављају плитке вртачaste секундарне депресије које указују на присуство дефлационе компоненте еолског процеса која је владала у овим депресијама пре формирања пречага на њиховим крајевима.

Ск. 4. — а) Првобитна плећата дина чије теме разорено дефлацијом при чему створена елиптична депресија у којој накнадно сталожене хумасте дине (a_1);

Ср. 4a) Dune épaulée primordiale dont le sommet a été détruit par la déflation, ce qui a conduit à la création d'une dépression elliptique dans laquelle ont été déposées les dunes en forme de tertre (a_1)

б) Комбинација уздужне и попречне дине'

b) Combinaison de la dune longitudinale et de la dune transversale

ц) Дински рељеф између Поникава и Винца са две простране депресије (Пимина долина и Доњи пескови) ограђене динским бедемима;

c) Relief de dunes entre Poniikve et Vinac

д) Три морфолошка појаса између Дунава и Троњице

1, уравњен без дина. 2, дински са три низа дина и 3, Троњица — највиши засвођени дински бедем на пешчари.

d) Trois zones morphologiques entre le Danube et Tronjica

Посебан тип представљају елипсасте и полуелипсасте депресије које су настале дефлацијом темена уздужних дина. Како се у једној таквој елипсастој депресији јављају хумасте дине то се на основу ових облика могу реконструисати фазе у смењивању еолских процеса. У овом случају постоје, дакле, три фазе: акумулативна, дефлациона и акумулативна.

Начин распрострањења и висински положај. — Као што се видело дине на попречном профилу се сврставају у неколико типова које раздвајају углавном долинасте међудинске депресије. Такав морфолошки састав динског рељефа одражава рефлексију кретања ветра која је у основи таласаста и попречно положена на правац и главну осу његовог кретања. У овом случају сваки дински брежуљак представља свод а депресија угиб једног таласа. Таква је ситуација када се дински рељеф посматра у ужем смислу. Међутим, када се узме у обзир и висинска компонента тада се запажа да поред смене дина и међудинских депресија у ужем, постоји и смена дина и међудинских депресија у ширем смислу. Управо, као што је изнето од контакта са песковито-лесном зоном на ЈЗ до крајњег изданка динског рељефа на СИ јављају се две пространије депресије скоро исте ширине (750 м). То су Пимина долина и Доњи пескови које су ограђене највишим нивозима дина — динским бедемима при чему се по два низа бедема простиру уз СИ и ЈЗ периферију пешчаре, а два њеном средином (ск. 4, ц).

Имајући претходно у виду произилази да према релативној висини и начину распрострањења постоје две групе дина и међудинских депресија:

а) Низови високих дина — дински бедеми чије се релативне висине крећу у просеку 20—30 м између којих су две простране међудинске депресије (ск. 1, 3).

б) Низови или снопови ниских дина просечно високи 5—10 м са долинастим међудинским депресијама које се јављају по дну депресија претходне групе као и на њиховим боковима тј. странама динских бедема. Због присуства дина на странама динских бедема — прелаз између тих бедема и пространих међудинских депресија није нагао (у смислу одсека) већ је поступан.

Ако се пође од чињенице да високи дински бедеми означавају појасе или осовине дуж којих је ослабљена снага ветра, што је довело до повећане акумулације песка, онда би простране међудинске депресије означавале зоне дефлације где та снага ветра није смањена. То се нарочито односи на најниже површине по дну ових депресија где су и дине најмање висине (до 5 м) растављена плитким и релативно широким депресијама. У прилог овом тумачењу иде и факат што се односне површине иако повољне с морфолошког гледишта (слаба рашчлањеност) ретко користе као обрадиве. Стога се приступа њиховом пошумљавању да би се колико толико ублажио дефлациони процес, што ће се видети из даљег излагања.

Прихватајући простране међудинске депресије као појасе повећане дефлације у односу на динске бедеме произилази да се на основу њих може реконструисати механизам и морфолошки изглед кретања ветра у макроплану. Управо, две простране међудинске депресије указују на постојање два ветровита потока дуж којих се обавља већа концентрација и усмерено кретање ваздушне масе чији резултат је већи дефлациони у

односу на акумулативни процес на делу динских бедема што у крајњој линији доводи до појаве макроталасног облика попречно положеног на правац кретања ветра (ск. 5, а).

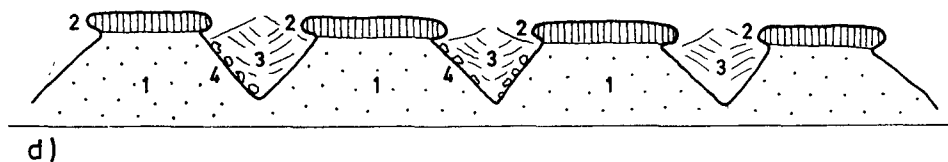
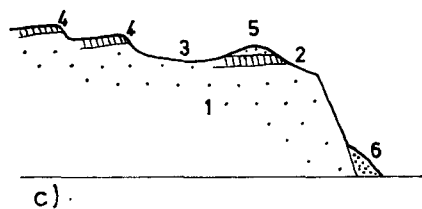
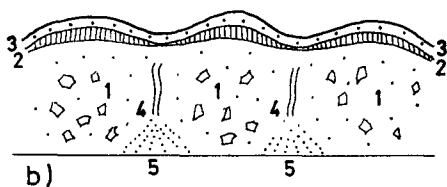
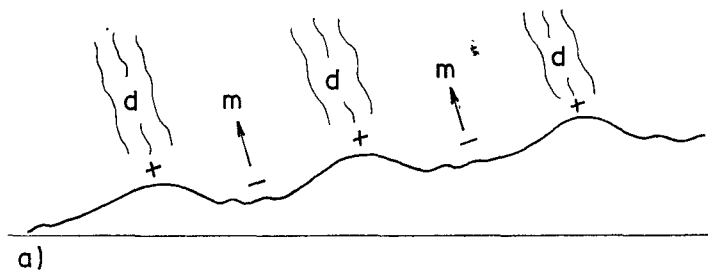
Стање педолошког покривача. — Ово је један од важних фактора на основу кога се може сагледати јачина еолског агенса — првенствено његовог дефлационог дејства како у прошлости тако и данас. У том погледу запажено је да дински рељеф у приобалном појасу Дунава као и у пределу Троњице поседује педолошки покривач док идући према песковито-лесној зони тај покривач ишчезава или се јавља спорадично. Полазећи од тога да је за формирање педолошког покривача потребно да прође одговарајуће време произилази да су дине у приобалном појасу старије од оних према песковито-лесној зони. Другим речима да су услови за формирање дина у приобалном појасу, у смислу акумулације песка, били пре завршени што је омогућило да се формира педолошки покривач као заштитна биогена творевина, док идући према песковито-лесној зони ти услови су били мање повољни из чега је следио наставак еолске акумулације све до данас. Један од битних услова је свакако удаљеност од извора храњења одакле је песак доношен ветром, као и релативна висина изнад тог извора. По свему судећи што је удаљеност од извора храњења већа то су и погодбе за акумулацију песка веће. А то повлачи формирање не само виших дина него и укупне дебљине песка што је последица ослабљене снаге ветра у односу на извор храњења где је његова јачина максимална. Захваљујући томе ветар захвата и преноси песак било у својој ваздушној маси или приземно површински. Зато извориште храњења, у овом случају корито Дунава са спрудовима и приобални појас алувијалне равни, представљају предео дефлације који је нарочито био погодан за одношење песка у сушним фазама холоцена међу којима посебно место заузима бореал. Пошто педолошки покривач покрива дински рељеф уз приобални појас Дунава то указује да је главна количина песка преношена ветром не површински — приземно него у његовој маси. У противном не би ни могло доћи до формирања педолошког покривача који је биогеног порекла.

Рецентни геоморфолошки процеси

(врсте, обим, интензитет, распрострањеност и размештај, узроци и последице)

Од све три акумулативне зоне које улазе у састав рељсфа општине Голубац, зона еолских пескова, са гледишта савремених геоморфолошких процеса, је најатрактивнија. Ово стога што су пескови не само најмлађа фација него и веома нестабилни. Како су изложени утицају различитих геоморфолошких процеса то ће се излагање материје вршити према њиховим појединим агенсима као и у комбинацији два три или више агенаса.

Флувио-денудациони процеси. — Изузимајући долине алогених река — Туманске и Бикињске (од којих је прва успела да одржи свој водоток и долину на делу песковите зоне, док је друге живот заустављен на пешчари еолском акумулацијом услед чега је фосилизирана и некоординирана) остали елементи рељефа флувио-денудационих процеса су пред-



Ск. 5. — а) Макроталасasti облик кретања ветра реконструисан на основу:

динских сводова (+) и угиба (—) при чему сводови прерастају у динске бедеме (д), а угиби у простране депресије (м).

Ср. 5а) Forme macro-ondulatoire du mouvement du vent

б) Одсек — стране Дунава посматран анфас;

1, светло-жути песак преко кога леже фрагменти обурваног црнкасто-мрког песка из педолошког хоризонта (2). 3, савремени светло-жути еолски песак. 4, жлебови — олуци. 5, сипари.

б) Pente de la côte du Danube vue en face

ц) Исти одсек — стране Дунава, посматран на профилу;

1, светло-жути еолски песак. 2, полуелипсasti процеп. 3, дефлациона депресија. 4, инверсне дефлационе дине. 5, акумулативна дина (бархана). 6, сипар

с) Même pente vue de profil

д) Трапезне дефлационе фигуре испод Жутог брега;

1, светло-жути еолски песак. 2, педолошки покривач. 3, полуелипсасте депресије. 4, обурвани фрагменти педолошког покривача.

д) Figures de déflation en forme de trapèze sous la colline de Žuti breg

стављени искључиво јаругама. У погледу распрострањења запажене су само две локалности; једна с десне стране долине Туманске реке (две јаруге код Радошевца), а друга с леве стране ове реке (такође две јаруге) низводно од Радошевца (код моста на путу Голубац — В. Градиште).

Јаруге поред Радошевца су дуге нешто преко 100 м са изразитим профилем V облика. У горњем делу се везују за међудинске депресије слично долинастим јаругама и долинама које силазе према Туманској и Бикињској реци у песковито-лесној зони. Стране јаруга су покривене травном вегетацијом која их штити од даљег процеса разарања како путем воде тако и ветра. А то значи да су постале у нешто ранијем периоду од данашњег када је клима била влажнија која је омогућила да се формирају поврмени али снажни — виловити водотоци (слично бујицама) који су имали довољно снаге да савладају процес упијања у растресити песковити материјал и створе услове за његово површинско одношење.

Јаруге код моста преко Туманске реке, којим води пут Голубац — В. Градиште, дуге су око 300 м. Нешто дужа јаруга, јужно од пута, усечена је дуж контакта између песковито-лесне и песковите зоне и стране су јој покривене шумском вегетацијом. Овом вегетацијом је обрасла и јаруга северно од асфалтног пута и за њу је установљено да је настала дуж недавног сеоског пута који је водио из Усја долином Туманске реке према горњим њивама у песковито-лесној зони.

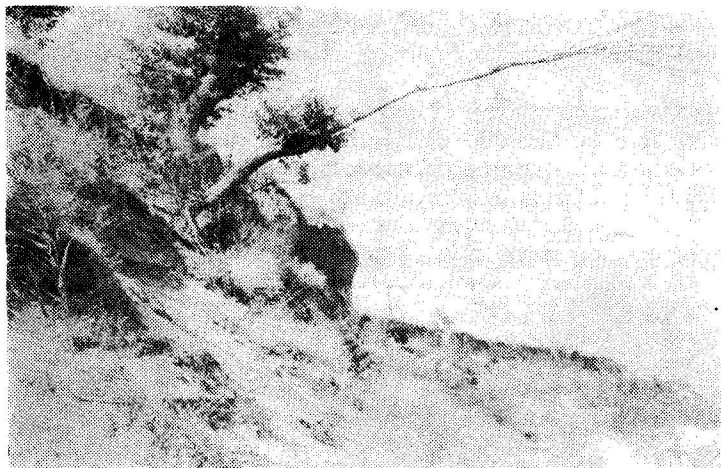


Сл. 1. — Полуелипсasti облик процеса обурвавања на одсеку пешчаре проузрокован абразијом Бердапског језера

Fig. 1. — Forme semi-elliptique du processus d'éboulement sur la pente du grès causée par l'abrasion du Lac de Đerdap

Полазећи од предиспозиција, које су имале утицаја на формирање јаруга, може се рећи да је, код прве локалности, ту улогу имала стрма долинска страна Туманске реке поред Радошевца. Код друге локалности, међутим, по свему судећи то су били сеоски путеви који су дуже времена вршили функцију сурдука да би након пролокавања постали ван употребе.

Посматрано са становишта порекла произилази да су јаруге поред Радошевца искључиво дело флувио-денудационих процеса бујичног карактера, а јаруге код моста комбинованих антропогених и флувио-денудационих процеса. Међутим, заједничке одлике ових јаруга су да се оне јављају у контактном појасу између песковито-лесне и песковите зоне и у том погледу оне представљају крајње изданке ових облика који су, иначе, добро заступљени у песковито-лесној зони, а којих нема у осталом делу песковите зоне. Таква њихова ограничена појава указује да је песковито-лесна зона не само старија и стабилнија од песковите него да су у њој и апсорпциони услови мање повољни што је у крајњој линији последица финије гранулометрије и морфоскопије која погодује флувио-денудационе процесе.



Сл. 2. — Обурвавање вишегодишњег стабла тополе изазвано абразионим подлокавањем одсека пешчаре

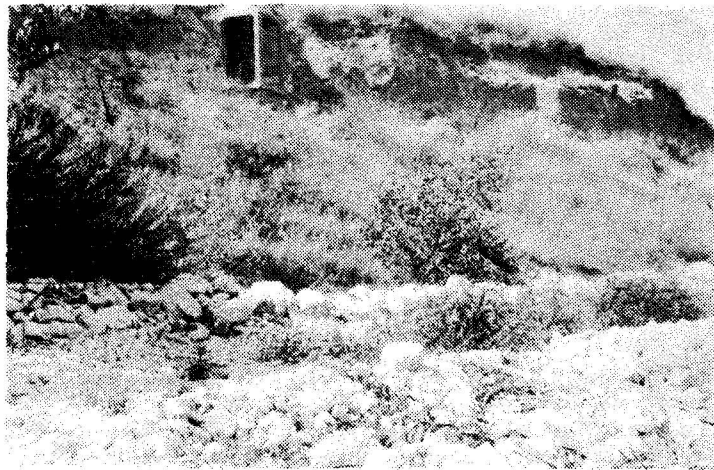
Fig. 2. — Effondrement du peuplier âgé de plusieurs années

Абразиони процеси. — Активност ових процеса је испољена на једном од најдинамичнијих елемената рељефа у песковитој зони (пешчари). То се односи на десну страну долине Дунава (са обалском линијом) која подсеца пешчару, а која је изложена интензивном дејству абразионих процеса после формирања Бердапског језера (Сл. 1, 2). Колики је ефекат тих процеса, на трансгресивно померање обалске линије језера и редуцирање динског рељефа пешчаре, показују разрушени остаци војних заклона (бункера) грађени од армираног бетона⁹⁾ који леже на обали језера, а који су били уграђени у долинску страну 5—8 м од њене горње ивице. Ове појаве су запажене на три места, на почетку динског рељефа Мале хумке (идући од Голубца), испод гробља у Усју и испод северног краја села Винца. Да би се спречило даље обурвавање и одношење десне стране долине Дунава, која има изглед одсека, подигнуте су камене обало-утврде на појединим деоницама (Сл. 3). Таква интервенција је показала добре резултате уколико су стеновити блокови везани бетоном.

⁹⁾ Као и ограда једне викендице.

Међутим, поред Винца само сложени, односно невезани стеновити блокови, омогућили су да простор између њих запоседну самоникле саднице багрема које својим корењем размичу блокове и тиме подпомажу продор абразионог процеса који подлокава и још више размиче блокове тако да ће у догледно време њихова заштитна улога бити сведена на минимум.

Комбиновани процеси. — На истој десној страни долине Дунава (сада Бердапског језера), на деоници од Радошевца до Усја та страна — одсек подсеца сноп динских бедема који се на СЗ везују за Велико брдо. Горњи део стране — одсека је покривен хумизираним црнкасто-мрким песком (педолошки хоризонт) који је заталасан као и дински рељеф с тим што је на сводовима дебљина песка до 40 цм а на угибима свега 10—15 цм. Преко тог хумизираниог наталожен је нови слој светло-жућкастог песка.



Сл. 3. — Спречавање интензивног обурвавања и померања одсека пешчаре абразионим процесом (који је допро до заклона — горе) подизањем подпорног зида (доле)

Fig. 3. — Manière d'empêcher l'éboulement et le déplacement de la pente de la sablière en construisant le mur de soutènement

Заталасан горњи део стране одсека је изложен дефлацији при чему се стварају процепи полүлевкастог, трапезног и полүелипсастог облика. Када кошава разори педолошки хоризонт црнкасто-мрког песка у повлати тада веома брзо односи светло-жућкасти песак из подлоге. Тај процес дефлације је особито усмерен на делу таласних угиба где је дебљина црнкасто-мрког песка тања. Због тога се на тим местима испод процепа у горњем делу одсека — стране често формирају ужи жлебови — олуци дуж којих се гравитацијом крећу песковите честице и таложе у подножју стране у облику сипара (ск. 5, б). Међутим, на делу таласних сводова, где је дебљина педолошког црнкасто-мрког песка већа дефлација спорије напредује. Али зато се овде (услед великог нагиба одсека, скоро 90°) тај слој песка након јачег натапања водом (после јаких киша или отапања снега) цепа и обурвава. Од обурваног материјала, нагиб првобитног одсека се смањује прерастајући у падину

коју, због присуства хумизираних честица, покрива травна вегетација и заштићује је од даље дефлације. То бива само за неку годину пошто абразиони процес подлокава падину одоздо и односи стварајући услове за обнављање претходног процеса. Сем ове циклусне смене процес а постоји још једна посебно интересантна на коју ће се указати.

Када дефлациони процес прекине танак слој црнкасто-мрког песка и створи полудевкасти процеп (жлеб) на делу таласног угиба, иза тог процепа формира се попречна мала дина (бархана), а иза ње дефлациона депресија која прераста у дефлационе инверсне дине. То се све одиграва, дакле, у горњем делу одсека и непосредно на површини иза њега. Међутим, испод процепа на одсеку, дефлацијом се ствара олук којим отиче песковити материјал и таложи се у облику сипара (ск. 5, ц).

Тако овај пример показује смену еолских процеса на малом одстојању тј. дефлацију са акумулацијом у горњем делу и дефлацију са гравитационом акумулацијом у доњем делу. Ако се овоме додају и гравитациона падинска обурвавања и абразиона подлокавања, из претходног примера, онда произилази да се на одсеку — страни Дунава (Бердапском језеру) комбинује више процеса чији резултат рада је полиморфија малих облика који се релативно брзо стварају али такође и ишчежавају са крајњим исходом који се испољава у редуцирању и скраћењу површине динског рељефа у песковитој зони.

Еолски — дефлационо-акумулативни процеси. — Изван одсека стране Дунава, на површини динског рељефа, местимично су заступљени дефлациони и акумулативни процеси. О њима ће бити речи најпре из резултата ранијих истраживања. Тако Јел. М. Маријановић (1951.) наводи податке да је „у прошлом столећу између села Браничева и Винца терен био раван те су се ова два села видела што данас није случај”. О снажном дејству кошаве и кретању песка „сведочи и податак по коме су тавани села Браничева сваке зиме засути песком од 10 цм”.

Узимајући у обзир улогу антропогеног фактора у потпомагању дефлационо-акумулативних процеса путем обделавања ораничних површина постоје површине где се одношење и таложење песковитог материјала врши непосредно под утицајем еолског аганса — ветра. То су, као што је изнето, најнижи делови пространих међудинских депресија (са веома оскудним травним покривачем) који се не обрађују иако са становишта рашчлањености пружају повољне услове (ниске и широке плећате дине и плитке и широке депресије). Није искључено да су односне површине у прошлости биле коришћене у ратарству али су напуштене једно због одсутности педолошког покривача црнкастог песка који садржи већу количину хумусне материје (од светло-жућкастог песка), а друго због снажног дејства ветра који, управо није ни дозволио да се такав покривач формира. Сада се те површине поступно пошумљавају било од стране човека (борове саднице) или самониклим багровим растињем.

О присуству еолско-акумулативног процеса на пешчари и јачини ветра посебно указује постојање ситног кварцевитог шљунка који је детаљније описао П. Рашић, а чије податке наводи Јел. М. Маријановић (1951.). Установљене су три локалности појаве шљунка: поред пута Пожежена — Браничево (око Коларнице), око Троњице и изме-

бу Усја и Винца ближе Винцу. За прву локалност се наводи да шљунак води порекло од насипа пута који је грађен 1876. год. из стратегијских разлога, док за остале две локалности није дато објашњење. Значајно је истаћи да се шљунак код обеју ових локалности јавља како у површинском црнкасто-мрком песку тако и у светло-жућкастом испод њега при чему дебелина око Троњице износи 0,80 м (до 2,5 м испод површине), а код Винца 0,40 м (до 1,6 м испод површине).

Ми смо такође проматрали ситан кварцевити шљунак на ЈЗ страни Троњице у два маха 1960. и 1987. године. Приликом првог проматрања установљено је да се ради о ситном шареном шљунку (величине 0,5 до 1 цм) у коме преовлађују кварцевита зрна слабо обрађена, више угласта. Слој шљунка је имао дебелину 1—1,2 м што се могло закључити према ископаним рупама које су служиле као заклони за време извођења војних вежби. Приликом другог проматрања запажено је да се шљунак простире и ЈИ од Троњице ка Винцу и улази у састав површинског црнкасто-мрког и делимично светло-жућкастог песка у склопу динског белема Троњица — Братерево брдо.

Имајући у виду изнете околности:

- да се шљунак јавља интерстратификован у површинском црнкасто-мрком и подинском светло-жућкастом песку,
- да је ситан и скоро уједначених величина зрна,
- да је облик зрна угласт, слабо обрађен, и
- да се простире дуж појаса правца ЈИ—СЗ паралелно са динским рељефом дошли смо до сазнања да је шљунак могао бити донет ветром из плавине неког кратког потока са румунске стране или из распаднутог пролувијалног материјала одговарајуће стенске масе (првенствено кристаластих шкриљаца) (са исте стране) који претходно није био изложен изразитијим кретањем било водом или ветром.

О предпоставци да шљунак представља остатке из насипа некадашњег пута не може бити говора јер није познато да се тако ситан шљунак у прошлости користио за путеве. Сем тога, уједначеност калибра зрна, која су литолошки различита — иако преовлађују кварцевита, не би могао обрадити ветар и створити такву униформност на месту тј. дуж појаса распрострањења. Исто тако нигде у близини постојећих речних корита није запажен такав шљунак. Остаје, дакле, да је униформан облик шљунка и приближна тежина његових зрна селектрован еолским агенсом и пренет у дински рељеф. У прилог томе иде и податак да и данас кошава преноси честице (вел. до 5 мм) неке металне руде из депоније са румунске стране и расипа их по атару села Винца.

Поређење са стањем из 1960. године

Представу о интензитету и ефекту савремених геоморфолошких процеса у оквиру песковите зоне најбоље може да пружи поређење са стањем неких од тих процеса из 1960. године када смо први пут проучавали овај терен (М. Зеремски 1960.). То се односи на приобални појас, а потом и на пространу међудинску депресију између Великог брда и Троњице.

Пре изградње Бердапског језера приобални појас песковите зоне је имао сасвим другачији изглед. Испред одсека те зоне (пешчаре) односно десне стране долине Дунава, била је релативно пространа алувијална равна (150—350 м ширине, топоним Ливаде). Интересантно је истаћи да је та равна била састављена од леса који би, у овом случају, представљао најмлађу еолску акумулацију — млађу и од еолског песка у саставу одсека долиנסке стране Дунава. Међутим, између тог одсека и алувијалне равни постојао је нижи одсек — стара обала Дунава састављена у основи од акватичног — услојеног песка (2 м) преко кога је био слој шљунка (0,5 м). У акватичном песку запажени су трагови људског костура који је имао вертикалан положај. Према археолошким подацима познато је да су сахрањивања умрлих, у вертикалном положају, вршена у преантичком периоду.¹⁰⁾ Како су остаци костура запажени у старој обали Дунава од које се Дунав повукао формирајући алувијалну равна на којој се потом акумулирао лес, то значи да се таложење тог леса обавило у бореалу.

На одсеку долиנסке стране Дунава око старог пута за Радошевац (испод Жутог брега) постојале су трапезасте дефлационе фигуре са полуделипастим депресијама између њих.¹¹⁾ Дужина фигура је била 7, ширина 5, а висина 1,5 м (ск. 5, д). Према карактеру депресија или „провала“ (како их мештани називају) чије се дубине смањују ка ЗСЗ произилази да су ови облици настали под непосредним дејством ЈИ ветра кошава чија се дефлација манифестовала у два вида: у почетку правoliniјски — управо на песковити одсек са поступним и наизменичним разарањем делова заштитног педолошког покривача (0,7 м), а касније када се ти делови покривача униште и турбулентним кретањем ветра у оформљеним депресијама. Улога овог другог вида кретања ветра састоји се у томе што он подрива крајеве трапезних фигура у површинском педолошком хоризонту односећи песак из њихове основе. Када се ти крајеви фигура натопе кишницом они отежају и обурвавају се а то доводи до проширења депресија и поступног уништења дефлационих трапезних фигура као остатака првобитног одсека долиנסке стране.

Исте трапезне дефлационе фигуре нарочито су биле заступљене на десној страни Дунава узводно од Усја на дужини око 1 км. На том делу одсек је био без вегетације што је омогућило да дефлациони процес дође до изражаја. Од тих некадашњих фигура данас нема ни трага. На месту њих постоје други облици о којима је било речи.¹²⁾

Пространа међудинска депресија између Великог брда и Троњице (Доњи пескови) је, после одсека на десној страни долине Дунава, најмаркантнији предео за сагледавање еолског дефлационог процеса. Тај предео је био 1960. године само местимично покривен травом и због отсуствености педолошког покривача, по њему је било веома отежано кретање. Необрађен и без вегетације са заталасаним ниским динским ре-

¹⁰⁾ На локалитету Власац у Бердапу откривен је згрчени положај костура из Мезолита — (6.700 — 5.500 год. пре наше ере) (Срејовић Д. и Летица З. 1978.).

¹¹⁾ Ову локалност је делимично описао Ч. Милић (1953.) наводећи да су „дине непосредно пред Жутиим брегом разорене трансверзалним — усцима“.

¹²⁾ Види страну 44.

љефом остављао је утисак праве пустиње. Занимљиво је да су у њему пратеће морфолошке појаве дефлационих процеса биле изражене више уз ивице, на странама великих динских бедема. Тако је на СИ страни Великог брда била формирана свежа међудинска депресија дуга 100 м, широка 20—25 м и дубока 4 м. Из ње је пренет песак на даљину од око 200 м и формирана је нова уздужна дина правца ЈИ—СЗ као и депресија.

На супротној страни простране међудинске депресије, испод Троњице, оголене површине су биле покривене поменутих ситним шареним шљунком.

Присуство шљунка, затим појава активних дефлационо-акумулативних процеса на ЈЗ страни депресије, као и отсутност коришћења дна депресије у пољопривредне — обрадиве површине указују да је односни предео изложен најјачем дејству кошаве. То се да закључити и на основу његовог положаја с обзиром да се налази на правцу главног стуба кошаве који се на ЈИ преко Молдавског острва везује за улазак у Бердалску клисуру. Према томе, максимална снага кошаве и њени дефлационо-акумулативни процеси били су узрок да је пространа међудинска депресија између Великог брда и Троњице, имала све до недавно одлике пустињског предела. Данас тај предео има измењену физиономију јер су поједине његове површине пошумљене боровим и другим садницама с циљем да се обузда активност дефлационог процеса. Та акција човека се показала целисходном и њоме би требало обухватити и остале површине динског рељефа нарочито оне које су без педолошког покривача. То је једини исправан пут да се овај за сада полу-пустињски предео заштити од дефлационо-акумулативних еолских процеса и приведе коришћењу искључиво у шумарству као што је то случај и са Банатском пешчаром.

ЗАКЉУЧАК

Из аналитичког разматрања рељефа кварталне еолске акумулације општине Голубац видело се да свака од трију зона (лесна, песковито-лесна и песковита) поседује своју индивидуалност. Она је садржана не само у погледу њихове морфологије него и накнадних геоморфолошких процеса после акумулације. Тако је лесна зона рашчлањена долинама и издељена у засебне целине (плоче); песковито-лесна је интензивно дисецирана старијим и нарочито млађим бочним долинама које су паралелне са зonom, док песковиту зону дински рељеф у целини обухвата Полазећи с тог становишта, дакле, морфологије и акумулативних процеса произилази да је лесна зона најстарија, песковито-лесна млађа, а песковита најмлађа. Поставља се питање када су настале те зоне? Пошто лесна зона нема ни једну фосилну земљу значи да је акумулирана у последњем глацијалу вирма. Песковито-лесна зона такође нема фосилних земаља — сем поменутог локалитета, с леве стране Бикињске реке, који нема стратиграфски значај. То исто важи и за песковиту зону у којој се местимично јавља педолошки хоризонт покривен савременим еолским песком.

За ове две последње зоне песковито-лесну и песковиту, стратиграфски посматрано, не може се приближно одредити време њиховог постанка. Међутим, према фацијалним и гранулометријским особинама који су непосредна рефлексија климатских стања произилази да је после зад-

њег вирмског глацијала клима постајала поступно топлија и влажнија како је то опште познато¹³⁾ која је омогућила да речни наноси садрже поред прашине и fine песковите честице (песковити лес). Тај период би одговарао почетку холоцена.¹⁴⁾ Током старијег холоцена (атлантик) влажнија и релативно хладнија клима давала је претежно песковити материјал таложен по дну речних долина који је у сушном бореалном периоду захваћан ЈИ ветром и преношен на место данашње пешчаре.

Према томе, различите морфолошке и фацијалне особине свих трију зона еолске акумулације нису истодобне у смислу њихове селекције, која је непосредно условљена гранулометријом и тежином материјала, већ су резултат смене различитих климатских стања између последњег плеистоценог периода и холоцена који су се одразили на карактер речних седимената припреманих за еолску евакуацију.

Ово је општа временска одредба старости трију морфолошких и фацијалних зона у склопу еолског рељефа. Детаљнија одредба старости тих зона преостаје да се изврши једино лабораторијским анализама узорака било помоћу угљеника 14 или термолуминесцентне методе која се, у последње време, успешно примењује у Пољској али првенствено за лесне наслаге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богдановић П. (1972): *Тумач основне геолошке карте листа Вел. Градиште 1:100.000* (Савезни геолошки завод, Београд).
2. Цвијић Ј. (1926): *Геоморфологија II*, Београд.
3. Жујовић Ј. (1893): *Геологија Србије, I део*, Београд.
4. Јовановић С. П. (1955): *Утицај колебања плеистоцене клима на процес речне ерозије* (Зборник радова Географског института „Јован Цвијић“ САНУ, књ. 10, Београд).
5. Каленић М. и др. (1972): *Основни геолошка карта листа Кучево 1:100.000* (Савезни геолошки завод, Београд).
6. Марковић — Маријановић Ј. (1951): *Квартарне наслаге Пожаревачког Подунавља* (Зборник радова Геолошког института САН књ. 2, Београд).
7. Милић Ч. (1953): *Рељеф слива Туманске реке* (Зборник радова Географског института САН књ. 4, Београд).
8. Милић Ч. (1956): *Слив Пека — геоморфолошка студија* (Посебна издања Географског института САН књ. 9, Београд).
9. Milojević S. (1930): *Veograd — Prahovo, Aperçu géographique* (Livret guide du III Congrès de géographes et ethnographes slaves dans le Royaume de Yougoslavie, Belgrad).
10. П а н ч и ћ Ј. (1863): *Живи песак у Србији и биље што на њему расте* (Гласник друштва српске словесности св. XV, Београд).
11. Pécsi M. (1970): *La division lithostratigraphique des loess du pleistocene supérieur en Hongrie* (Acta geographica n° 24. Lódz).
12. Петровић Д. (1976): *Еолски рељеф источне Србије* (Зборник радова Географског института ПМФ књ. XXIII, Београд).

¹³⁾ Види детаљније о томе у раду П. С. Јовановић (1955.).

¹⁴⁾ Ова одредба би у основи одговарала и акумулацији песковитог леса у Мађарској Pécsi M. 1970.).

13. Срејовић Д., Летица З. (1978): Власац I мезолитско насеље у Бердапу (Одељење историјских наука САНУ књ. 5, Београд).

14. Зеремски М. (1960): *Теренски подаци са пешчара у Подунављу на улазу у Бердапску клисуру* (Рукопис, Београд).

15. Зеремски М. (1964): *Пешчаре Србије* („Земља и људи“ св. 14, Срп. геог. друштво, Београд).

16. Zereński M. (1971): *Processus éoliens contemporains dans la région du défilé des Portes de Fer (Djerdap) comme exemple de l' action de même sens des agents du climat périglaciaire* (IGU, Conférence régionale Européenne, Budapest)

17. Зеремски М. (1974): *Трагови неотектонских процеса у рељефу источне Србије*, (Зборник радова Географског института „Јован Цвијић“ САНУ књ. 25, Београд).

18. Зеремски М. (1988): *Цвијићеве обалске линије понтиског мора у околини Београда* (Рукопис), Београд.

19. Зеремски М. (1989): *Еолски рељеф општине Велико Градиште* (Зборник радова Географског института „Јован Цвијић“ САНУ књ. 41, Београд).

Résumé

MILOŠ ZEREMSKI

LES CARACTÉRISTIQUES GÉOMORPHOLOGIQUES DU RELIEF ÉOLIEN

La région du relief éolien quaternaire est située du côté droit de la vallée du Danube avant l'entrée du fleuve dans le défilés des Portes de Fer. Dans sa composition prennent part trois différentes zones morphologiques et de faciès: le zone de loess, la zone sablonneuse et de loess et la zone sablonneuse cr. 1 2, 3). La majeure partie de la zone de loess est disséquée par les bras de source de la rivière de Bikinjska reka en une dizaine de plaques particulières (cr. 1. 1 b). Comme elle ne renferme aucun sol fossile on est arrivé à la conclusion que la zone a été accumulée au cours de la dernière période glaciaire de Würm.

La zone sablonneuse et de loes est disséquée par de nombreuses vallées des tributaires du Pek et de la Bikinjska reka, qui suivent la direction SE — NO (cr. 1, 2). Cette direction des vallées est prédisposée par les dépressions entre les collines de la part du principal agent éolien — le vent dit »košava«. Du point de vue chronologique cette zone est plus récente que la zone précédente et elle s'est formée après la dernière période glaciaire de Würm.

La zone des sables éoliens qui s'étend le long du Danube, renferme le relief des dunes dans lequel prédominent les dunes longitudinales, s'étendent en direction SE — NO (cr. 1, 3). D'après le caractère de leurs profils transversaux et longitudinaux ont été distingués les sous-types particuliers, à savoir: les dunes épaulées, les dunes créées et les dunes en terrasses. Elles se succèdent avec les dépressions entre les collines aux sens plus strict et plus large. Ces dernières édifient les dunes les plus hautes — les remparts des dunes entre les quels s'étendent deux vastes dépressions (cr. 1, 4). Ces dépressions indiquent les zones de déflation intensifiée la long des ruisseaux ventaux et la forme macro-ondulatoire du mouvement du vant. La principale accumulation de la zone sablonneuse a eu lieu au boréal lorsque le sable fut transportée par la vent du lit du Danube. Sa transportation partielle du sable a été effectuée aussi au temps récent, jusqu'à la construction du Lac des Portes de Fer il y a 25 ans). A partir de ce temps elle cesse et le processus éoliens contemporain se manifeste en forme de déflation et accumulation locales, sur la relief de dunes existant. Cependant, le long de la zone riveraine — à côté du Lac des Portes de Fer apparaissent entre les processus éolien-déflatoire et accumulatif, aussi la combinaison des processus éolien-accumulatif-de gravitation et les processus d'abrasion qui se succèdent en cycles.