MONITORING HYDROMETEOROLOGICKÝCH PROCESŮ NA MALÝCH POVODÍCH VE VYSOKOHORSKÉM PROSTŘEDÍ, PŘÍPADOVÁ STUDIE JEZERO ADYGINE, ŤAN ŠAN, KYRGYZSTÁN

Miroslav Šobr[1], Hana Beitlerová[1], Bohumír Janský[1]

Abstrakt

Příspěvek se zabývá detailním rozborem ledovcového hydrologického režimu a jednotlivých faktorů, které jej ovlivňují v oblasti glaciálního jezera Adygine (Ťan Šan, Kyrgyzstán). Jezero patří do soustavy mladých jezer lokalizovaných v oblasti pod čelem ustupujícího ledovce a řadí se mezi potenciálně nebezpečná jezera z hlediska stability jejich hráze a případného průvalu. Sledován je pohyb hladiny v závislosti na klimatických podmínkách oblasti, přítok tavných vod do jezera a kapacita podzemních odtokových kanálů.

Klíčová slova: monitoring glaciálních jezer, ledovcový hydrologický režim, ledovec Adygine

1. Úvod

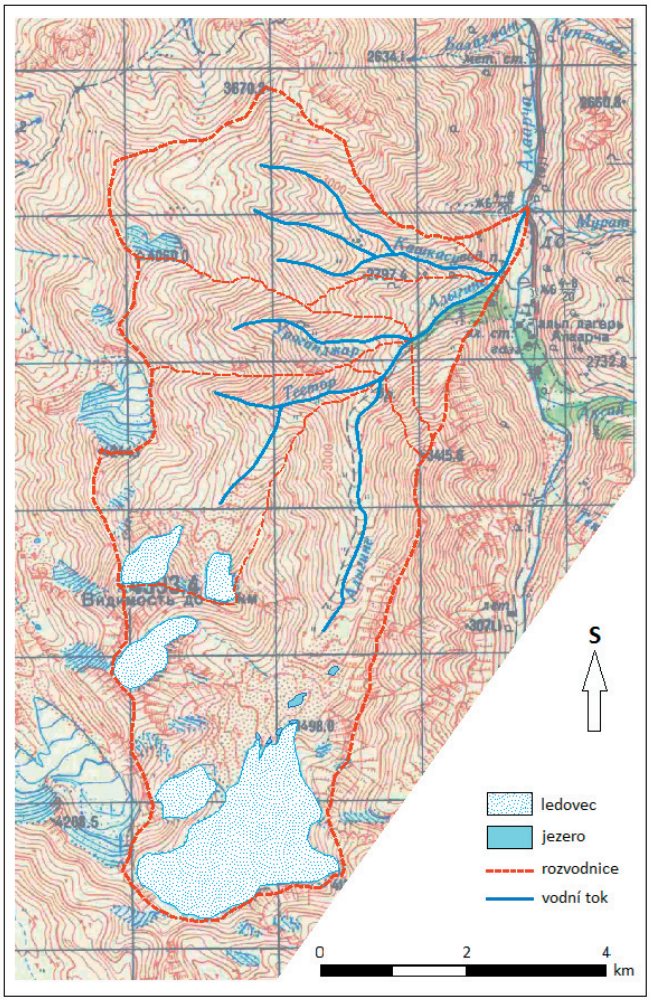
Monitoring hydrometeorologických procesů je součástí projektu zahraniční rozvojové spolupráce RP/9/2007 Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer, který se zabývá sledováním hydrologických poměrů ledovcových jezer, u kterých hrozí protržení hráze a následný vznik povodní a bahnotoků ohrožujících zalidněná údolí a infrastrukturu v níže položených oblastech. Velký důraz je kladen na jezera lokalizovaná v Kyrgyzském hřbetu pohoří Ťan Šan, v údolích ústících do nejhustěji osídlené Čujské doliny včetně hlavního města Biškek.

Zkoumaná oblast jezera a ledovce Adygine se nachází v oblasti NP Ala-Arča, na severní straně Kyrgyzského hřbetu pohoří Ťan Šan, cca 30 km jižně od hlavního města Biškek. Národní park je nejstarším v Kyrgyzstánu a je situován v nejvyšší části Kyrgyzského hřbetu. Hydrologický systém sestává z nevelkého ledovce Adygine (4,07 km^2), ze kterého voda odtéká do dynamicky se vyvíjející kaskády ledovcových jezer a dále do říčky Adygine, která asi po 6 km ústí z levé strany do řeky Ala-Arča (Obr. 1), základní morfometrické charakteristiky povodí řeky a jezera Adygine jsou v tabulce 1.

Tab 1: Základní charakteristika povodí řeky Adygine a dílčího povodí jezera Adygine.

Povodí řeky Adygine	
plocha povodí	39,57 km^2
délka rozvodnice	31,2 km
nejvyšší bod	4 393,4 m n. m.
nejnižší bod	2 020 m n. m.
prům. sklon pov.	37,7 %

Povodí jezera Adygine	
plocha povodí	6,51 km^2
délka rozvodnice	10,1 km
nejvyšší bod	4 110,7 m n. m.
výtok jezera	3 542 m n. m.
prům. sklon pov.	22,2 %



Obr. 1: Povodí řeky Adygine

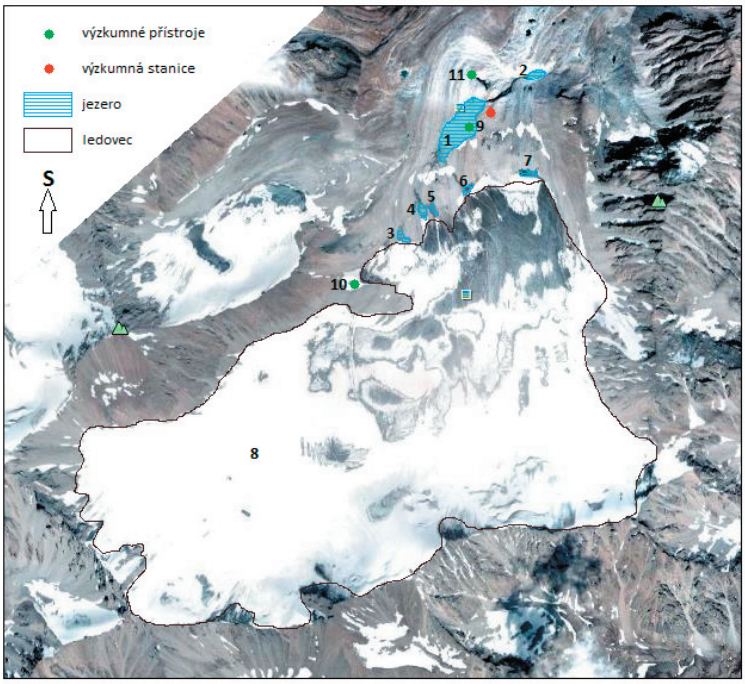
Jezero Adygine je moréno-riegelového typu (hrazené skalním prahem, který je překryt morénovým materiálem), vzniklo po ústupu ledovce Adygine v rozsáhlé depresi morénového materiálu v nadmořské výšce 3 543 m n. m. Jedná se o největší z celé kaskády jezer, jeho plocha činí cca 3,17 ha a objem 206 000 m^3, maximální hloubka dosahuje kolem 22 m. Podle batymetrického mapování z let 2005 a 2008 jezero nevykazuje žádné významnější změny ve stavbě pánve. V oblasti přítoku tavných vod, které s sebou nesou velké množství suspendovaného ledovcového materiálu, který se u přítoku ukládá a jezero je zde poměrně mělké, lze předpokládat změny vzniklé zanášením jezera. Při porovnání batymetrických map z let 2005 a 2008 však nejsou tyto změny nijak výrazné.



Obr. 2: Pohled z ledovce Adygine na rozšířené údolní dno s jezerem uprostřed

Odtok z jezera je povrchový i podpovrchový. Povrchový odtok se nachází v místě, kde je obnažen skalní práh, který částečně tvoří hráz jezera. Vyskytuje se pouze v letním období, přibližně od poloviny května do konce srpna, kdy do jezera přitékají tavné vody a jezero je maximálně naplněno. Odtok podpovrchovou cestou je uskutečněn kanály nacházejícími se v morénovém materiálu, který překrývá skalní práh. Voda zde odtéká po celý rok, přičemž v zimním období tvoří tyto kanály jedinou možnost, kudy může voda odtékat.

Přibližně 150 m pod skalním prahem, který hradí jezero Adygine, se nachází termokrasové jezero Adygine Dolní (viz obr. 3). To je napájeno přímo z horního jezera jeho povrchovým odtokem a částečně odtokem z nově vznikajících jezer u čela ledovce. Odtok z jezera je zprostředkován pouze podzemní cestou. To je příčinou velkého rozkolísání hladiny, jelikož podzemní kanály nedokáží přitékající vodu stejnou rychlostí z jezera odvádět. Objem jezera tak v průběhu dne kolísá až o jednu třetinu. Pokud by došlo k ucpání odtokových kanálů či výraznějšímu zvýšení přítoku do jezera, může voda odtékat i povrchovou cestou.



Obr. 3: Výzkumná oblast Adygine a rozmístění měřících přístrojů

Vývoj celé jezerní oblasti začal teprve před padesáti lety. V roce 1962 končil ledovcový splaz nedaleko současného výtoku z jezera Adygine. Od té doby prošel velkým ústupem a to i přes příznivou severní orientaci. Ústup ledovce se postupně zrychluje. V roce 1988 bylo čelo ledovce o 200 m dále, na opačném konci jezera v oblasti jeho přítoku. Za dalších 18 let ustoupil o 250 m do výšky 3 605 m n. m. Během posledních let se vyvíjí nová preglaciální jezera u čela ledovce. Vznikají v nehlubokých depresích po ústupu ledovce a s jeho dalším ústupem se postupně zvětšují a vyvíjejí. V roce 2006 byla vyvinuta pouze 3 jezera, do dnešní doby vznikla další dvě. Odtok z těchto jezer napájí jak hlavní jezero Adygine, tak i přímo termokrasové jezero pod skalním prahem [4].

2. Data a metodika práce

Vědecké zázemí oblasti zprostředkovává malá obytná výzkumná stanice, která byla zbudována v roce 2008 na pravém břehu jezera Adygine nedaleko jeho výtoku. Na Riegelu nedaleko stanice se nachází jedna ze dvou meteorologických stanic „Dolní stanice“ a manuální srážkoměr. Druhá meteostanice, nazývaná „Horní meteostanice“, byla 29. 7.2008 nainstalována na vyvýšeném morénovém valu v levé části ledovcové kotliny ve výšce

necelých 3 800 m n. m. Měřené parametry jsou: teplota, tlak, vlhkost, dopadající a odražená radiace, teplota půdy v různých hloubkách, rychlost a směr větru a srážky. Dále je v jezeře od srpna 2007 instalován tlakový hladinoměr na sledování kolísání hladiny. Vzhledem k extrémním klimatickým podmínkám oblasti vyžadují přístroje zvýšenou údržbu, která se kvůli špatné dostupnosti zvláště v zimním období nemůže vždy uskutečnit. Proto došlo v datových řadách k několika výpadkům. Na horní meteostanici a hladinoměru spíše drobnějšího rozsahu, věrohodnost a použitelnost dat tím nebyla nijak zvlášť narušena. Data z meteostanice na břehu jezera slouží z důvodu velkých výpadků spíše ke srovnání s horní meteostanicí.

V programu MS Excel jsou hodnoceny závislosti jednotlivých činitelů hydrologického režimu a jejich časové rozložení:

- průběh hydrogramu během 2 let a srovnání obou let
- závislost výšky hladiny na teplotě vzduchu
- zpoždění odtoku vody z ledovce vzhledem k maximálním denním teplotám vzduchu a vývoj zpoždění v čase
- vývoj rozkolísanosti hladiny v čase.

3. Výsledky

Základní předpoklad, který se snažíme potvrdit, je přímá reakce jezera na hydrologický režim ledovce. Jezero je dotováno tavnými vodami z ledovce, a proto by mělo podléhat stejným zákonitostem jako ledovcové toky.

Hydrologický režim jezera Adygine vykazuje charakteristiky ledovcového režimu:

- několikanásobné zvětšení přítoku do jezera na počátku ablační sezóny
- vyvinutý denní rytmus v letním období
- pomalý pokles hladiny v chladné části roku
- zpožděný přítok tavných vod do jezera oproti dennímu teplotnímu režimu
- vývoj amplitudy rozkolísanosti hladiny [6].

Roční cyklus hydrologického režimu je silně závislý na teplotách vzduchu (Obr. 4). Na grafu na obrázku 5, znázorňujícím počátek ablační sezóny, nastaly kladné teploty dříve, než začala stoupat hladina. Je to způsobeno retenční kapacitou sněhu, který zpočátku tavnou vodu zadržuje. Klané teploty alespoň po část dne nastaly o 4 týdny dříve, než začal vzestup hladiny.

Ve zpoždění denního rytmu vůči maximálním denním teplotám vzduchu byla vysledována zkracující se tendence s postupujícím létem. Zkoumané období začíná 30.5.2008, ačkoliv jezero se naplnilo již o 2 týdny dříve. Po tuto dobu se denní rytmus vyskytoval nepravidelně a střídaly se dny, kdy hladina pouze klesala a dny, kdy naopak jen stoupala. To lze opět vysvětlit velkým množstvím sněhu v povodí, který tavnou vodu zadržuje a kolísáním teplot pod bod mrazu. Díky tomu může být celkový příspěvek tavných vod menší a přítok do jezera za celý den nepřevýší odtok.

V dalším období byl denní rytmus pravidelný (Obr. 6) a zpoždění se postupně zkracovalo. V celém období ovšem nastávaly dny, kdy se doba zpoždění prodloužila a byla o několik hodin větší než v okolních dnech. Tento jev ve většině případů koresponduje s výskytem dešťových srážek v odpoledních hodinách. Vysvětlením může být například sněžení ve vyšší části povodí a zpomalení odtoku ze sněhu.

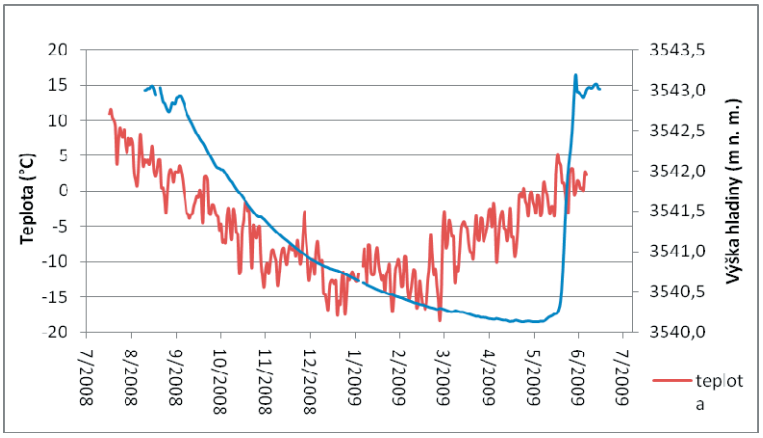
Na konci ablační sezóny, v září, denní rytmus po několik dní zaniká, poté se obnoví a doba zpoždění plynule klesá z 12 na 7 hodin. Přerušení souhlasí s obdobím záporných teplot a zdvojnásobením hodnoty odraženého záření. Tento jev jasně dokládá vypadávání sněhových srážek. Čerstvý sníh snížil intenzitu tání a prodloužil zpoždění odtoku.

Dále byla sledována kapacita podzemních odtokových kanálů. Výsledek ukázal nezanedbatelné zpomalení odtoku ve druhém sledovatelném roce, v zimní sezóně

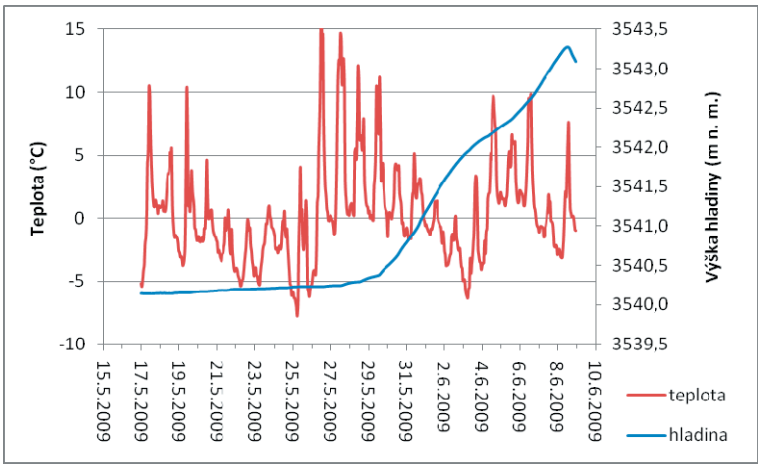
2008/2009. Tento fakt ukazuje na možnost, že se kanály dynamicky vyvíjejí. Konkrétně se jedná o zmenšení kapacity průměrně o 25 %. Na základě srovnání pouhých dvou sezón je ovšem předčasné hodnotit dlouhodobý vývojový trend. Ve výpočtech nebyl separován podzemní přítok od odtoku, není tedy vyloučena i změna přítoku. Dále mohl výsledek ovlivnit možný přítok vody povrchovou cestou. Přítok tavných vod je téměř vyloučen vzhledem k záporným teplotám a přítomnosti nově akumulované sněhové pokrývky. Možné je uvolnění určitého množství vody z rezervoárů uvnitř ledovce. Voda zde může vzhledem k působení velikého tlaku přetrvávat v kapalném stavu i v zimním období.

Pro další výzkum je třeba pokračovat v měření stávajících klimatických a hydrologických dat a měření některých komponentů zlepšit. Jde převážně o data ze srážkoměru. Bylo by vhodné získat informace o formě srážek, zda jde o sníh či déšť a jak dlouho trvaly. U sněhu by bylo třeba měřit výšku pokrývky, a pokud se jedná o sněžení v letním období, jak dlouho sněhová pokrývka trvala. Zlepšení těchto dat je možné vzhledem k přítomnosti manuálního srážkoměru u výzkumné stanice na břehu jezera, která je v letním období permanentně obývaná.

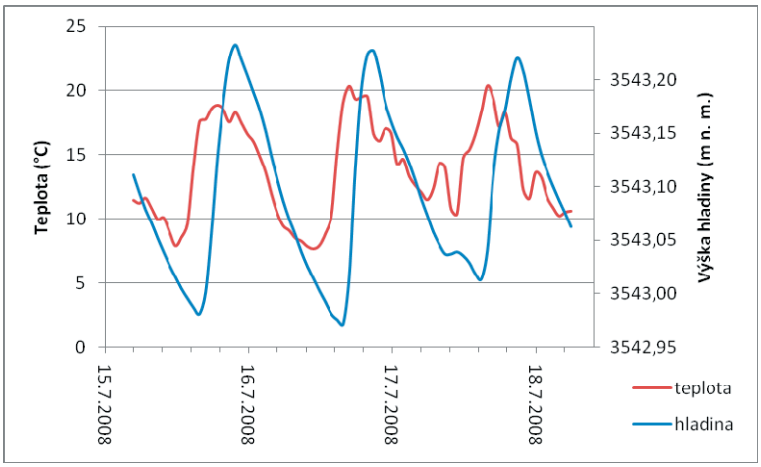
Další z připravovaných prací v oblasti je měření množství vody přitékající do jezera, ke kterému jsou nutné další terénní práce. Přímé měření je složité vzhledem k tomu, že přitékající voda není soustředěna do jednoho stálého koryta. Možným řešením je měřit průtoky na odtoku, vytvořit konsumpční křivku a podle batymetrické mapy a změny hladiny a průtoku na odtoku za čas by bylo možné kdykoliv určit průtok na přítoku (pomineme-li výpar a podzemní odtok a přítok).



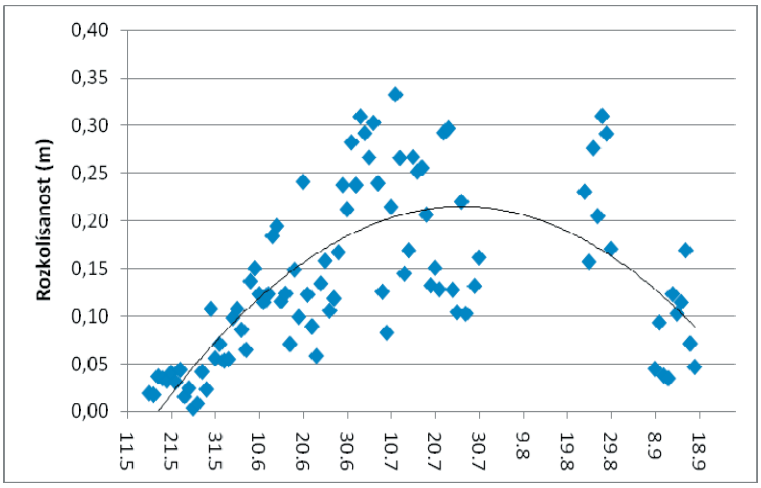
Obr. 4: Kolísání hladiny jezera Adygine a teploty vzduchu během roku



Obr. 5: Průběh hladiny a teplot vzduchu při jarním přechodu z 1. na 3. část ročního cyklu



Obr. 6: Ukázka zpoždění maximální výšky hladiny oproti maximální teplotě vzduchu během dne



Obr. 7: Vývoj amplitudy rozkolísanosti vodní hladiny během dne v průběhu období tání roku 2008

4. Závěr

Typickým rysem ledovcového hydrologického režimu jsou minimální průtoky v zimním období, jejich prudký nárůst na počátku ablační sezóny a vyvinutost denního režimu v průběhu ablační sezóny. Maximální průtoky nastávají v červenci až září. Hlavní zdrojnicí v zimním období je bazální odtok. Na počátku ablační sezóny dominuje tavná voda ze sněhové pokrývky, která je postupně v průběhu léta nahrazována tavnou vodou z ledovcového ledu [1].

Tání ledovce je odrazem složité energetické výměny mezi atmosférou a jeho povrchem. Energetickou situaci atmosféry nejlépe odráží teplota vzduchu. Ta je většinou využívána při výzkumech ledovců, jelikož získání teplotních dat je mnohem jednodušší než získání energetických dat [2, 3]. Nejdůležitější složkou energetické bilance je krátkovlnné sluneční záření. Proto jsou v zaledněných oblastech severní polokoule obecně největší průtoky v letních měsících, kdy je Slunce nejvýše nad obzorem, dopadající záření má největší intenzitu a doba slunečního svitu je nejdelší. Míra tání je výrazně ovlivněna albedem ledovce. Maximální průtoky nastávají v srpnu, kdy už se intenzita slunečního záření snižuje. Je ale kompenzována nižším albedem špinavého povrchu starého špinavého ledu, který je ablací postupně odhalován [6].

Doba maximálních denních průtoků je o několik hodin zpožděna za maximální denní teplotou. Toto zpoždění představuje čas, který voda potřebuje k transportu od místa vzniku

k místu měření průtoků. Doba zpoždění je závislá na množství sněhu na ledovci, délce transportu, vyvinutosti drenážního systému a akumulační schopnosti ledovce.

Vliv dešťových srážek na odtok může být jak pozitivní, tak negativní v závislosti na jejich množství, redukci teplot vzduchu vlivem zvýšené oblačnosti, poloze izotermy 0 °C a podílu obnažené a sněhem pokryté plochy povodí [5]. Může dojít jak k redukci průtoků, tak i k jejich extrémům a následným povodním. Ty vznikají nejčastěji právě v kombinaci vysokých teplot vzduchu a intenzivního deště.

Roční cyklus hydrologického režimu jezera Adygine můžeme rozdělit na 3 části:

- pokles hladiny, kdy v chladné části roku nepřitékají tavné vody. Tato část začíná v polovině září.
- plnění jezera, které trvá pouze několik dní v dubnu až květnu, za které se hladina zvedne o 3 m.
- ablační sezóna, trvá od května až června do poloviny září. Hladina je ustálena díky povrchovému odtoku a kolísá v denním rytmu v rozmezí 35 cm.

Roční hydrologický cyklus vykazoval po oba sledované roky stejné charakteristiky, jednotlivé fáze se lišily minimálně. Plnění jezera nastalo 27.4.2008 a trvalo 18 dní a 27. 5.2009 s trváním 13 dní. Hladina začala v obou letech klesat shodně 17. září.

Zpoždění denního cyklu prochází v průběhu ablační sezóny vývojem. Zpočátku je zpoždění nejdelší, 10-12 hodin. V červnu klesá na 1-4 hodiny a koncem sezóny se opět prodlužuje díky nové sněhové pokrývce (viz Obr. 7). Zpoždění se prodlužuje i při výskytu dešťových srážek v odpoledních hodinách. Amplituda denního kolísání hladiny se rovněž během léta vyvíjí. V první části není denní rytmus zcela vyvinut. Je nepravidelný a pouze do 5 cm. Postupně se rozkolísanost zvyšuje až na 35 cm. V září se amplituda opět zmenšuje.

Poděkování

Příspěvek byl vypracován s finanční podporou výzkumných projektů: výzkumný záměr MŠM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“, projekt rozvojové spolupráce mezi Českou a Kyrgyzskou republikou RP/9/2007 Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer.

Literatura

[1] AIZEN, V. B. et al., 1995. Climate, snow cover, glaciers and runoff in the Tien Shan, central Asia. *Water Resources Bulletin*, vol. 31, no. 6, str. 1113-1129. ISSN 0043-1370.

[2] AIZEN, V. B. - AIZEN, E. 1997. Hydrological cycles on the north and south peripheries of mountain-glacial basins of cental Asia. *Hydrological Processes*, vol. 11, str. 451 – 469.

[3] COLLINS, D. N. 1987. Climatic fluctuations and runoff from glacierized Alpine basins. IASH Publ., no. 168, str. 77 – 89.

[4] ČERNÝ, M. - JANSKÝ, B. - ŠOBR, M., et.al. 2006. Monitoring vysokohorských ledovcových jezer a ochrana obyvatelstva před katastrofálními následky povodní vzniklých průtržemi morénových hrází. Závěrečná zpráva projektu rozvojové spolupráce mezi Českou a Kyrgyzskou republikou RP/27/2004, GEOMIN družstvo, Jihlava, 2 části + přílohy. 206 str.

[5] GOLUBEV, G. N. 1973. Analysis of the run-off and flow routing for a mountain glacier basin. In: *International Association of Scientific Hydrology Publication 95* (Symposium at Cambridge 1969 - Hydrology of Glaciers), str. 41-50.

[6] SINGH, P. - SINGH, V.P. 2001. Snow and Glacier Hydrology. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publishers. 742 pp. Water Science and Technology Library. ISBN 0-7923-6767-7.

Kontakty na autora

1 PřFUK v Praze, katedra fyzické geografie a geoekologie,
e-mail: sobr@natur.cuni.cz, hanca.bajt@seznam.cz, jansky.b@seznam.cz