

ДРАГАН НЕШИЋ¹
СРЂАН БЕЛИЈ²
БОШКО МИЛОВАНОВИЋ³

МЕХАНИЗАМ НАСТАНКА КЛИЗЕЋЕ ДРОБИНЕ НА ЈУЖНОЈ ПАДИНИ ПАНЧИЋЕВОГ ВРХА (2017 m), КОПАОНИК

Извод: На Копаонику, средње високој планини средишњег дела северног умереног појаса утврђено је постојање појава и облика рељефа периглацијалног процеса и, захваљујући повољним климатским предиспозицијама, знатно пространство периглацијне средине. Најбоље изражени периглацијални облици налазе се на јужној падини Панчићевог врха и захваљујући знатном нагибу падина и гравитацији, јављају се различити облици клижења и мразног сортирања. Најбоље су изражени облици клизеће дробине који понегде имају изглед камене реке или камених струја, а негде су као читава поља клизеће дробине, у међународној терминологији познати као куруми.

Кључне речи: Периглацијална средина, клизећа дробина, куруми, камени ледници, Копаоник

Увод

Србија се простире приближно у средини северног умереног појаса, односно у централном делу Балканског полуострва, где има неколико планина које својим највишим деловима улазе у савремени периглацијални висински појас. Једна од тих планина је Копаоник (2017 m), чији највиши делови залазе у високопланински периглацијални појас, изнад горње шумске границе. Регистровано је више облика и појава периглацијалне средине који су на јужној граници заступљености и појављивања на планинама јужне Европе. Зато су ови облици као релативно ретке појаве значајни и занимљиви за истраживање, посебно у оквиру периглацијалног геодиверзитета Србије.

Новијим теренским истраживањима на Копаонику су констатоване појаве сложених и спорих термогених клизишта (Нешић, Д., Миљинчић, Д., 2004), затим мразне појаве у тлу као што су сортирање дробине или мразне травне хумке – туфури и мигрирајући бусенови. Значајно су заступљене детритичне наслаге мразом разорене подлоге (Васовић, М., 1988) и ерозиони нивациони и мразни облици, док су релативно ретке појаве клизећих блокова. Посебно је констатована појава *поља клизеће дробине* (Белиј, С., 1992) која ће бити основни предмет наших разматрања.

¹ **Мр Драган Нешић**, геоморфолог, Завод за заштиту природе Србије, Ниш, Вождова 14/2, e-mail: nestic@zzps.rs

² **Мр Срђан Белиј**, геоморфолог, Завод за заштиту природе Србије, Нови Београд, Др Ивана Рибара 91, e-mail: sbelij@zzps.rs

³ **Мр Бошко Миловановић**, истарживач сарадник, Географски институт «Јован Цвијић» САНУ, Београд, Буле Јакшића 9, e-mail: paleoklimat@yahoo.com

Досадашња истраживања

Опште је познато да се у условима хладне планинске климе врши интензивно температурно и мразно разаравање стенске основе са настанком великих површина са дробиним и блоковима. Овакве насlage се често издвајају као море камења, криокластични крш, детритичне или падинске насlage или куруми, што је опште прихваћени локални Сибирски термин (Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е., 1983; Everdingen van, R., 2005). Уколико ови продукти распадања остану на месту стварања, односно уколико нису захваћени кретањем, називају се море камења (block fields енглеске терминологије или *felsenmeer* немачке терминологије).

Често, ове мразом настале насlage бивају захваћене кретањем и ако је агенс који покреће ове насlage, поред примарне гравитације, комплекс периглацијалних процеса (мразни, снежнички, снежни и еолски процеси), тада се ове појаве називају куруми, камени потоци (поток каменный, *stone streams*), камене реке (река каменная, *stone rivers*), струје камења, поља клизеће дробине или другачије (Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е., 1983; Белиј, С., 1992).

Ови облици најбоље су описани на Фокландским острвима, још од Пернетија и Дарвина (Pernety, A. J., 1771; Darwin, C. R., 1845; Thomson, C. W., 1877; Davison, C., 1889), од када и егзистира термин “stone river”, до савремених истраживања која су утврдила периглацијану природу камених река (Rosenbaum, M., 1996; Stone, P., 2000; Hall, K., 2002; Hansom, J. D., Evans, D. J. A., Sanderson, D. S. W., Bingham, R. G., Bentley, M. J., 2008; Wilson, P., Bentley, M. J., Schnabel, C., Clark R., Xu, S., 2008; Andre, M. F., Hall, K., Bertran, P., Arocena, J., 2008), али уз утицај структуре, литологије и дугог периода тундра климе (Joyce, J. R. F., 1950). У нашем окружењу описани су на планини Витоши у Бугарској (www.park-vitosh.org), на планинама Пелистер и Кораб у Македонији (Стојадиновић, Ч., 1962), на Шарпланини (Белиј, С., 1992, 2007), на Старој планини (Белиј, С., Нешић, Д., 2005; Белиј, С., Нешић, Д., Миловановић, Б., 2008), на Проклетијама (Белиј, С., 2003, 2005), а запажени су у већем броју на румунским Карпатима, на Рили, Балкану и Пирину у Бугарској, на Дурмитору у Црној Гори итд. Свака од ових појава кретања криокластичних наслага има специфичности према генетском механизму кретања или морфолошким односима и положају у рељефу. Један од проблема је свакако недовољна теоријско-терминолошка дефинисаност ове појаве, као и одсуство њене целовитије класификације и систематизације на генетском принципу.

Посебан проблем је и однос камених река и камених струја према каменим ледницима (*rock glaciers*) који су као веома атрактиван објект истраживања детаљно описани за многе периглацијалне области високих ширина и високих планина, од пионира ових истраживања (Capps, S. R. Jr., 1910), преко класичних истраживања (Höllermann, P., 1983; Haerberli, W., 1985; Washburn A. L., 1988; Evin, M., Fabre, D., 1990; Barsch, D., 1996; Schrott, L., 1996), до савремених истраживања (Humlum, O., 2000; Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Woodward, J. C., 2003; Ikeda, A., 2004; Baroni, C., Carton, A., Seppi, R., 2004; Seppi, R., 2006; Serrano, E., San Hose, J. J., Agudo, C., 2006; French, H. M., 2007; Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007; Refsnider, A. K., Brugger, A. K., 2007; Millar, I. C., Westfall, D. R., 2008). Од почетних дескриптивних белешки о самој појави камених ледника, преко детаљних инвентара и каталога и повезивања са климатским условима, до савремених инструменталних мерења кретања и утврђивања начина постанка и механизма покретања камених ледника, све је обухваћено радовима геоморфолога, хидролога и еколога, са савременим тенденцијама ка екологизацији проблема и дефинисањем камених ледника као осетљивог индикатора савремених климатских промена (као и све остале појаве у периглацијалној средини). Знатан удео замрзнутог земљишта (пермафрост) у механизму кретања камених ледника одваја их од камених река и камених струја где

се лед јавља само у простору између блокова и дробине, што је и главна разлика, али је интересантно да се на Копаонику јавља прелазна форма са комбинацијом механизма кретања и једне и друге групе облика.



Слика 1. Камене реке-куруми на јужној падини Панчићевог врха, (фото: С. Белиј)

На јужној падини Панчићевог врха (2017 m), констатовано је више појава кретања дробине различитих површина, гранулације и односа појављивања у рељефу. Ове појаве на Копаонику имају одлике криокластичне дробине захваћене кретањем под утицајем комплекса колувијалног и периглацијалних процеса, по чему одговарају периглацијалним појавама. С обзиром да је током вишегодишњих осматрања констатовано активно кретање дробина, ова појава је у домену савремених периглацијалних процеса.

Опште одлике предела са клизећом дробином

Предео Сувог Рудишта (1976 m), Панчићевог врха (2017 m) и Небеских столица (1913 m) одговара пространој пластастој планинској целини која се уздиже над високом Копаоничком површи. Ова површ са поменутих планинских врховима издваја се и као највиши или централни Копаоник. Највећим делом изграђена је од Копаоничких метаморфита, палеозојских серицитско-хлоритских шкриљаца и кристалистих кречњака, доломита, мермера и калкшиста, а заступљене су и стене Копаоничког гранитоидног комплекса, као и стене ултрабазичних метаморфита, односно харцбургита (Група аутора, 1970).

Јужна падина Панчићевог врха (2017 m) према долини Угљенске реке изграђена је од серицитско-хлоритских шкриљаца, али периферно према овом простору заступљене су и стене харцбургита и метаморфног карбонатног комплекса. Ово је сложена падина којом се Панчићев врх везује за Небеску столицу (1913 m) и представља класичан полигон са највећом концентрацијом дробине која се креће низ падину, јер се показало да је на многим планинама бурна динамика периглацијалних падинских процеса директно зависна од комбинације учесталог замрзавања и директне инсолације. Поред ових појава на источној падини Панчићевог врха констатовани су и појединачни клизећи блокови, а према Небеској столицу и серија криоаплатационих заравни. Све ове периглацијалне појаве и облици су у висинској зони 1750-2000 m на планинској падини изнад секундарне горње шумске границе, у

екотону шумо-тундре, са планинском црницом обраслом травном вегетацијом и ниском полеглом клеком.

Климатске карактеристике периглацијалне средине Копаоника

У климатском погледу, Копаоник се налази на додиру континенталних и маритимних ваздушних маса. Удаљен је од Јадранског мора око 200 km. Међутим, између Копаоника и овог мора постоји читав систем планинских венаца велике надморске висине, који у знатној мери умањује утицај Јадранског мора. Са друге стране, Шар планина и Скопска Црна гора, са правцем пружања североисток-југозапад представљају значајну орографску препреку продору маритимних ваздушних маса са југа, односно из правца Егејског мора. Васовић М. (1988) наводи следеће: „извесни утицаји Средоземља допиру са југозапада и југа отвореним просторством Косова и Метохије, затим долинама Вардара и Лепенца. И континентални климатски утицаји лако продиру преко ниских шумадијских површи и дуж долина Велике и Западне Мораве и Топлице“.

За анализу температуре ваздуха су коришћени подаци са станице Копаоник 1710 m н.в. (период 1950-1994) и преузети су из Смаилагић, Ј. (1995). Ипак, за приказ појединих сегмената климатских елемената (екстремне вредности, број дана са карактеристичним температурама) су коришћени низови од 1991-2005. године⁴. Иако не задовољавају потребну дужину низа, приказани су и подаци са Панчићевог врха (2017 m н.в.-мерења вршена од 1949-1957. и од 1968-1970. године).

Према подацима из табеле 1. најхладнији месец на Копаонику је јануар са средњом месечном температуром ваздуха од $-6,0^{\circ}\text{C}$. Овај месец је за $0,8^{\circ}\text{C}$ хладнији од фебруара. Са друге стране, најтоплији месец је август који је од јула топлији за $0,3^{\circ}\text{C}$. Ово померање најхладнијег месеца са јануара на фебруар, односно најтоплијег месеца са јула на август није необично на вишим планинским теренима. У односу на Копаоник, на станици Панчићев врх разлика између јануара и фебруара је нешто мања и износи $0,5^{\circ}\text{C}$, док је август ($10,2^{\circ}\text{C}$) топлији од јула ($10,1^{\circ}\text{C}$) за свега $0,1^{\circ}\text{C}$.

Табела 1. Средње месечне и годишње температуре ваздуха на Копаонику (период 1950-1994) и Панчићевом врху (1949-1957; 1968-1970)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|--------------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|-----|-----|------|------|-----|
| Копаоник | -6 | -5,2 | -2,7 | 1,3 | 6,2 | 9,5 | 11,6 | 11,9 | 8,5 | 4,3 | -0,1 | -3,8 | 2,9 |
| Панчићев врх | -7,4 | -6,9 | -5,1 | -0,7 | 4,7 | 8,4 | 10,1 | 10,2 | 7,3 | 4,2 | -0,6 | -3,6 | 1,7 |

Средња температура најтоплијег месеца је важна из још једног разлога. Наиме, надморска висина изотерме најтоплијег месеца од $10,0^{\circ}\text{C}$, коју је уочавајући однос између вегетације и климе поставио W. Коррен 1918. године, често се узима као горња граница шуме, која може бити важан индикатор вертикалне диференцијације климата, односно прелаза из планинског у високопланински климат.

Подаци са станице Панчићев врх (2017 m н.в.) указују да је изотерма најтоплијег месеца на нешто већој надморској висини, али обзиром да не задовољавају потребну дужину низа, а да вегетација представља ипак само посредни индикатор вертикалне појасности климата, покушали смо да применом вертикалних термичких градијената одредимо границу између два климатска појаса.

Смаилагић Ј. (1995) даје вредности месечног вертикалног термичког градијента (у односу на Копаоник као реперну станицу) за 11 станица у ближој или

⁴ Вредности климатских елемената за период 1950-1994. постоје само као израчунате средње вредности за читав период, док смо за период 1991-2005. располагали подацима за сваку појединачну годину

даљој околини Копаоника. Вредности у августу се крећу од $0,53^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (профил Куршумлија-Копаоник) до $0,72^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (профил Подујево-Копаоник). Ако би се због нехомогености и непотпуности осматраних низова и специфичног микроположаја станица у односу на које је рачунат градијент, узела средња вредност свих станичних парова ($0,61^{\circ}\text{C}$), тада би се изотерма најтоплијег месеца налазила на висини од око 2000 m н.в.

То указује (узимајући у обзир изразиту дисецираност рељефа и ограниченост примене самог метода термичког градијента) да се прелаз из правог планинског у високопланински климат, у области Копаоника налази на висинама између 1950 и 2000 m н.в.

Апсолутно максимална температура у периоду 1991-2005. година, на Копаонику је забележена 28.07.2000. године. Апсолутно минимална температура је забележена 31.01.1991. године и износила је $-23,5^{\circ}\text{C}$ (апсолутно минимална у читавом периоду 1950-2005. износила је $-26,6$ забележена 25.01.1954). С обзиром на надморску висину, ово није нарочито ниска температура ваздуха (у Сјеници која је један од најпознатијих полова хладноће у Србији, али и за око 700 метара нижа од Копаоника је јануара 1991. године измерено $-34,8^{\circ}\text{C}$). Овакве, релативно слабо изражене апсолутно минималне температуре на Копаонику би се могле објаснити положајем станице на благо нагнутој и отвореној падини, те ваздух непрекидно отиче (тј. не постоје услови за његово ујезеравање и непрекидно хлађење).

Говорећи о вертикалној зоналности вегетације на Копаонику, Мишић В. (1964) наводи следеће: „Овај висински вегетацијски градијент је поремећен на неколико места климатским инверзијама условљеним наглим променама у конфигурацији терена са успоном. Највећа промена (инверзија климе) је у котлини Самоковске реке, у коју се спуштају и дуго задржавају хладне ваздушне масе, као и велики снежни сметови који се споро топе, због чега је она испуњена смрчевим шумама без иједне лишћарске врсте дрвета, иако се овај басен спушта до 1350 m н.в.“.

С обзиром да је тема овог рада периглацијални рељеф Копаоника за који су дани са карактеристичним температурама важан агенс, приказан је и однос између ледених и мразних дана, као и број дана са снежним покривачем. У томе се пошло од рада Белиј, С., Дуцић, В., Миловановић, Б., Луковић, Ј., Мишчевић, И. (2004). Фокусирајући истраживање на климатске предуслове за развој туфура на Пештерском пољу, аутори развијају модел мразног потенцијала за развој ових облика периглацијалног рељефа. Општи облик мразног потенцијала ($M_{\text{п}}$) је представљен једначином:

$$M_{\text{п}} = M_{\text{д}} - L_{\text{д}} - \text{СП}_{\text{д}}$$

(према Белиј, С., Дуцић, В., Миловановић, Б. Луковић, Ј., Мишчевић, И. 2004), где је $M_{\text{д}}$ - број мразних дана, $L_{\text{д}}$ - број ледених дана и $\text{СП}_{\text{д}}$ - број дана са снежним покривачем.

Применом приказане једначине на податке са станице Копаоник (период 1991-2005) о броју мразних, ледених и дана са снежним покривачем, добијају се вредности као у табели 2.

На основу података из табеле 2. може се закључити да средња годишња вредност мразног потенцијала износи «свега» 15,2 дана. У поређењу са Пештерским пољем где је средња годишња вредност $M_{\text{п}}=46$, може се сматрати да је мразни потенцијал на Копаонику релативно низак.

Табела 2: Вишегодишња динамика мразног потенцијала на Копаонику (период 1991-2005)

| Година | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Збир |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| 1991 | -22 | -19 | -12 | -7 | 3 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 10 | -18 | 15 |
| 1992 | -21 | -19 | -14 | -7 | 4 | 0 | 0 | 0 | 2 | 6 | 0 | -16 | 12 |
| 1993 | -22 | -19 | -22 | -7 | 1 | 1 | 0 | 0 | 4 | 4 | -3 | -12 | 10 |
| 1994 | -17 | -14 | -6 | 9 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 4 | -12 | 27 |
| 1995 | -9 | -6 | -15 | -18 | -1 | 0 | 0 | -1 | 2 | 9 | -16 | -16 | 11 |
| 1996 | -18 | -22 | -23 | -12 | -1 | 2 | 0 | 0 | 8 | -3 | 2 | -12 | 12 |
| 1997 | -17 | -14 | -15 | -18 | -4 | 0 | 0 | 0 | 1 | 8 | 4 | -18 | 13 |
| 1998 | -18 | -15 | -19 | 1 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | -10 | -17 | 15 |
| 1999 | -26 | -23 | -12 | -10 | 2 | -1 | 0 | 0 | 0 | 8 | 8 | -6 | 18 |
| 2000 | -20 | -18 | -14 | -10 | 3 | 1 | 0 | 0 | 3 | 10 | 6 | -4 | 23 |
| 2001 | -14 | -17 | 0 | -3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 3 | 5 | -3 | -29 | 12 |
| 2002 | -12 | -9 | -14 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 3 | 11 | 4 | -15 | 19 |
| 2003 | -27 | -24 | -18 | -13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | -1 | 11 | -3 | 12 |
| 2004 | -17 | -15 | -18 | -4 | 7 | 0 | 0 | 0 | 2 | 3 | -10 | 1 | 13 |
| 2005 | -28 | -25 | -19 | -1 | 3 | 3 | 0 | 1 | 0 | 6 | 3 | -19 | 16 |
| Просек | 0 | 0 | 0 | 0,7 | 2,4 | 0,6 | 0,0 | 0,1 | 2,0 | 5,9 | 3,5 | 0,1 | 15,2 |

Ипак, треба имати у виду да се овде ради о подацима са станице која није предиспонирана за стварање мразишта. Са друге стране, на местима са «повољним» условима за ујезеравање хладног ваздуха се може очекивати пораст мразног потенцијала, односно климатских предиспозиција за развој периглацијалних облика рељефа, нарочито ако се узме у обзир његова месечна динамика (графикон 1; табела 3)

Табела 3. Вероватноћа (%) појаве ледених и мразних дана и датуми просечног почетка и краја трајања дана са снежним покривачем (према Смаилагић Ј. 1995)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------------------------|--------------------------|----|-----|----|----|----|---------------------------------|------|----|----|----|-----|-----|
| Ледени дани | 70 | 67 | 44 | 17 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 26 | 49 | 23 |
| Мразни дани | 99 | 98 | 92 | 67 | 18 | 2 | 1 | 0 | 11 | 40 | 71 | 92 | 48 |
| Дани са снежним покривачем | Просечан крај 12. мај | | | | | | Просечан почетак 13. октобар | | | | | | |

Према подацима из табеле 4. на станици Копаоник се у просеку годишње излучи 917,9 mm (у периоду 1950-1994). Ово је релативно мала количина падавина у односу на надморску висину посматране станице. Радовановић М. (2001) наводи следеће „У западној Србији кишомерне станице које леже на надморској висини изнад 1000 m н.в. готово по правилу добијају преко 1000mm падавина“. Исти аутор релативно малу количину падавина објашњава положајем и оријентацијом главне осе гребена Копаоника у односу на правце кретање ваздуха засићеног влагом.

Табела 4. Средње месечне и средња годишња количина падавина на Копаонику (период 1950-1994)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Копаоник | 55,1 | 54,4 | 61,2 | 71,9 | 111,1 | 116,6 | 95,4 | 79,3 | 68,2 | 68,8 | 73,5 | 62,4 | 917,9 |

У годишњем ходу падавина уочавају се два максимума и два минимума падавина (графикон 2).

Примарни максимум је у јуну, а секундарни у новембру. Примарни минимум падавина је у фебруару, а секундарни у септембру. Упркос већој количини падавина (59%) у топлијем делу године и примарном максимуму у јуну, не може се говорити о чистом континенталном режиму падавина на посматраном простору. «Прави континентални режим се одликује једним максимумом падавина почетком лета и једним минимумом падавина у зимским месецима» (Ракићевић Т. 1979). Међутим, као

преиначење које постоји код континенталног режима Вујевић П. (1953) наводи подунавску варијанту континенталног плувиометриског режима коју карактерише «најкишовитије позно пролеће, најчешће месец јуни, најсувљи је фебруар, а споредни максимум падавина се појави у октобру». Ракићевић Т. (1979) допуњује подунавску варијанту континенталног режима истичући поред октобра, могући секундарни максимум и у новембру или децембру (као што је случај на Копаонику у периоду 1950-1994).

Ветар у великој мери зависи од распореда циклона и антициклона. У условима у којима нема топографских препрека, хоризонтално струјање ваздуха се креће од области са вишим, према областима са нижим ваздушним притиском. Међутим, тамо где је морфолошка дисецираност простора изражена, ветар се прилагођава изгледу терена.

На Копаонику, на годишњем нивоу је највећа честина ветра из југозападног правца. И у току свих сезона (осим лета када преовлађује североисточни ветар) је најчешћи ветар из југозападног правца. По честини, одмах након југозападног ветра долази ветар из североисточног правца.

Такође, реално би било очекивати да са порастом, надморске висине, расту и брзине ветрова. Радовановић М. (1995) наводи следеће: «При кретању ваздуха преко планина струјно поље се деформише и прилагођава облицима рељефа. Пребацивање ваздуха, под дејством силе градијента притиска, је најаче на превојима и седлима. На таквим местима је циркулација ваздуха каналисана, па при већим градијентима ветар достиже орканске брзине». Смаилагић Ј. (1995) упоређујући брзине ветрова на Копаонику (табела 5) и на станицама у подгорини наводи следеће: „На Копаонику, током свих месеци, ветрови су јачи него на подгоринским станицама. Разлика у просечној брзини ветра на планини и у подгорини је знатна: у јануару износи од 1,2-1,5 m/s, а у августу од 0,9-1,0 m/s.

Дакле, разлика у брзини ветра на Копаонику и околним станицама, приметно је већа зими него лети. Највеће средње месечне брзине ветра биле су 8,1 m/s у фебруару 1951. године, 7,7 m/s у октобру 1955. године и 7,5 m/s у фебруару 1956. године. Значи појединих година, брзина ветра је знатно превазилазила приказане просечне вредности“.

Табела 5. Средња месечна брзина ветра (m/s) за Копаоник (према Смаилагић, Ј. 1995)

| Месец | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Ср.мес.брзина | 4,2 | 4,2 | 4,3 | 4,3 | 3,7 | 3,6 | 3,3 | 3,2 | 3,4 | 4,0 | 4,1 | 4,4 | 3,9 |

Морфолошке одлике клизеће дробине

На јужној падини Панчићевог врха (2017 m) констатовано је више десетина површина са клизећом дробином. Ове површине имају различите морфолошке одлике које су детерминисане како климатским условима, тако и локалним орографским факторима, односно положајем на падини, односом према другим клизним површинама дробине и генетским односима у процесу кретања дробине.

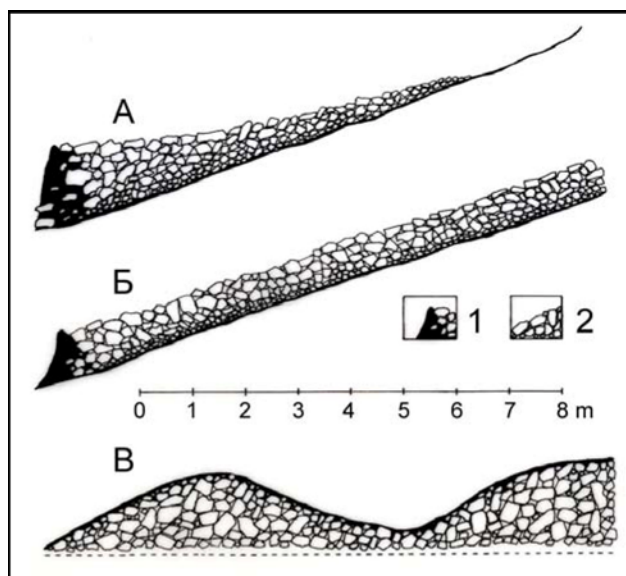
На краћим бочним падинама, најчешће се срећу форме клизне дробине у виду издужених, на челу лучних, пруга дробине дужине 5-15 m и ширине 1-5 m, са лучним земљаним бедемима висине 0,5-1,5 m (Ск. 2, профил А). Ови земљани бедеми, осим на челу дробинске пруге заступљени су и бочно са постепеним смањивањем према крају дробинске површине.



Слика 2. Деталј у простору међу блоковима и дробином са ледом
(фото: С. Белиј)

У оквиру оваквих издужених, језичастих и издигнутих зона заступљени су дробина и блокови центиметарских до дециматарских димензија, при чему је запажено да краће пруге имају ситнију дробину, и обрнуто, дуже пруге и дробински језици су са крупнијом дробином и блоковима. У централном делу ових издужених лучних набора дробина је испрана, док бочно и чеоно према земљаним бедемима дробина урања у ове наслаге.

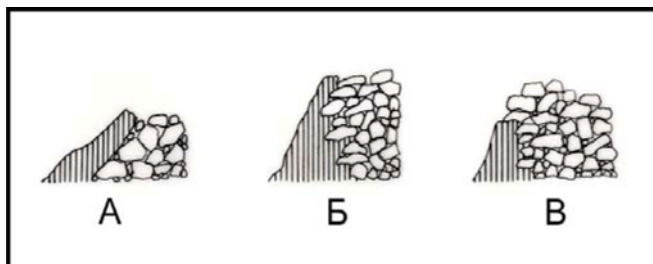
У централном делу јужне-југозападне падине, где је континуелни нагиб знатне дужине, клизна дробина има другачије морфолошке одлике. Овде су заступљене уске и дугачке дробинске површине, праве камене струје и камене реке, на појединим примерима дужине и преко 100 m, са ширином од 10-20 m (Ск. 2, профил Б). На овим дробинским површинама висина земљаних бедема је нашто нижа него на претходно описаним и износи 0,5-1 m. Овакве клизне дробинске површине местимично бочно срастају образујући сложену зону дробине и земљаних бедема. У пределу удолине формирана је сложена дисконтинуална и широка река дробине и блокова и лучних земљаних бедема дужине више стотина метара. То је сложена река клизеће дробине и блокова и земљаних бедема која прати локалне односе топографске површине. Тако се запажа да дробинске струје у удолини дивергују и конвергују или бочно, у односу на падину, по локалним нагибима клизе образујући асиметрију у нагомилавању дробине и настанак бочних земљаних бедема. Из овога се стиче утисак да се дробина и блокови крећу у свим правцима где то дозвољавају општи и локални нагиби. Овако посматрана у целини ова велика и издужена пруга дробине и блокова одговара типу правога каменог потока или камене реке (поток каменный, река каменная, курум, Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е., 1983) захваћеног савременим комплексним колувијално-периглацијалним кретањем.



Слика 3. Типови клизеће дробине (курума) на падини Панчићевог врха (2017 м).

А–профил издужених језичастих пруга клизне дробине, Б–профил кроз камену поток или камену реку, класичног облика курума захваћеног кретањем, В–профил кроз долињски, покривени курум у изворишту Угљенске реке. Објашњење: 1–земљани бедем, 2–поља клизеће дробине.

На оба примера морфолошке заступљености поља клизне дробине, слој ових кластичних наслага је дебео 0,5-1,5 м. Нешто веће дебљине дробине забележене су на лучним дробинским зонама изван удолине, док је у пределу ове депресије по правцу каменог потока забележена дебљина дробине 0,5-1 м. У једном отвореном сондажном профилу уочен је однос крупније дробине према површини и ситније дробина у подини ових клизних наслага, при чему је ситна дробина на дну профила урањала у расквашену масу земље црнице. Према литолошкој основи јужне падине Панчићевог врха, клизна дробина је изграђена од серицит-хлоритских шкриљаца, а констатовани су и комади кварца. Запажено је да дробински комади на површини имају тамну боју од лишајаева, ређе маховине, док су у унутрашњости профила ове стене светло жуте и испране, што указује на односе суфозије. Тамна боја стене на површини профила посебно је значајна при загревању директним сунчевим зрачењем. На терену је запажено да се снег брже топи око истурених и тамних дробинских комада. Земљани бедеми испред клизне дробине одговарају разним фазама њиховог настанка (Ск. 3) почев од фазе издизања бусенова (А), фазе извесног мировања по правцу бедема (Б) и фазе пробијања земљаног бедема (В).



Скица 4. Фазе настанка земљаних бедема на челу поља клизне дробине.

А–фаза издизања земљаних бусенова, Б–фаза мировања земљаних бедема у максимуму издизања, В–фаза пробијања земљаног бедема.

У изворишном облуку Угљенске реке, непосредно изнад извора ове реке, констатоване су брежуљкасте наслага дробине покривене континуираним педолошко-травним покривачем (Ск. 2, профил В). Ове наслага су непосредно бочно у односу на помињану плитку удолину са активном каменом реком. Према оваквом положају и брежуљкастом распореду остављају утисак старих криокластичних наслага или курума који се према положају у долини може декларисати и као долински, покривени курум (курум долинный, Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е., 1983). Испод ових наслага јасно се уочава прегиб регресивне флувијалне ерозије изворишта Угљенске реке.

На основу изнетог проистиче да је долински курум у изворишту Угљенске реке показатељ старијих периглацијалних фаза на Копаонику које су се уопште манифестовале знатним стварањем криокластичних и термогених наслага, што је појава коју су констатовали и претходни истраживачи (Васовић, М., 1988). Стари долински курум у изворишту поменуте реке значајан је и као показатељ континуитета палео и савремених периглацијалних процеса на Копаонику.

Механизам кретања дробине

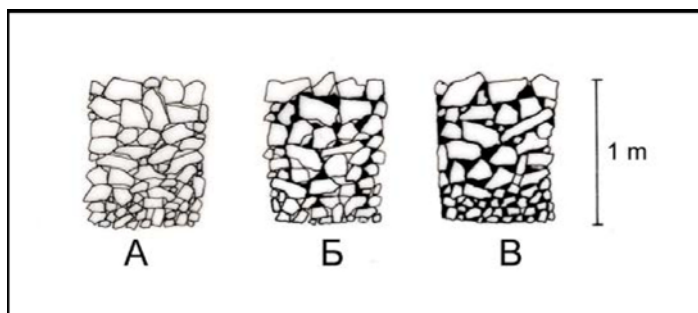
Аналитичко разматрање морфолошких одлика клизеће дробине и блокова и теренска истраживања у хладнијем делу године дала су извесне одговоре о динамици и генетском механизму настанка ове комплексне периглацијалне појаве. Чињеница је да су ове појаве констатоване само на јужној падини Сувог Рудишта и Панчићевог врха у условима врло динамичних и екстремних дневних температурних промена са интезивним осунчавањем огољене јужне падине током ведрих дана и изложености ове падине доминантном ветру из јужног квадранта. Ово има за последицу интезивније топлење снега на јужној падини, динамичније односе влажења подлоге и стенске основе, као и екстремне односе дневних колебања температуре ваздуха у приземном слоју. Уз опште оквире хладне алпске климе планине са средњом годишњом температуром око 0°C и морфолошке односе врло стрме падине нагиба $30\text{-}50^{\circ}$, то је предеони оквир за настанак масовног кретања дробине и блокова.

У оваквим предеоним и временско-климатским оквирима на јужној падини Панчићевог врха снег се интезивније топи током ведрих зимских дана или када дува топлији јужни ветар. Ово има за последицу лагано процеђивање снежнице у масу дробине и блокова у виду капи или цурака. Захваљујући чињеници да је у дробинској маси увек нижа температура ваздуха или под утицајем наглог вечерњег пада температуре, долази до мржњења снежнице са образовањем леда на комадима дробине и њиховом местимичном срастању и цементирању, што је и констатовано током једног сондажног откопавања. Овако образовани лед зими се не отапа, већ се само нагомилава због поменуте чињенице да дробинско-ледена маса стално задржава нижу температуру ваздуха. Изгледа да су најповољнији услови за описане односе током марта и априла месеца када на планини има доста снега и када је релативно већи број сунчаних дана, али и мразних или ледених ноћи. У оваквим условима сталног нагомилавања леда крајем зиме образују се компактне дробинско-ледене масе камених ледника са знатно увећаном тежином што доводи до повремених кретања преко открављене подлоге. При пролећном отапању ове целине су најдуже инертне.



Слика 3. Чеони набори формирани пред каменим рекама
(фото: С. Белиј)

По расквашеној земљаној подлози у динамичним условима њеног дневног крављења и залеђивања долази до хомогеног клизања целе дробинске зоне са урањањем чеоног дела у открављену подлогу и нагомивавањем земљаних бедема. Механизам процеса клизања ове дробинско-ледене цементирание масе сличан је клизању и кретању клизећих блокова. Потпуно или делимично везана дробинско-ледена маса као јединствена целина се креће низ падину. То се кретање одвија скоковито или лагано, на махове, али за сада немамо поузданији одговор о конкретној динамици и обиму кретања за шта је неопходно успоставити мониторинг са реперним тачкама као орјентирима. Теоријски, могућа су оба начина кретања. Током теренских истраживања запажени су примери парцијалних пробијања лучних земљаних бедема са односима суљања издигнуте дробине на земљаном бедему, што је слично пробијању земљаних бедема код клизећих блокова.



Скица. 4 Односи zasiћености клизеће дробине са ледом.

А–сува дробина, Б–иницијална фаза у депоновању леда, В–фаза zasiћености клизеће дробине ледом, односно фаза компактно цементирание дробинско-ледене масе.

Опште позно пролећно отопљавање са одсуством мразних дана постепено доводи до отапања леда у међу-дробинском простору и суфозије, односно испирања дробине са овако образованом сочницом. Кретање дробине се умртвљује до наредног повољног зимског циклуса. У летњем периоду активна су само гравитациона и бујично-пролувијална кретања са испирањем дробине кишницом.

Закључак

Према описаним односима, клизање дробине и блокова на јужној падини Панчићевог врха несумњиво је периглацијална појава карактеристична за високопланинска подручја или северне пределе периглацијалне средине. Ово кретање или клижење дробине и блокова комплексна је и сложена појава која у себи садржи односе колувијалног и мразног (криогеног) процеса са утицајем процеса солифлукције у динамичким условима наизменичног замрзавања и крављења подлоге. Изнети односи клижења дробине на Копаонику треба схватити као прилог морфогенетским проучавањима курума (камених струја и камених река) и камених ледника (онолико колико на њихово кретање утиче и сезонско замрзавање земљишта) на њиховој савременој јужној и доњој граници појављивања. На овом нивоу истраживачког поступка и теоријског познавања проблематике за констатована поља клизеће дробине и блокова на Копаонику треба претпоставити да имају извесне специфичности у погледу описаног морфогенетског механизма. За потпуније теоријске поставке ове проблематике неопходна су детаљна истраживања са мониторингом на ширем регионалном простору и другачијим условима средине. Тако је на пример за камене леднике централних Алпа на висини 2300-2500 m утврђено да се крећу 10-15 cm/год (Serpi, R., 2006), камени ледник Besibertis на Пиринејима креће се брзином 8-13 cm/год (Chuesa, J., Julian, A., 2005), али они у својој структури и подини имају далеко веће масе леда, било да потичу од реликтних ледника или пермафроста. И у самој маси активних камених ледника Алпа и Пиринеја простор између дробине и блокова масивније је попуњен ледом, док се на Копанику тај лед јавља у мањим количинама, али довољним да изазову пролећно кретање камене реке.

На основу вишегодишњих осматрања може се закључити о савременој динамици кретања камених река-курума и њиховом односу према каменим ледницима. У зимским и нарочито у пролећним месецима стичу се услови да камене струје и камене реке буду засићене ледом у простору међу блоковима и дробином и како под сопственом тежином, тако и под утицајем открављене подлоге, долази до њиховог кретања и формирања чеоних набора. Међутим, током лета су температуре сувише високе и лед и снег у потпуности се топе и камене реке задобијају привидни фосилни карактер, до наредне зиме, када се процес понавља.

На Копаонику треба наставити истраживање периглацијалних појава и облика, посебно са аспекта периглацијалних наслага које су на овој планини значајно заступљене. У том смислу као значајну чињеницу треба третирати појаву падинског курума-камене реке у изворишту Угљенске реке, као показатеља савремених услова периглацијалне средине на Копаонику.

Литература

- Baroni, C., Carton, A., Seppi, R. (2004). Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 3, pp. 243-259
- Barsch, D. (1996). Rock glaciers-Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Springer (Series in the Physical Environment, 16), 331 pp., Berlin
- Белиј, С. (1992). Савремени геоморфолошки процеси у криосфери североисточне Шар-планине. *Гласник Српског географског друштва*, 62, (1), 13-24
- Белиј, С. (2003). Геоморфолошке одлике. У монографији: Метохијске Проклетије-природна и културна баштина. Издање Завода за заштиту природе Србије, стр. 52-75. Београд
- Белиј, С. (2005). Заштита геоморфолошких феномена периглацијалне средине Проклетија и њихово вредновање. Други научни скуп о геонаслеђу Србије, Посебно издање Завода за заштиту природе Србије, 20, стр. 135-139. Београд
- Белиј, С. (2007). Објекти геонаслеђа периглацијалне средине Шарпланине. Зборник радова Првог конгреса српских географа, књ. 1, стр. 207-214, Српско географско друштво, Географски институт „Јован Цвијић“ САНУ, Географски факултет-Београд, Департман за географију, туризам и хотелијерство, Нови Сад, Београд
- Белиј, С., Дуцић, В., Миловановић, Б., Луковић, Ј., Мишчевић, И. (2004). Мразне травне хумке – туфури на ободу Пештерског поља. Заштита природе, 55/1-2, стр. 15-27, Завод за заштиту природе Србије, Београд
- Белиј, С., Нешић, Д. (2005). Геоморфолошки облици периглацијалне средине на Старој планини, њихова заштита и менаџмент. Посебно издање Завода за заштиту природе Србије, 20, стр. 155-158. Београд
- Белиј, С., Нешић, Д., Миловановић, Б. (2008). Савремени геоморфолошки процеси и облици рељефа периглацијалне средине Старе планине. Заштита природе, 59/1-2, стр. 19-50, Завод за заштиту природе Србије, Београд.
- Белиј, С., Нешић, Д., Миловановић, Б. (2008). Савремени геоморфолошки процеси и облици рељефа периглацијалне средине Копаоника. Елаборат, годишњи извештај по пројектној теми „Геодиверзитет и објекти геонаслеђа периглацијалне средине на планинама Србије (2006-2010)“, стр. 1-46, Архив Завода за заштиту природе Србије, Београд
- Васовић, М. (1988). Копаоник. Посебна издања Српског географског друштва, књ. 65, стр 1-238, Београд.
- Washburn, A. L. (1988). *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London
- Grabherr, G., Gottfried, M., Pauli, H. (2001). High Mountain Environment as Indicator of Global Change. Book Chapter in: G. Visconti et al. (eds). *Global Change and Protected Areas*, pp. 331-345, *Advances in Global Change Research*, vol. 9, Kluwer Academic Publishers, Netherland
- Група аутора, (1970). *Osnovna geološka karta SFRJ, list Novi Pazar 1:100 000*. Savezni geološki zavod, Beograd.
- Darwin, C. R. (1845). *Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of H. M. S. Beagle round the world, under command of Capt. Fitz Roy*. John Murray, London
- Everdingen, van, R. (2005). *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. National Snow and Ice Data Center, Boulder
- Evin, M., Fabre, D. (1990). The distribution of permafrost in rock glaciers of the southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, 1, pp. 57-71, Elsevier, Amsterdam
- Ikeda, A. (2004). *Rock Glacier Dynamics near the Lower Limit of Mountain Permafrost in the Swiss Alps*. A dissertation submitted to the Doctoral Progra, in *Geoscience for the degree of Doctor of Philosophy in Science*, pp. 1-107, University of Tsukuba
- Ilyina, L. S., Mayzenberg, M. S. (1996). Kurum (stony) soils with suspended profile and the role of phytosystems in their formation. *Eurasian soil science*, 28, 10, pp. 70-86, Birmingham
- Millar, I. C., Westfall, D. R. (2008). Rock Glaciers and related periglacial landforms in the Sierra Nevada, CA, USA; inventory, distribution and climatic relationships. *Quaternary International*, 188, 1, pp. 90-104, Elsevier, Amsterdam
- Нешић, Д., Милинчић, М. (2004). Специфичности високопланинских клизишта на примеру НП Копаоник. Заштита природе, 55/1-2, стр. 5-14, Завод за заштиту природе Србије, Београд.
- Pernety, A. J. (1771): *The History of a Voyage to the Malouine (or Falkland) Island, made in 1763 and 1764*. T. Jefferys, pp. 1-294, London
- Радовановић, М. (2001). Утицај рељефа и атмосферске циркулације на диференцијацију климата у Србији. Рукопис докторске дисертације, Географски факултет, Београд.
- Refsnider, A. K., Brugger, A. K. (2007). Rock glaciers in central Colorado, USA, as indicators of Holocene climate change. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 39, 1, pp. 127-136, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado
- Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M. (2007). Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valey, Italy. *Quaternary Research*, 68, 3, pp. 353-363, Elsevier, Amsterdam
- Rosenbaum, M. (1996). Stone runs in the Falkland Islands. *Geology Today*, 12, pp. 151-154. [Geological Society of London](http://www.geologicalsocietyoflondon.org.uk/)
- Schrott, L. (1996). Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supl. Band 104*, s. 161-173, Berlin-Stuttgart

- Seppi, R. (2006). Rock glaciers of the Central Alps as environmental indicators (Adamello-Presanella Group and eastern sector of the Ortles-Cevedale Group). PhD Thesis, Earth Science Department, University of Pavia
- Serrano, E., San Jose, J. J., Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 1-4, pp. 285-296, Elsevier, Amsterdam
- Смаилагић, Ј. (1995). Клима Кораоника. Републички хидрометеоролошки завод, Београд
- Smailagić, J. (2002). Klimatske karakteristike Ravnog Kopaonika. Zbornik radova I konferencije "S planinom u novi vek", Društvo prijatelja Kopaonika, str. 83-88, Kopaonik.
- Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е. (1983). Терминология перигляциальной геоморфологии. Издательство «Наука», 1-201, Москва.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. p. 3-458, Wiley, Chichester
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77, 142 pp., ETH Zürich
- Höllermann, P. (1983). Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 67, 72 pp., Bonn
- Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Woodward, J. C. (2003). Relict rock glaciers as indicators of Mediterranean paleoclimate during the last Glacial maximum (Late Würmian) in northwest Greece. *Journal of Quaternary Science*, 18, 5, pp. 431-440, Wiley, New York
- Humlum, O. (2000). The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35, 1-2, pp. 41-67, Elsevier, Amsterdam
- Capps, S. R. Jr. (1910). Rock glaciers in Alaska. *Journal Geologic*, 18, pp. 359-375.
- Chueca, J., Julian, A. (2005). Movement of Besiberris Rock Glacier, Central Pyrenees, Spain: data from a 10-Year Geodetic Survey. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 2, pp. 163-170, INSTAAR, University of Colorado

DRAGAN NEŠIĆ¹
 SRĐAN BELIJ²
 BOŠKO MILOVANOVIĆ³

MECHANISM OF GENESIS OF SLIDING BLOCK FIELDS ON THE SOUTH SLOPE OF PANČIĆ'S PEAK (2017 m), KOPAONIK

Introduction

Serbia is located approximately in the middle of the north temperate zone, i.e. in the central part of the Balkan Peninsula, where there are several mountains the highest parts of which enter the present periglacial altitude zone. One of those mountains is Kopaonik (2017 m), the highest parts of which enter the high-mountainous periglacial zone, above the upper forest border. Several forms and occurrences of periglacial environment have been registered on the southern border of presence and occurrence in the mountains of the South Eastern Europe. This is why these forms, as relatively rare phenomena, are significant and interesting for research, especially within periglacial geo-diversity of Serbia.

New field research in Kopaonik established the occurrences of complex and slow thermogenic landslides (Nesic, D, Milincic, D, 2004), then frosty occurrences in the soil, such as sorting of creep or frosty grass hummocks – tuffs and migrating clods. There is a significant presence of detritus strata of soil destroyed by frost (Vasovic, M, 1988) and erosion nivation and frosty forms, whereas occurrences of sliding blocks are relatively rare. Especially, the occurrence of sliding block fields has been established (Belij, S, 1992), which is going to be the main subject of our consideration.

Research to date

It is general knowledge that in the conditions of the cold mountainous climate intensive temperature and frosty demolishing of rocky foundation is performed with forming of large surfaces with creep and blocks. Such strata often separate as stone sea, crioclastic karst, detritus or slope strata or *kurums* (stone rivers), which is the generally accepted Siberian term (Тимофеев, А.Д., Втюрина, А. Е., 1983; Everdingen van, R., 2005). If these products of decomposition remain on the point of creation, i.e. unless they are not seized by movement, they are called block fields (in English terminology or *felsenmeer* in German terminology).

Often, these frost-made strata are caught in movement and if the agent that moves these strata, in addition to primary gravitation, is a complex of periglacial processes (frosty, snow-patch, snowy and eolian processes), then these occurrences are called *kurums*, stone streams (поток каменный), stone rivers (река каменная), stone currents, fields of sliding creep or other (Тимофеев, А. Д., Втюрина, А. Е., 1983; Belij, S, 1992).

These forms are best described in the Falkland Islands, ever since Pernety and Darwin (Pernety, A. J., 1771; Darwin, C. R., 1845; Thomson, C. W., 1877; Davison, C.,

¹ **Dragan Nešić, MSc**, geomorphologist, Serbian Nature Protection Institute, Nis, Vozdova 14/2, e-mail: nesic@zzps.rs

² **Srdjan Belij, MSc**, geomorphologist, Serbian Nature Protection Institute, Novi Beograd, dr Ivana Ribara 91, e-mail: sbelij@zzps.rs

³ **Boško Milovanović, MSc**, climatologist, Geographical Institute "Jovan Cvijic", Serbian Academy of Sciences and Arts-SANU, Beograd, Djure Jaksica 9, e-mail: paleoklimat@yahoo.com

1889), when the term “stone river” came into use, to modern research that has established the periglacial nature of stone rivers (Rosenbaum, M., 1996; Stone, P., 2000; Hall, K., 2002; Hansom, J. D., Evans, D. J. A., Sanderson, D. S. W., Bingham, R. G., Bentley, M. J., 2008; Wilson, P., Bentley, M. J., Schnabel, C., Clark R., Xu, S., 2008; Andre, M. F., Hall, K., Bertran, P., Arocena, J., 2008), but with the impact of the structure, lithology and long period of tundra climate (Joyce, J. R. F., 1950). In our surroundings they are described in the mountain Vitosha in Bulgaria (www.park-vitosha.org), in the mountains Pelister and Korab in Macedonia (Stojadinovic, C, 1962), in Sar Planina (Belij, S, 1992, 2007), in Stara Planina (Belij, S, Nestic, D, 2005; Belij, S, Nestic, D, Milovanovic, B, 2008), in Prokletije (Belij, S, 2003, 2005), and they are observed in bigger number in the Romanian Carpates, in Rila, Balkan and Pirin in Bulgaria, in Durmitor in Montenegro etc. Each of these occurrences of movement of crioclastic strata has its specificities according to the genetic mechanism of movement or morphological relations and position in the relief. One of the problems is certainly insufficient theoretical-terminological definition of this phenomenon, as well as the lack of its comprehensive classification and systematisation on the genetic principle.

Another problem is the relation of stone rivers and stone currents and rock glaciers, which, as a very attractive subject of research, are given in detail for many periglacial areas of high latitudes and high mountains, from pioneers of these research (Capps, S. R. Jr., 1910), through classic research (Höllermann, P., 1983; Haeberli, W., 1985; Washburn A. L., 1988; Evin, M., Fabre, D., 1990; Barsch, D., 1996; Schrott, L., 1996), to modern research (Humlum, O., 2000; Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Woodward, J. C., 2003; Ikeda, A., 2004; Baroni, C., Carton, A., Seppi, R., 2004; Seppi, R., 2006; Serrano, E., San Hose, J. J., Agudo, C., 2006; French, H. M., 2007; Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007; Refsnider, A. K., Brugger, A. K., 2007; Millar, I. C., Westfall, D. R., 2008). From the initial descriptive notes on the occurrence of rock glaciers themselves, through detailed inventories and catalogues and connection with climate conditions, to modern instrumental measures of movement and establishing the manner of formation and mechanisms of movement of rock glaciers, it is all covered by the works of geo-morphologists, hydrologists and ecologists, with modern tendencies towards ecologisation of the problem and defining rock glacier as a sensitive indicator of modern climate changes (as all other occurrences in periglacial environment). A significant share of frozen soil (permafrost) in the mechanism of movement of rock glaciers separates them from stone rivers and stone currents where ice occurs only in the space between blocks and creep, which is the main difference, however, it is interesting that in Kopaonik there is a transient form with the combination of the movement mechanism of both groups of forms.

On the south slope of Pancic's Peak (2017 m), a few occurrences of movement of creep of various surface, granulation and relations of occurring in the relief have been established. These occurrences in Kopaonik have the characteristics of a crioclastic creep seized by movement under the influence of the complex of colluvial and periglacial processes, by which they correspond to the periglacial occurrences. Considering that over several years of observation active movement of creep was established, this occurrence is in the domain of modern periglacial processes.

Picture 1. Stone rivers - *kurums* on the south slope of Pancic's Peak, photo: S. Belij

General features of the areas with sliding block fields

The area of Suvo Rudiste (1976 m), of Pancic's Peak (2017 m) and Nebeske stolice (1913 m) corresponds to the spacious haystack mountainous form that rises over high Kopaonik area. This area with the stated mountain peaks is prominent as the highest or

central Kopaonik. For the most part it is made of Kopaonik metamorphites, paleosoic sericite-chlorite slates and crystal limestone, dolomites, marble and calc-schist, and there are also the rocks of Kopaonik granitoid complex, as well as the rocks of ultrabase metamorphites, i.e. harzburgites (Group of authors, 1970).

The south slope of Pancic's Peak (2017 m) towards the valley of the Ugljenska River is made of sericite-chlorite slates, but on the periphery of this area there are also the rocks of harzburgites and metamorphic carbonate complex. This is a very complex slope that connects Pancic's Peak with Nebeska Stolica (1913 m) and presents a classic polygon with the biggest concentration of creep moving down the slope, because it turned out that in many mountains a tumultuous dynamics of periglacial slope processes is directly dependant on the combination of frequent freezing and direct insolation. In addition to these occurrences on the eastern slope of Pancic's Peak there are individual sliding blocks, and towards Nebeska Stolica a series of cryoplanation plateaux. All these periglacial occurrences and forms are in the altitude zone of 1750-2000 m on the mountain side above secondary upper forest border, in the ecotone forest-tundra, with mountain dark fertile soil overgrown by grassy vegetation and low flattened juniper bush.

The climate characteristic of periglacial environment of mountain Kopaonik

The climate of mountain Kopaonik is influenced by continental and maritime air masses. The distance between this mountain and the Adriatic sea is 200km (approximately). Thus, between Kopaonik mountain and Adriatic sea there is a system of high mountain ranges which reduces maritime influence. On the other hand, Sar planina mountain and mountain Skopska Crna gora (with northeast-southwest direction) are obstacle for the maritime influence from the south (from Aegean sea). Vasovic M. (1988) quote: "Certain influences of Mediteranian sea are reaching Kopaonik mountain from the southwest and south through the Kosovo and Metohia, by the valleys of rivers Vardar and Lepenac. The continental influence are encountering from the north across relatively low altitude terrain of Sumadija and the valleys of rivers Velika and Zapadna Morava.

For the air temperature analysis, the data from the station Kopaonik (1710m a.s.l) are used. The data are taken from Smailagic J. (1995) and consider period from 1950-1994. However, for the presentation of the extreme air temperatures and number of days with characteristic temperatures, data for the period 1991-2005 are used⁴. The data from the peak Pancicev vrh (2017m a.s.l) are also shown, but there are only data for the period 1949-1957 and 1968-1970.

According to the data in Table 1, the coldest month on the mountain Kopaonik is January with average monthly air temperature of -6,0°C. This month is colder than February for 0,8°C. On the other hand, the warmest month is August which is warmer than July for 0,3°C. This "sliding" of the warmest month is not unusual in the higher mountain terrain.

Table 1. The average monthly and annual air temperatures on mountain Kopaonik (period 1950-1994) and peak Pancicev vrh (period 1949-1957; 1968-1970)

| Station name | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|--------------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|-----|-----|------|------|-----|
| Kopaonik | -6 | -5,2 | -2,7 | 1,3 | 6,2 | 9,5 | 11,6 | 11,9 | 8,5 | 4,3 | -0,1 | -3,8 | 2,9 |
| Pancicev vrh | -7,4 | -6,9 | -5,1 | -0,7 | 4,7 | 8,4 | 10,1 | 10,2 | 7,3 | 4,2 | -0,6 | -3,6 | 1,7 |

⁴ The data for the period 1950-1994 exist only as a calculated mean values and for the period 1991-2005 the data for each year in time series were available

The average monthly air temperature of the warmest month is important because W. Koppen had determined that height of 10°C isotherm is often taken as a vertical forest border and can be significant indicator of vertical differentiation of climate.

The data from the peak Pancicev vrh indicate that isotherm of the warmest month is located on a higher altitude. However, concerning the fact that time series from this station is not long enough, and that vegetation is still just circumstantially indicator of vertical differentiation of climate, we have tried to determine transition from mountain to high mountain climate zone by use of temperature gradients.

Smailagic J. (1995) gives monthly values of temperature gradient for 11 stations surrounding Kopaonik mountain. Values of these gradients in August varies from 0,53°C/100m (profile Kursumlija-Kopaonik) to 0,72°C/100m (profile Podujevo-Kopaonik). Because of the inhomogeneity of time series, and specific location of the stations as well, we used average value of these gradients (0,61°C/100m - calculated as a mean value of 11 station pairs set against Kopaonik). By use of this value of temperature gradient, isotherm of 10,0° of the warmest month is located between 1950-2000m a.s.l.

The absolute maximum temperature in period 1991-2005 is noticed on July 27th in a year 2000. The absolute minimum temperature is noticed on January 31st in a year 1991 (-23,5°C). The absolute minimum temperature in a period 1950-2005 is recorded on 25th of January 1954 dropping to -26,6°C. Concerning the altitude of mountain Kopaonik, this is not impressive minimum of air temperature. In Sjenica which is one of the well known “poles of coldness” in Serbia (but on a 700m lower altitude than Kopaonik) in a January of 1991 air temperature of -34,8°C is recorded. Such a relatively high minimum temperatures could be caused by location of a station on a slightly inclined and plain side (there is no “favourable” conditions for the air stagnancy and its constant cooling).

Misic (1964) concerning vertical distribution of vegetation on mountain Kopaonik quote: “The temperature inversion on mountain Kopaonik induce changes in vegetation zonation. In a valley of a river Samokovska reka, where cold and wet air masses and a large masses of slow melting snow are restrained, spruce is presented without any deciduous species, although this valley is lowering to 1350m a.s.l.

Concerning fact that the theme of this paper is periglacial environment on mountain Kopaonik, where ice and frost days, and days with snow cover as well are important factors, frost potential model (developed by Belij S. et al) is shown (equation 1).

$$F_p = F_d - I_d - SC_d \quad \text{equation 1}$$

where F_p - frost potential; F_d – number of frost days; I_d - number of ice days; SC_d – days with snow cover;

By applying shown equation on the data from the mountain Kopaonik we get results presented in Table 2.

According to the data from the Table 2, we can see that average value of frost potential on the mountain Kopaonik is “just” 15,2 days. In comparison with a plateau of Pestesko polje where the frost potential value is 46, we can conclude that this potential on the mountain Kopaonik is relatively low. However, it should be kept in mind that the data are gathered from the station where there is no suitable conditions for the frosting of soil. On the other hand, on a places with good predispositions for the retention of a cold air it could be expected that the frost potential will be higher, specially if monthly dynamics is concerned (Table 3).

Table 2: Multiannual dynamics of frost potential on the mountain Kopaonik (period 1991-2005)

| Year | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Sum |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| 1991 | -22 | -19 | -12 | -7 | 3 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 10 | -18 | 15 |
| 1992 | -21 | -19 | -14 | -7 | 4 | 0 | 0 | 0 | 2 | 6 | 0 | -16 | 12 |
| 1993 | -22 | -19 | -22 | -7 | 1 | 1 | 0 | 0 | 4 | 4 | -3 | -12 | 10 |
| 1994 | -17 | -14 | -6 | 9 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 4 | -12 | 27 |
| 1995 | -9 | -6 | -15 | -18 | -1 | 0 | 0 | -1 | 2 | 9 | -16 | -16 | 11 |
| 1996 | -18 | -22 | -23 | -12 | -1 | 2 | 0 | 0 | 8 | -3 | 2 | -12 | 12 |
| 1997 | -17 | -14 | -15 | -18 | -4 | 0 | 0 | 0 | 1 | 8 | 4 | -18 | 13 |
| 1998 | -18 | -15 | -19 | 1 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | -10 | -17 | 15 |
| 1999 | -26 | -23 | -12 | -10 | 2 | -1 | 0 | 0 | 0 | 8 | 8 | -6 | 18 |
| 2000 | -20 | -18 | -14 | -10 | 3 | 1 | 0 | 0 | 3 | 10 | 6 | -4 | 23 |
| 2001 | -14 | -17 | 0 | -3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 3 | 5 | -3 | -29 | 12 |
| 2002 | -12 | -9 | -14 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 3 | 11 | 4 | -15 | 19 |
| 2003 | -27 | -24 | -18 | -13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | -1 | 11 | -3 | 12 |
| 2004 | -17 | -15 | -18 | -4 | 7 | 0 | 0 | 0 | 2 | 3 | -10 | 1 | 13 |
| 2005 | -28 | -25 | -19 | -1 | 3 | 3 | 0 | 1 | 0 | 6 | 3 | -19 | 16 |
| Aver v. | 0 | 0 | 0 | 0,7 | 2,4 | 0,6 | 0,0 | 0,1 | 2,0 | 5,9 | 3,5 | 0,1 | 15,2 |

Table 3: Appearance probability (%) of ice and frost days with a datum of average beginning and ending of a days with snow cover (Smalagic J. 1995)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|----------------------|--|----|-----|----|----|----|---|------|----|----|----|-----|-----|
| Ice days | 70 | 67 | 44 | 17 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 26 | 49 | 23 |
| Frost days | 99 | 98 | 92 | 67 | 18 | 2 | 1 | 0 | 11 | 40 | 71 | 92 | 48 |
| Days with snow cover | Average ending May 12 th | | | | | | Average beginning October the 13 th | | | | | | |

According to the data from the Table 4, average amount of precipitation on the mountain Kopaonik is 917,9 mm (period 1950-1994). This is relatively low amount of precipitation considering altitude of this station. Radovanovic M. (2001) quotes: "In a western part of Serbia, stations on the altitude above 1000m a.s.l. receive over 1000mm". This author explained that relatively low amount of precipitation on the mountain Kopaonik is caused by the position of the main ridge of the mountain Kopaonik regarding direction of wet masses.

Table 4. The average monthly and annual amount of precipitation on the mountain Kopaonik Средње месечне и средња годишња количина падавина на Копеонику (period 1950-1994)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Annual y |
|----------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|----------|
| Kopaonik | 55,1 | 54,4 | 61,2 | 71,9 | 111,1 | 116,6 | 95,4 | 79,3 | 68,2 | 68,8 | 73,5 | 62,4 | 917,9 |

In a pluviometric regime there are two maximums and two minimums of precipitation.

Primary maximum is in June, and secondary one is in November. Primary minimum is in February, and a secondary one in September. Despite larger amount of precipitation in a warmer half of a year (59%), it can not be concluded that the pure continental pluviometric regime is represented on the mountain Kopaonik. Rakicevic T. (1979) quotes: "The pure continental pluviometric regime is determined with one maximum of precipitation in the beginning of summer, and with one minimum of precipitation during winter months". Thus, as a modification of this type Vujevic P. (1953) instigate Danube variant with the maximum of precipitation on a late spring and in October, and the driest

month is February. Rakicevic T. (1979) quotes that secondary maximum of precipitation beside October could be found in November and December.

Wind is highly dependant of spatial distribution of anticyclones and cyclones (flow direction is determined by pressure difference), but in a mountain terrain, relief is also an important factor of wind direction. On the mountain Kopaonik, on annual scale the most frequent wind is from the southwest direction (during seasons this direction of wind is the most frequent as well). Exception is summer when the wind from northeast direction is represented. Also, it is rationale to assume that with higher altitudes wind speed is growing. Radovanovic M. (1995) quotes: "During the movement of the air above the topographic obstacles, wind flow is constantly adjusting to the terrain and becoming strong on the saddles". Smailagic J. (1995) quotes: "On the mountain Kopaonik, during all months of the year, winds are stronger then in a lower parts of this terrain. The differences between average speed of wind in January is 1,2-1,5m/s and in August 0,9-1,0m/s. The highest wind speed is recorded in the February 1951 (8,1m/s) and 7,7m/s in a October of 1955. We can conclude that the wind speed could be much higher than those shown in the Table 5".

Table 5: The average monthly wind speed (m/s) on the mountain Kopaonik (Smailagic J. 1995)

| Month | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Annual |
|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|--------|
| Speed | 4,2 | 4,2 | 4,3 | 4,3 | 3,7 | 3,6 | 3,3 | 3,2 | 3,4 | 4,0 | 4,1 | 4,4 | 3,9 |

Morphological features of sliding block fields

On the south slope of Panic's peak (2017 m) several dozen areas with sliding creep have been established. These areas have different morphological features that are determined by climate conditions, as well as other local orographic factors, i.e position on the slope, relation with other sliding areas of creep and genetic relations in the process of movement of creep.

Picture 2. Detail in the area among blocks and creep with ice, photo: S. Belij

On shorter lateral slopes, the most often found are the forms of sliding creep in the form of stretched, frontally arching, stripes of creep 5-15 m long and 1-5 m wide, with arching soil walls 0.5-1.5 m high (Sk. 2, Profile A). These soil walls, in addition to the frontal creep stripes are present laterally as well, with gradual reduction towards the end of the creep surface. Within such stretched, lingulate and elevated zones there are creep and blocks of centimetre and decimetre dimensions, where it has been observed that shorter stripes have smaller creep, and vice versa, longer stripes and creep tongues have larger creep and blocks. In the central part of these stretched arching creases creep has been washed away, whereas on the side and frontally towards the soil walls creep plunges into these strata.

In the central part of the south-south west slope, where countinous slope is significantly long, sliding creep has different morphological features. Here, there are narrow and long creep areas, real stone rivers, in some places even over 100 m long, with width of 10-20 m (Sk. 3, Profile B). In these creep areas the height of soil walls is somewhat lower than in the previously stated and is 0.5-1 m. These sliding creep areas in some places grow together laterally, thus forming a complex zone of creep and soil walls. In the area of depression a complex discontinuous and wide river of creep and blocks and arching soil walls was formed, in the length of several hundred metres. It is a complex river of sliding creep and blocks and soil walls that accompanies tipographic surfaces. Thus, it is observed that creep currents in the depression diverge and converge, or they slide laterally, in relation

to the slide, down local slopes forming asymmetry in the accumulation of creep and establishment of side soil walls. All this gives the impression that creep and blocks move in all directions where general and local slopes allow this to happen. This large and stretched stripe of creep and blocks observed as a whole corresponds to the type of a real stone stream or stone river (поток каменный, река каменная, курум, Тимофеев, А. Д, Втюрина, А. Е, 1983) seized by present complex colluvial-periglacial movement.

Sk. 3. Types of sliding creep (*kurums*) on the side of Pancic's Peak (2017 m). A–profile of stretched lingulate stripes of sliding creep, B–profile through stone stream or stone river, classic form of *kurum* caught by movement, V–profile through valley, covered *kurum* in the spring area of the Ugljanska river. Explanation: 1–soil wall, 2–fields of sliding creep.

In both examples of morphological presence of the fields of sliding creep, the layer of these clastic strata is 0.5-1.5 m thick. Somewhat thicker is creep observed in arching creep zones outside of depression, while in the area of this depression in the direction of a stone stream there is a marked thickness of creep of 0.5-1 m. In one open sondage profile a relation was noted of larger creep to the area and smaller creep in the slope of these sliding strata, where smaller creep at the bottom of the profile plunged in the soaked mass of dark fertile soil. According to the lithological foundation of the souther slope of Pancic's peak, sliding creep is made of sericite-chlorite slates, and the chunks of quartz have been ascertained. It has been observed that creep chunks on the surface have a dark colour due to lichens, rare moss, while in the inside of this profile these rocks are light yellow and rinsed, which indicates the suffocation relations. The dark colour of the rock on the surface of the profile is especially significant when warmed by direct solar radiation. It has been noted in the field that snow melts quicker around dark creep chunks that stick out. Soil walls in front of the sliding creep correspond to various stages of their formation. (Sk. 4) starting from the stage of lifting of clods (A), the stage of certain standstill in the direction of the wall (B) and the stage of breaking through the soil wall (V).

Sk. 4. The stages of formation of soil walls on the front of the field of sliding creep. A–stage of lifting soil clods, B–stage standstill of soil walls in the maximum of alevation, V– stage of breaking through the soil wall.

In the spring area of the Ugljanska river, directly above the spring of the river, hilly strata of creep have been established, covered by continuous pedologic-grass cover (Sk. 3, profile V). These strata are directly laterally in relation to the mentioned shallow depression with an active stone river. According to this position and hilly pattern they give the impression of old crioclastic strata or *kurum*, which, according to the position in the valley, may be declared as valley, covered *kurum* (курум долинный, Тимофеев, А. Д, Втюрина, А. Е, 1983). Underneath these strata it can be clearly seen the bend/curve of the regressive fluvial erosion of the spring area of the Ugljanska river.

Based on the aforesaid, it may be said that the valley *kurum* in the spring area of the Ugljanska river an indicator of older periglacial stages in Kopaonik that were generally manifested in significant formation of crioclastic and thermogenic strata, which is a phenomenon established by the previous researchers as well (Vasovic, M, 1988). Old valley *kurum* in the spring area of the river is significant also as an indicator of the continuity of paleo- and present periglacial processes in Kopaonik.

Mechanism of creep movement

Analytical consideration of the morphological features of sliding creep and blocks and field research in colder part of the year gave certain answers as to the dynamics and

genetic mechanism of formation of this complex periglacial phenomenon. The fact that these occurrences have been established only on the south slope of Suvo Rudiste and Pancic's Peak in the conditions of very dynamic and extreme daily temperature changes with intense insolation of the bare south side during clear days and exposure of this side to a dominant wind from the south quadrant. This leads to the more intensive melting of the snow on the south side, more dynamic relations of moistening of the surface and rock foundation, as well as extreme relations of daily fluctuations of air temperature in ground stratum. With general range of cold alpine climate, mountains with average annual temperature of around 0°C and morphological relations of a very steep side with slope of 30-50°, this is a zone framework for formation of massive movement of creep and blocks.

Picture 5. Frontal creases formed in front of stone rivers, photo: S. Belij

In such areal and weather-climate range on the south slope of Pancic's peak snow melts more intensely during clear winter days or when there is warm south wind. This leads to slow filtering of slush-flow into the mass of creep and blocks in form of drops or drips. Due to the fact that the air temperature in the creep mass is always lower or under the influence of rapid evening fall of temperature, there is freezing of slush-flow with formation of ice on the chunks of creep and their growing together here and there and cementing, which was established during one sondage digging. Such formed ice does not thaw in winter, but only builds up due to the stated fact that creep-ice mass constantly retains lower air temperature. It seems that the most favourable conditions for the described relations during March and April when there is a lot of snow in the mountain and when there is a relatively higher number of sunny days, but also of frosting and freezing nights. In these conditions of constant building up of ice, at the end of winter there is formation of compact creep-ice mass of stone glaciers with significantly increased weight which leads to occasional movement across thawed surface. In spring thawing, these forms are inert the longest. On soaked soil in dynamic conditions of its daily thawing and freezing there is homogenic sliding of the entire creep zone with plunging of the frontal part in the thawed soil and building up of soil walls. The mechanism of the sliding process of this creep-ice cemented mass is similar to the sliding and movement of the sliding blocks. Completely or partially connected creep-ice mass as a uniform whole moves down the side. This movement unfolds rapidly or slowly, intermittently, but so far we do not have a more reliable answer on specific dynamics and scope of movement for which it is necessary to establish monitoring with a reference point as landmarks. In theory, both modes of movement are possible. During field research there were examples of partial breakthroughs of arching soil walls with relations of rolling of elevated creep on the soil wall, which is similar to the breakthrough of soil walls with sliding blocks.

General late spring warming with the lack of frosty days gradually leads to thawing of ice in inter-creep area and suffotion, i.e. rinsing of creep with such formed meltwater. Movement of creep then stops until next favorable winter cycle. In the summer period only gravitation and torrentuous-proluvial movements are active, with rinsing of creep with rain wash.

Sk. 6 Relations of saturation of sliding creep with ice. A–dry creep, B–initial phase in deposits of ice, V–phase of saturation of sliding creep with ice, i.e. phase of compactly cemented creep-ice mass.

Conclusion

According to the described relations, sliding of creep and blocks on the south slope of Pancic's peak is undoubtedly a periglacial phenomenon characteristic for high-mountain areas or north areas of periglacial environment. This movement or sliding of creep and

blocks is a complex occurrence that entails relations between colluvial and frosting (criogenic) processes with the impact of the process of solifluction in dynamic conditions of alternating freezing and thawing of the surface. Presented relations of sliding of creep in Kopaonik should be understood as an addition to morphogenetic studies of *kurum* (stone currents and stone rivers) and stone glaciers (inasmuch their movement is influenced also by seasonal freezing of the soil) on their present southern and lower border of occurrence. On this level of research procedure and theoretical knowledge on the matter for the stated fields of sliding creep and blocks in Kopaonik, it should be presumed that they have certain specificities in terms of the described morphogenetic mechanism. For more complete theoretical assumptions on this matter further research is needed with monitoring on wider regional area and different environment conditions. For example, for stone glaciers of the central Alps on the height of 2300-2500 m it was established that they are moving 10-15 cm/year (Seppi, R., 2006), stone glacier Besiberris in Pyrenees moves with the speed of 8-13 cm/year (Chueca, J., Julian, A., 2005), but they have far larger masses of ice in their structure and foothill, whether they originate from relict glaciers or permafrost. Also, in the mass of active stone glaciers of the Alps and the Pyrenees the area between creep and blocks is more massively filled with ice, whereas in Kopaonik this ice occurs in smaller quantity, but sufficient to cause spring movement of a stone river.

Based on several years of observations a conclusion may be reached on present dynamics of movement of stone rivers-*kurums* and their relation to stone glaciers. In winter, and especially in spring months, conditions are established for stone currents and stone rivers to be saturated by ice in the space among the blocks and creep, and due to its own weight as well as under the influence of the thawed surface, the movement and formation of the frontal creases occur. However, during summer the temperatures are too high and ice and snow melt completely and stone rivers adopt a seemingly fossil character, until next winter when the process repeats.

In Kopaonik the research of periglacial occurrences and forms should be continued, especially from the aspect of periglacial strata that are significantly present in this mountain. In that sense, we should treat as a significant fact the occurrence of slope *kurum*-stone river in the spring area of the Ugljenska River, as an indicator of the present conditions of the periglacial environment in Kopaonik.

References

See references on page 49

