

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY

Katedra fyzické geografie a geoekologie

**LEDOVCOVÝ HYDROLOGICKÝ REŽIM,  
PŘÍPADOVÁ STUDIE JEZERA ADYGINE (ŤAN ŠAN,  
KYRGYZSTÁN)**

**GLACIAL HYDROLOGICAL REGIME, CASE STUDY OF LAKE  
ADYGENE (TIEN - SHAN, KYRGYZSTAN)**

*(bakalářská práce)*

Hana Beitlerová

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

PRAHA 2010

Na tomto místě bych ráda poděkovala svému školiteli RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za poskytnutá data, odborné rady a věnovaný čas a RNDr. Michalu Černému za umožnění výjezdu do terénu. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Petře Nyplové a RNDr. Juliu Česákovi za cenné rady a připomínky, a v neposlední řadě rodině a přátelům za podporu po celou dobu bakalářského studia.

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

Praha 20.5.2010

podpis

.....

## **ABSTRAKT**

Práce se zabývá detailním rozбором ledovcového hydrologického režimu a jednotlivých faktorů, které jej ovlivňují. Poznatky publikované ve vědecké literatuře tuzemské i zahraniční jsou aplikovány na data získaná z terénu v oblasti 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. Sledován je pohyb hladiny v závislosti na klimatických podmínkách oblasti, přítok tavných vod do jezera a kapacita podzemních odtokových kanálů.

**Klíčová slova:** ledovcový režim, ledovcové jezero, tavná voda, tání ledovce, denní variace, sezónní variace, zpoždění odtoku

## **ABSTRACT**

This thesis is concerned with detailed analysis of glacial hydrological regime and its influencing factors. Knowledges published in the domestic and foreign scientific literature were applied on data acquired in the area of Adygine Lake (Tien – Shan, Kyrgyzstan). The lake is a part of a lake system recently developed in the surroundings of a retreating glacier. There is a potential risk of dam failure in terms of its stability. Lake level fluctuations depending upon climatic conditions, melt water inflow and capacity of subsurface outflow channels were observed.

**Key words:** glacial regime, glacial lake, melt water, glacier melt, diurnal variations, seasonal variations, delay of runoff

# **OBSAH**

<b>SEZNAM GRAFŮ, TABULEK A OBRÁZKŮ.....</b>	<b>5</b>
<b>1. ÚVOD A CÍL PRÁCE .....</b>	<b>8</b>
<b>2. LEDOVCOVÝ HYDROLOGICKÝ REŽIM .....</b>	<b>9</b>
2.1    Obecné charakteristiky ledovce.....	10
2.1.1    Vznik a stavba ledovce.....	10
2.1.2    Přeměna sněhu v ledovcový led .....	12
2.1.3    Akumulační vlastnost ledovce.....	12
2.1.4    Kompenzační vlastnost ledovce .....	13
2.2    Energetická bilance ledovce .....	14
2.2.1    Čistá radiace .....	14
2.2.2    Senzibilní a latentní teplo .....	18
2.2.3    Ostatní složky energetické bilance .....	20
2.2.4    Význam jednotlivých členů energetické bilance .....	21
2.3    Klasifikace ledovců dle teploty ledu .....	21
2.4    Plocha ledovce.....	23
2.5    Zdroj vody ledovcového toku.....	24
2.5.1    Bazální odtok.....	25
2.5.2    Odtok z tajícího sněhu a ledovcového ledu .....	25
2.5.3    Dešťové srážky.....	27
2.6    Sezónní cyklus ledovcového režimu .....	29
2.7    Denní cyklus ledovcového režimu .....	32
2.8    Extrémní odtokové události.....	34
2.9    Hydrologická bilance jezer.....	35
2.9.1    Změna výšky jezerní hladiny.....	35
<b>3. HYDROLOGICKÝ REŽIM JEZERA ADYGINE.....</b>	<b>37</b>
3.1    Fyzicko-geografická charakteristika zkoumané oblasti .....	37
3.1.1    Lokalizace oblasti jezera Adygine.....	37
3.1.2    Geologická stavba .....	39
3.1.3    Geomorfologické poměry.....	40
3.1.4    Klimatické podmínky .....	40
3.1.5    Hydrologická charakteristika.....	43
3.1.6    Půdní poměry .....	48
3.1.7    Biogeografie .....	49

3.2	Data a metodika.....	50
3.2.1	Použitá data .....	50
3.2.2	Metodika práce .....	52
3.3	Výsledky práce.....	55
3.3.1	Roční cyklus hydrologického režimu jezera Adygine.....	55
3.3.2	Denní cyklus hydrologického režimu jezera Adygine .....	59
3.3.3	Srážky.....	63
3.3.4	Přítok do jezera.....	63
3.3.5	Kapacita podzemních kanálů.....	65
4.	<b>DISKUSE</b> .....	67
5.	<b>ZÁVĚR</b> .....	69
6.	<b>LITERATURA</b> .....	71

## SEZNAM GRAFŮ, TABULEK A OBRÁZKŮ

### Grafy

*Graf 1: Odtokové křivky z různých pánví. Dle pořadí v legendě: odtok z pánve bez ledovce, odtok z částečně zaledněné pánve, odtok z ledovce.*

*Graf 2: Klimadiagram ze stanice situované nedaleko turistického centra NP Ala Archa, 1 600 m n. m. Dle dat z r. 2002 – 2009*

*Graf 3: Klimadiagram ze stanice Frunze (Biškeek)*

*Graf 4: Kolísání hladiny jezera Adygine během roku*

*Graf 5: Srovnání hydrogramů jezera Adygine v letech 2007/2008 a 2008/2009.*

*Graf 6: Kolísání hladiny jezera Adygine a teploty vzduchu během roku.*

*Graf 7: Průběh hladiny a teplot vzduchu při podzimním přechodu z 3. na 1. část ročního cyklu.*

*Graf 8: Průběh hladiny a teplot vzduchu při jarním přechodu z 1. na 3. část ročního cyklu.*

*Graf 9: Ukázka zpoždění maximální výšky hladiny oproti maximální teplotě vzduchu během dne.*

*Graf 10: Graf znázorňující závislost doby zpoždění maximálního odtoku oproti maximálním teplotám na času v rámci období tání. Extrémní hodnoty způsobené sněžením byly odstraněny.*

*Graf 11: Vývoj amplitudy rozkolísanosti vodní hladiny během dne v průběhu období tání roku 2008.*

*Graf 12: Vývoj amplitudy rozkolísanosti vodní hladiny během dne, porovnání rozkolísanosti na počátku ablační sezóny a ve vrcholném létě roku 2008.*

*Graf 13: Graf znázorňující vodní stav hladiny během 5 dnů v průběhu ablační sezóny.*

*Graf 14: Podélný profil údolím Adygine (1 – povrchový tok, 2 – podzemní tok, 3 – jezero, 4 – ledovec).*

## **Tabulky**

*Tab. 1: Změny hustoty sněhu v čase, přeměna ve firn a ledovcový led.*

*Tab. 2: Průměrné albedo dle typu sněhu a ledu.*

*Tab. 3: Energetické bilance ledovců,  $Q_{nr}$  – čistá radiace,  $Q_h$  – senzibilní teplo,  $Q_e$  – latentní teplo,  $Q_g$  – geotermální teplo,  $Q_m$  – energie dostupná pro tání. Hodnoty jsou uváděny v  $W/m^2$ .*

*Tab 4: Základní charakteristika povodí řeky Adygine a dílčího povodí jezera Adygine.*

*Tab. 5: Teplotní charakteristiky meteostanic Ala Arča (2 200 m n. m.) a Adygine (3 700 m n. m.)*

*Tab. 6: Klimatické průdně - vegetančí vertikální členění.*

*Tab. 7: Shrnutí vývoje doby zpoždění maximální výšky hladiny oproti maximálním denním teplotám.*

*Tab. 8: Vývoj průtoku na povrchovém přítoku v období plnění jezera.*

*Tab. 9: Změna kapacity odtokových kanálů mezi zimním obdobím 2007/2008 a 2008/2009.*

## **Obrázky**

*Obr. 1: Hydrogram hodinových průtoků znázorňující sezónní i denní variace typické pro ledovcové toky. (Vernatglacier, Rakousko).*

*Obr. 2: Zóny akumulární oblasti ledovce na základě Bensona (1961) a Müllera (1962).*

*Obr. 3: Schematický graf znázorňující různé formy ledovcové akumulace a jejich časová měřítka.*

*Obr. 4: Intenzita slunečního záření v závislosti na úhlu dopadu: a) rozdílný úhel dopadu dle zeměpisné šířky, b) rozdílná plocha zemského povrchu v závislosti na úhlu dopadu slunečního záření.*

*Obr. 5: turbulentní proudění vzduchu a teplotní zvrstvení ve spodní vrstvě atmosféry.*

*Obr. 6: Schéma přenosu latentního tepla.*

*Obr. 7: Tlakový tavný bod ledu.*

*Obr. 8: Příklad hydrogramu ledovcového toku severní polokoule (Ak Su, Ťian Shan, Kyrgyzstán).*

*Obr. 9: Příklad hydrogramu ledovcového toku tropických oblastí (Zongo glacier, Brazílie).*

*Obr. 10: Ilustrace hlavních period letního odtoku z ledovce. Plná čára = naměřený odtok, přerušovaná čára = potenciální odtok (tání a srážky). I-IV = hlavní periody, D = deficit, E = přebytek v objemu odtoku.*

*Obr. 11: Ukázka průtoku ledovcové řeky s charakteristickými denními maximy.*

*Obr. 12: Ukázka rozdílné rozkolísanosti průtoků během dne v průběhu období tání. V pozdějším období je křivka strmější, rozdíl mezi maximem a minimem je větší a maximální průtok nastává dříve.*

*Obr. 13: Ukázka denních variací průtoku a teploty vzduchu. Na grafu je patrné zpoždění maximálních průtoků oproti maximální teplotě.*

*Obr. 14: Mapa zájmového území- povodí říčky Adygine, ledovec a jezera Adygine.*

*Obr. 15: Schematická mapa pohoří Ťan Šan, červeně je označený Kyrgyzský hřbet, kde se nachází zkoumaná oblast.*

*Obr. 16: Panoramatický pohled na rozšířené údolní dno s jezery Adygine od Horní meteostanice.*

*Obr. 17: Složky hydrologického cyklu v povodí řeky Ala Arča (v levé části) a masivu Pobeda-Chan Tengri (v pravé části). Údaje jsou za období 1 roku*

*Obr. 18: Batiometrická mapa jezera Adygine z roku 2008.*

*Obr. 19: Jezera a ledovec Adygine*

*Obr. 20: Výzkumná stanice na břehu jezera Adygine.*

*Obr. 21: Horní meteostanice*

# **1. ÚVOD A CÍL PRÁCE**

Bakalářská práce „*Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygine (Ťan Šan, Kyrgyzstán)*“ je součástí projektu zahraniční rozvojové spolupráce RP/9/2007 *Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer (Analysis of the risk of failure of alpine lake dams and the mitigation of the consequent impacts; Kyrgyz Republic)*, jehož hlavním řešitelem je RNDr. Michal Černý.

Zmiňovaný projekt se zabývá ledovcovými jezery, u kterých hrozí protržení hráze a následný vznik povodní a bahnotoků ohrožujících zalidněná údolí a infrastrukturu. Velký důraz je kladen na jezera lokalizovaná v Kyrgyzském hřbetu pohoří Ťan Šan, v údolích ústících do nejhustěji osídlené Čujské doliny. Zde se nachází i hlavní město Biškek.

Vlastní bakalářská práce je zaměřena na jedno z rizikových vysokohorských jezer v Kyrgyzském hřbetu, jezero Adygine. Jde o mladé ledovcové jezero hrazené skalním prahem překrytým morénovým materiálem, ve kterém byl zaznamenán podzemní odtok. Podzemní odtokové kanály jsou slabým místem hráze, kde by mohlo dojít k protržení. Nebezpečí jezera spočívá v tom, že je součástí celé kaskády aktivně se vyvíjejících jezer. V případě protržení jednoho z nich může dojít k přeplnění a postupnému protržení ostatních jezer s následnými povodněmi.

Cílem práce je seznámení s odbornou literaturou zabývající se hydrologickým režimem ledovců a ledovcových řek a teoretické poznatky aplikovat na data získaná v terénu. Práce je rozdělena na rešerši a zpracování klimato-hydrologických dat z jezera a ledovcové pánve Adygine.

Rešerše je zaměřena na odtokové charakteristiky ledovce, vliv klimatických podmínek, zejména teploty vzduchu a srážek na odtok, na tání sněhu a ledovce a na průtok ledovcových řek. Zabývá se sezónní i denní variabilitou odtoku s důrazem na období tání v letních měsících, zpožděním odtoku a akumulací charakteristikou sněhu a ledovce.

Ve výzkumné části práce je proveden detailní rozbor hydrologického režimu ledovcového jezera Adygine. Zkoumány jsou změny výšky jezerní hladiny v závislosti na teplotě a dešťových srážkách, na ročním období i denní době. Dále byl zkoumán přítok tavných vod do jezera, kapacita podzemních odtokových kanálů a jejich vývoj v čase.



## **2. LEDOVCOVÝ HYDROLOGICKÝ REŽIM**

Hydrologický režim je základní charakteristikou toku. Jde o velikost a časové rozložení průtoků, jejich charakteristické hodnoty, význam a čas výskytu, sled vodností v jednotlivých měsících, ročních obdobích, či letech (*Dub, 1963*). Závisí na vlastnostech zdroje, který tok zásobuje a na vlastnostech prostředí, kterým řeka protéká. Voda v říčním toku může mít různý původ. Pochází z deště, sněhu, zásob spodních vod či ledovců. Na to, který zdroj je pro řeku rozhodující má největší vliv klima, které úplně či do značné míry určuje vydatnost a časové rozložení průtoků. V mnohých případech je hydrologický režim ovlivněn fyzicko-geografickou charakteristikou prostředí, a to tak, že vliv klimatu zdeformuje či úplně zastře (*Dub, 1963*).

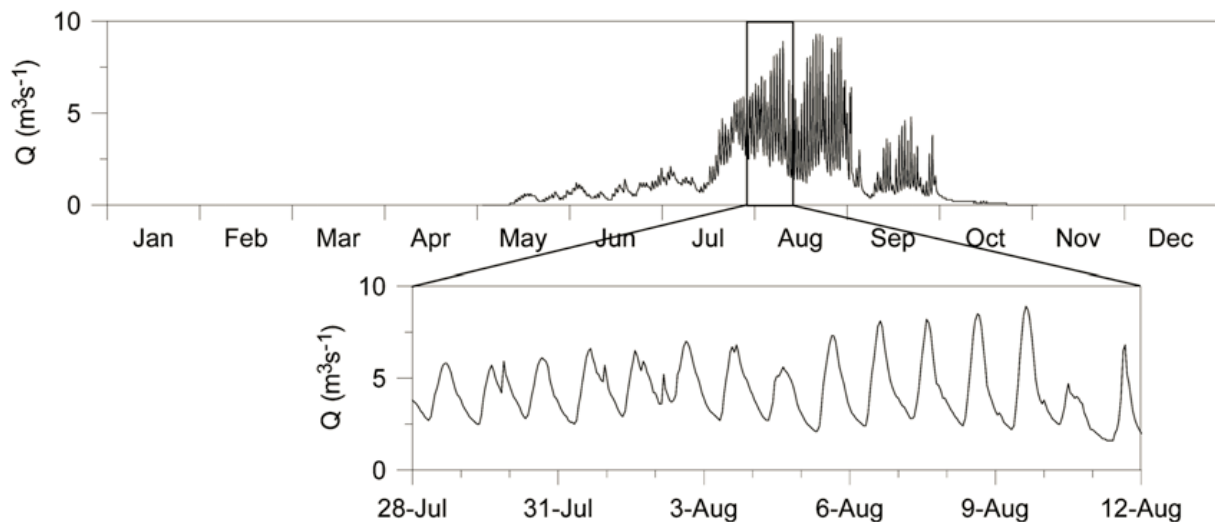
Ledovcový režim řek se vyznačuje velkou rozkolísaností v průběhu roku s minimálním průtokem v zimních měsících a maximy v pozdním létě. Toto rozložení je dáno chodem podnebí ve vysokohorském prostředí. V zimních měsících je tok dotován téměř výhradně podzemní vodou, tzv. bazálním odtokem. Průtok je relativně malý a stálý bez větších výkyvů. V letní části roku je tok dotován vodou z tajícího sněhu, který se v povodí akumuluje přes zimu, z ledovcového ledu a vypadávajících srážek. Průtok se několikanásobně zvyšuje a vyznačuje se relativně velkou rozkolísaností v průběhu dne v důsledku změn radiační energie dostupné pro energetickou výměnu mezi ledovcem a atmosférou (*Singh and Singh, 2001*).

Výše zmíněné informace neplatí pro tropické oblasti ledovcových řek, kde jsou teploty po celý rok vyrovnané a nestřídají se roční období. Zde se projevuje pouze denní variabilita. V ročním chodu průtoků mají ledovce tropických oblastí naopak vyrovnávající vliv (*Kaser et al., 2001*).

Ledovcový režim se vyznačuje několika charakteristickými vlastnostmi:

- a) Odtok z ledovce představuje v období tání plynulý zdroj vody (kap. 2.6.)
- b) Denní variace v odtoku a časové zpoždění mezi dobou tání a dobou projevu na odtoku (kap. 2.7.)
- c) Větší rozdíl mezi maximy a minimy v letním odtoku (kap. 2.7.)
- d) Kompenzační charakteristiky toku (kap. 2.1.4.)

(*Singh and Singh, 2001*)



Obr. 1: Hydrogram hodinových průtoků znázorňující sezónní i denní variace typické pro ledovcové toky. (Vernagtglacier, Rakousko).

Zdroj: Hock (2005), převzato z Commission for Glaciology of the Bavarian Academy of Science, Munich.

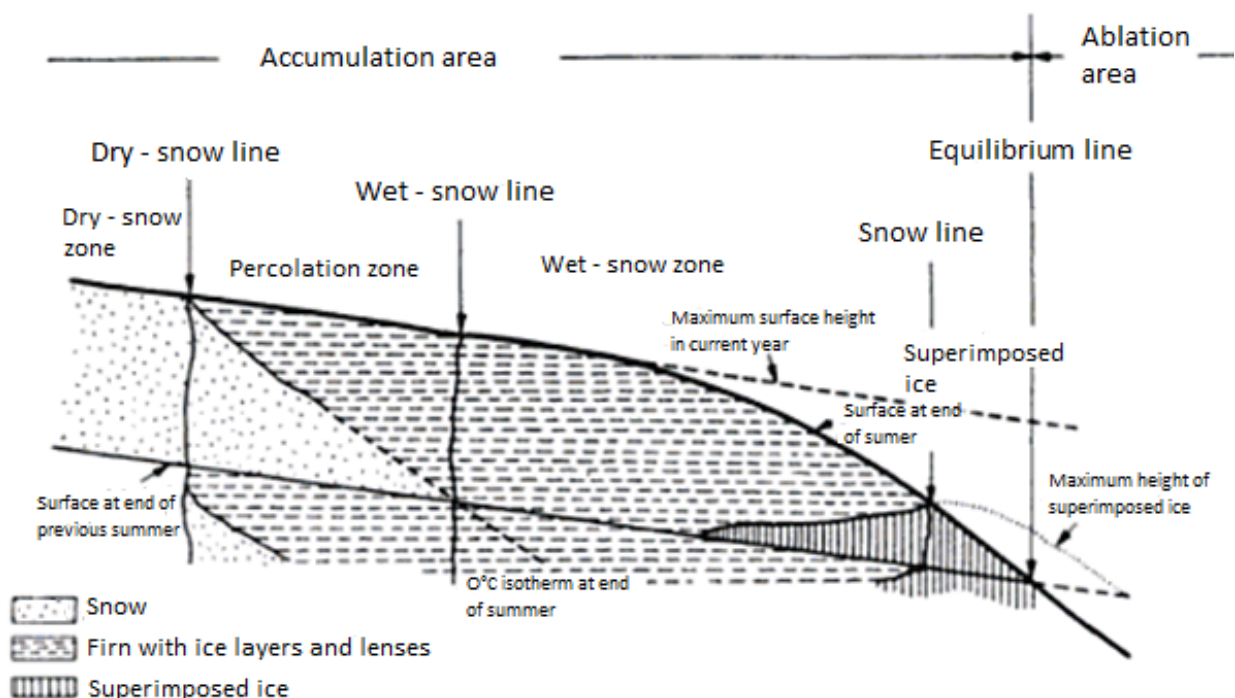
## 2.1 Obecné charakteristiky ledovce

### 2.1.1 Vznik a stavba ledovce

Ledovec vzniká v oblastech s negativní tepelnou bilancí, kde zimní akumulace sněhu dlouhodobě převyšuje letní ztrátu. Sněh se pod zvyšujícím tlakem mění v ledovcový led. Jakým způsobem a jak dlouho přeměna trvá, záleží na teplotě prostředí, přičemž platí, že čím je oblast teplejší, tím je tento proces rychlejší (Paterson, 1994). Mocnost sněhové pokrývky potřebná pro tuto proměnu se dle různých autorů a lokalit liší od 13 m (Sharp, 1961 in Demek, 1987) do 80 m (Langway, 1967 in Demek, 1987). Ledovce se formují v zóně akumulace, což je ta část ledovce, kde akumulace převyšuje ablací. Ablací se rozumí ztráta ledu či sněhu díky tání, sublimaci, větrné deflaci a výparu (Ritter, 2006), či kvůli náhlým procesům jako jsou laviny a pády ledových ker do vody (Davies, 1969). Zóna ablace je část ledovce, kde je úbytek hmoty větší než akumulace. Hranice mezi těmito zónami se nazývá firnová čára či čára rovnováhy. Je-li akumulace větší než ablace, ledovec roste a naopak (Davies, 1969, Ritter, 2006).

Paterson (1994) rozděluje akumuláční zónu ledovce podrobněji dle Bensona (1969) a Müllera (1962) na zónu suchého sněhu (Dry-snow zone), kde po celý rok nedochází k tání, zónu perkolace (percolation zone), kde se objevuje povrchové tání, ale tavná voda ve sněhové pokrývce opět přemrzá, zónu vlhkého sněhu (wet-snow zone), kde se teplota celé vrstvy sněhu

napadlého za jeden rok zvýší na 0°C a tavná voda prosakuje do spodnějších vrstev z předchozích let, kde těž přemrzá. V posledních dvou zmiňovaných zónách vznikají tenké vrstvičky ledu oddělené silnějšími vrstvami sněhu a firnu. Čtvrtou zónou je *zóna vrstveného ledu (superimposed ice zone)*. Zde je tání již tak intenzivní, že vrstvičky ledu vzniklé přemrzáním vody se slučují v kompaktní led a sníh nad jeho povrchem roztává, takže je led vystaven na povrchu. Hranice mezi zónou vlhkého sněhu a vrstveného ledu se nazývá *sněžná čára (snow line)*. Jako poslední je *ablační zóna*, která je oddělena *čarou rovnováhy (equilibrium line)* a vlivem tání zde dochází k celkovému úbytku hmoty. Popsaná zonace je patrná z obrázku č. 2.



Obr. 2: Zóny akumuláční oblasti ledovce na základě Bensona (1961) a Müllera (1962).

Zdroj: Paterson (1969)

### Sněžná a firnová čára

Pojmy firnová čára (čára rovnováhy) a sněžná čára bývají často nesprávně zaměňovány. *Firnová čára* je stabilní a její poloha je neměnná v průběhu roku. Jde o hranici mezi zónou akumulace a zónou ablance (Müller, 1962), či přesněji mezi zónou vrstveného ledu a zónou ablance (Paterson, 1994). *Sněžnou čarou* je označena hranice zemského povrchu se souvislou sněhovou pokrývkou. Její výška závisí především na klimatických podmínkách, zejména negativní tepelné bilanci a na množství srážek v pevném skupenství (Demek, 1987). V průběhu roku se její poloha mění. Na konci zimy je nejnižší a během ablační sezóny

se posouvá do vyšších nadmořských výšek (Konovalov 1994). Tu označujeme jako *dočasnou sněžnou čáru* a její nejzašší polohu, nad níž sníh nikdy zcela neroztává, označujeme termínem *čára věčného sněhu* (Demek, 1987).

### 2.1.2 Přeměna sněhu v ledovcový led

Ledovcový led vzniká postupnou metamorfózou sněhové pokrývky. Čerstvý sníh má vysoký objem a obsah vzduchu a nízkou hustotu, která se postupně zvyšuje. Sněhové krystaly mění tvar, zakulacují se a spojují. Stoupne-li teplota sněhu nad bod mrazu, vstupuje do systému tavná voda, která opět přemrzá a dochází ke zvětšování krystalů sněhu. Toto stádium se nazývá *firn*, který je definován jako mokřý sníh, který na ledovci přetrvává minimálně jedno léto, aniž by byl přeměněn v ledovcový led (Paterson, 1994). V konečném stádiu je pak sníh tvořen jednoduchými ledovými krystaly, které se tlakem spojují v kompaktní ledovcový led (Demek, 1987). Hlavním kritériem pro rozlišení sněhu, firnu a ledu je jejich objemová hmotnost. Dle Daviese (1969) a Demka (1987) je hranice mezi sněhem a firnem  $0,55 \text{ g/cm}^3$  a mezi firnem a ledem  $0,84 \text{ g/cm}^3$ . Dle Patersona (1994) jsou tyto hranice  $0,4$  a  $0,83 \text{ g/cm}^3$ .

Tab. 1: Změny hustoty sněhu v čase, přeměna ve firn a ledovcový led.

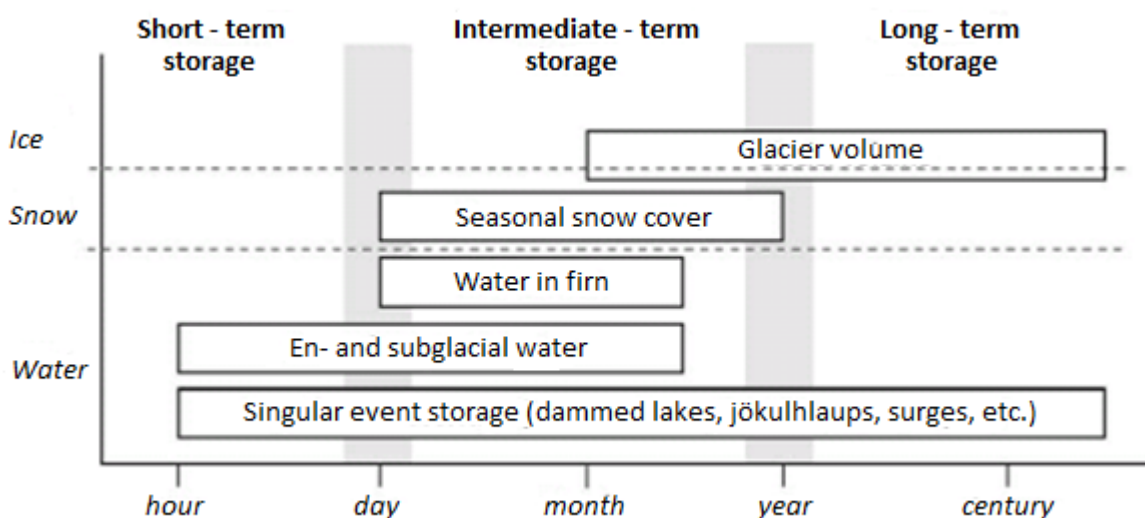
Název	časový úsek	hustota ( $\text{g/cm}^3$ )
čerstvý sníh	-----	0,01 - 0,25
prachový sníh	týdny	0,05 - 0,2
starý sníh	měsíce	0,1 - 0,4
firn	roky	0,55 - 0,84
ledovcový led	století	0,84 - 0,9

Zdroj: Demek (1987)

### 2.1.3 Akumulační vlastnost ledovce

Akumulační vlastnost ledovce je jednou z nejdůležitějších charakteristik, která tvoří specifické rozložení průtoků během roku i během dne. Voda je na ledovci akumulována ve formě ledu, sněhu i v tekutém stavu a to ve 3 různých časových měřítcích. Dlouhodobá akumulace zahrnuje vodu ve formě ledovcového ledu a datuje se na stovky let. Z hlediska krátkodobého hydrologického režimu není tolik podstatná. Mnohem důležitější je střednědobá a krátkodobá akumulace. Střednědobá pokrývá zimní akumulaci vody ve formě sněhu a její

uvolňování v období tání. Jde tedy o akumulaci v rámci sezónního cyklu. Krátkodobá zahrnuje akumulaci vody v tekutém stavu a vztahuje se k dennímu cyklu. Vzniká díky pomalému odtoku skrz firn, sníh a různé rezervoáry uvnitř ledoce (Jansson, Hock, Schneider, 2003). Středně i krátkodobá akumulace jsou více popsány v kapitolách 2.7 a 2.8. Collins (1982) rozděluje rezervoáry vody s rychlým odtokem a s pomalým odtokem. Rezervoár s rychlým odtokem je samotný drenážní systém s dutinami a trhlinami, ve kterých se voda akumuluje cestou k čelu ledovce. Rezervoár s pomalým odtokem je sněhová a firnová pokrývka, ze které voda odtéká mnohem pomaleji.



Obr. 3: Schematický graf znázorňující různé formy ledovcové akumulace a jejich časová měřítka  
Zdroj: Jansson, Hock, Schneider (2002)

#### 2.1.4 Kompenzační vlastnost ledovce

Odtok ze zaledněné části má pozitivní vztah k teplotě a negativní k srážkám (Collins 1987). V teplých a suchých letech je zvýšená intenzita tání ledu kompenzována nedostatkem srážkové vody v nezaledněné části pánve. V chladných a vlhkých letech je odtok z ledovce nižší, zatímco odtok z nezaledněné části vzrůstá díky intenzivnějším a častějším srážkám a menší evaporaci. Horské ledovce proto neslouží jen jako vodní zdroj, ale chovají se též jako přírodní rezervoáry zmírňující extrémní průtoky (Chen, Ohmura, 1990).

## 2.2 Energetická bilance ledovce

Množství vyprodukovaných tavných vod závisí na energetické bilanci ledovce, která je výsledkem vstupující a vystupující energie a změny schopnosti ledovce energii absorbovat. Rovnice energetické bilance je vyjádřena jako

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_l + Q_p + Q_g + Q_q$$

$Q_m$  ...celková energie dostupná pro tání

$Q_{nr}$  ...čistá radiace

$Q_h$  ...senzibilní teplo vzduchu

$Q_l$  ...latentní teplo

$Q_p$  ...tepelný obsah deště

$Q_g$  ...teplotní tok z podloží

$Q_q$  ...změna schopnosti ledovce pohlcovat energii.

Tyto odlišné složky energie jsou vyjadřovány ve formě energetického toku jako množství energie na jednotku plochy ledovce za jednotku času. Pokud je  $Q_m$  kladné, ledovec taje (*Singh and Singh, 2001, Hock, 2005*).

### 2.2.1 Čistá radiace

Čistá radiace je rozdíl mezi zářením dopadajícím na zemský povrch a energií odrážející se a vyzařovanou zpět zemským povrchem (*Singh and Singh, 2001*). Dělí se na krátkovlnné a dlouhovlnné podle primárního zdroje vzniku. Krátkovlnné záření pokrývá vlnové délky 0,15 – 4  $\mu\text{m}$  a jeho zdrojem je Slunce. Dlouhovlnné záření se pohybuje v rozmezí 4 – 120  $\mu\text{m}$  a jde hlavně o termální radiaci zemského a atmosférického původu (*Hock, 2005*).

#### Krátkovlnné sluneční záření

Hlavním zdrojem energie pro všechny hydrologické procesy je Slunce, které vyzařuje krátkovlnné záření. Část je pohlcena atmosférou, zbytek dosáhne povrchu ledovce, a to ve dvou formách - přímé záření a rozptýlené (difuzní) záření. Součet těchto 2 složek tvoří

tzv. globální záření. Část dopadajícího záření je ledovcem absorbována a část je vyzářena zpět do atmosféry. Na intenzitu slunečního záření má největší vliv poloha Slunce vzhledem ke sledovanému území, která se mění se zeměpisnou šířkou místa, roční a denní dobou. Zeměpisná šířka určuje úhel dopadajících slunečních paprsků, délku slunečního svitu a vzdálenost, kterou musí paprsky urazit k zemskému povrchu. Čím menší je úhel dopadajícího slunečního záření, tím menší je jeho intenzita, protože:

a) paprsky procházejí větší masou atmosféry a více záření je pohlceno či rozptýleno

b) plocha, na kterou dopadá dané množství energie je se zmenšujícím se úhlem slunečního záření větší (menší množství energie na jednotku plochy)

tato tvrzení jsou patrná z obr. č. 4. Všechny 3 paprsky na obr. b mají stejné množství energie. Čím menší je úhel dopadu paprsku, tím je dané množství energie rozprostřeno na větší plochu a klesá její intenzita. Proto je intenzita dopadajícího záření nejvyšší, pokud je Slunce nejvýše nad obzorem a nejnižší, pokud je blízko horizontu (*Singh and Singh, 2001, Ritter, 2006*).

Intenzita dopadajícího slunečního záření (insolace) lze vypočítat ze vzorce

$$I_h = I_s \cos z_s$$

$I_h$  ...Intenzita dopadajícího slunečního záření na horizontální plochu

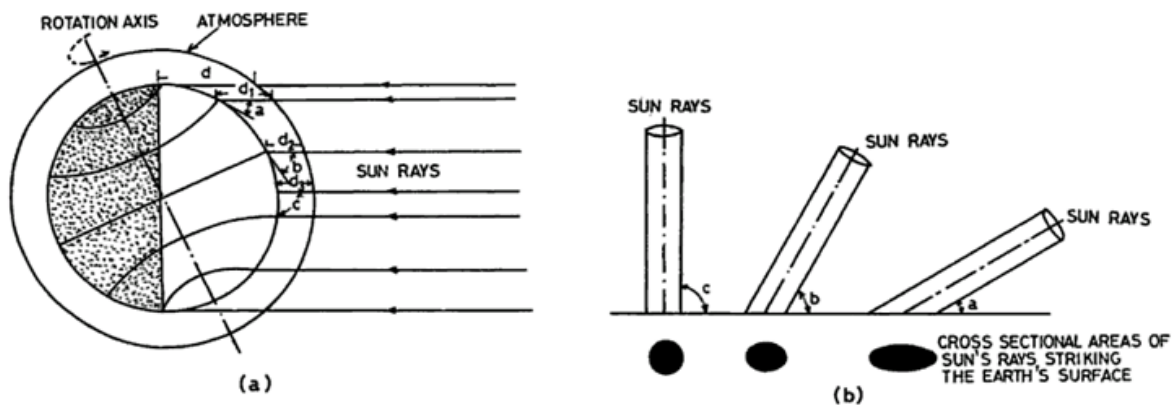
$I_s$  ...Intenzita dopadajícího slunečního záření na plochu kolmou k paprskům ( $I_s = 100 \%$ )

$z_s$  ...Zenitová vzdálenost Slunce

Pro jezero Adygine (  $42^{\circ} 27' 25''$  s. š.) se polední intenzita slunečního záření během roku mění následovně:

- letní slunovrat:  $I_h = 94,5 \%$
- jarní a podzimní rovnodennost:  $I_h = 73,8 \%$
- zimní slunovrat:  $I_h = 40,8 \%$

Na zeměpisné šířce a roční době závisí i délka dne, která je dána délkou slunečního svitu. Čím déle trvá, tím více energie celkem dopadne k zemskému povrchu. Nejdelší den v oblasti jezera Adygine nastává 21.6. při letním slunovratu (*Ritter, 2006*).



Obr. 4: Intenzita slunečního záření v závislosti na úhlu dopadu: a) rozdílný úhel dopadu dle zeměpisné šířky, b) rozdílná plocha zemského povrchu v závislosti na úhlu dopadu slunečního záření.  
Zdroj: Singh and Singh (2001)

#### Vliv oblačnosti

Oblaka mají největší zmírňující efekt na přenos slunečního záření atmosférou. Mají vliv na poměr přímého a difuzního záření, které dosáhne zemského povrchu, a to v závislosti na typu oblaků a míře zamračení oblohy. Obecně platí, že čím více je obloha zamračena, tím méně záření se k zemskému povrchu dostane. Za jasných dnů je mraky rozptýleno pouze kolem 10 % globálního záření a zbytek přímo dopadá k zemskému povrchu. Za plně zamračené oblohy může být rozptýleno až 100 % (Singh and Singh, 2001).

#### Vliv albeda

Jeden z nejdůležitějších činitelů, který ovlivňuje energetickou bilanci ledovce, je albedo, které je definováno jako poměr odraženého záření k celkovému dopadajícímu záření (Singh and Singh, 2001), či průměrná odrazivost záření o vlnových délkách 0,35 - 2,8  $\mu\text{m}$  (Jonsell, Hock, Holmgren, 2003). Čím větší albedo má povrch ledovce, tím více záření se odrazí zpět do atmosféry a méně je absorbováno ledovcem, tedy méně energie je dostupné pro proces tání.

Albedo se na ledovci velice liší a mění se v prostoru i čase. Může dosahovat hodnot od 10 % u firnového sněhu pokrytého sutí až po více než 90 % u čerstvě napadlého sněhu. (Singh and Singh, 2001, Jonsell, Hock, Holmgren, 2003, Hock, 2005).

Na velikost albeda má vliv:

- stáří a čistota sněhu a ledu - čím čistší a novější je sníh, tím větší je albedo
- vlhkost sněhu - přítomnost vody zmenšuje plochu sněhu, která je v kontaktu s atmosférou a může záření odrážet. Tedy čím vlhčí je sníh, tím menší albedo.



- úhel dopadajícího záření či výška Slunce nad obzorem- tento vliv je patrný hlavně v denních změnách albeda. Čím níže je Slunce nad obzorem, tím větší je albedo. Největší tedy bývá za soumraku.

- oblačnost - albedo je vyšší při vyšší oblačnosti díky spektrálnímu složení rozptýleného solárního záření. Oblaka pohltí více infračerveného záření než viditelného, které ve větší míře dopadá k zemskému povrchu. Albedo sněhu je u viditelného záření vyšší a proto je vyšší za oblačných dnů (*Wendler and Kelley, 1988*).

Albedo sněhu je vysoce proměnlivé během krátkého časového období. U nového sněhu se může snížit během pár dní až o 30 % díky metamorfóze sněhu. Časová proměnlivost u ledu je mnohem méně výrazná, zato prostorová může být značná a způsobit velké rozdíly v ablacii. Nejnižší albedo bývá na krajích ledovcového splazu, který je pokryt abrazovaným materiálem z okolních skal. Naopak v centrální části ledovce nedaleko firnové čáry je led nejčistší a albedo je tedy největší (*Singh and Singh, 2001*).

Tab. 2: průměrné albedo dle typu sněhu a ledu

typ sněhu	albedo
čerstvý sníh, suchý	0,85
čerstvý sníh, vlhký	0,80
starý sníh, suchý, čistý	0,70
starý sníh, vlhký, čistý	0,60
starý sníh, vlhký, středně špinavý	0,50
starý sníh, vlhký, velmi špinavý	0,40
firn, vlhký, špinavý (povrch je stále bílý)	0,40
firn, vlhký, velmi špinavý (povrch šedý či hnědý)	0,30
firn, vlhký, extrémě špinavý (povrch sazovitě černý)	0,15
led, čistý, bílý	0,40
led, čistý, šedý	0,30
led, středně špinavý	0,25
led, silně špinavý	0,15

Zdroj: Müller (1985)

### Absorpce slunečního záření

Krátkovlnná zářivá energie dopadající na povrch ledovce je částečně propouštěna sněhem a ledem do hloubky. Množství absorbovaného záření závisí na albedu a hloubka do jaké dosáhne na průhlednosti materiálu. Pod povrchem ledovce působí jako vnitřní zdroj

energie a zvyšuje jeho teplotu (Hock, 2005). U sněhové pokrývky bývá většina záření pohlcena prvními 10 cm sněhu, zbytek pak v rámci dalších 40 cm (de'Quervain, 1972). U ledovce záření též dosahuje půlmetrových hloubek. Do prvních 2 cm se dostane 73 % záření, do 50 cm už jen 3 % (Kalitin, 1938, in Singh and Singh 2001). Dle Warrena (1982) je záření propouštěno do 1 m u sněhu a do 10 m u ledu a většina energie je spotřebována v rámci prvních mm. Například na ledovci Peyto v kanadských Rocky Mountains je následkem propustnosti záření skrz ledovec produkováno až 20 % denních tavných vod (Föhn, 1973).

### Dlouhovlnné záření

Dlouhovlnné záření je vyzařováno zemským povrchem a atmosférou. Oproti Slunci je vyzařováno menší množství energie s většími vlnovými délkami. Energie pohlcená zemským povrchem, je vyzařována zpět do atmosféry jako *zemské dlouhovlnné záření* ( $L\uparrow$ ). Množství této energie je závislé na teplotě zemského povrchu – čím je teplejší, tím více energie vyzáří. Atmosférické plyny jsou relativně dobrými absorbenty dlouhovlnného záření. Zejména vodní páry, ozon a  $\text{CO}_2$ . Atmosférou pohlcené záření je opět vyzařováno do všech směrů. Část záření, které je emitováno směrem k zemskému povrchu se nazývá *dlouhovlnné zpětné záření atmosféry* ( $L\downarrow$ ). Rozdíl mezi těmito složkami je *čistá dlouhovlnná radiace* ( $L$ ) (Ritter, 2006).

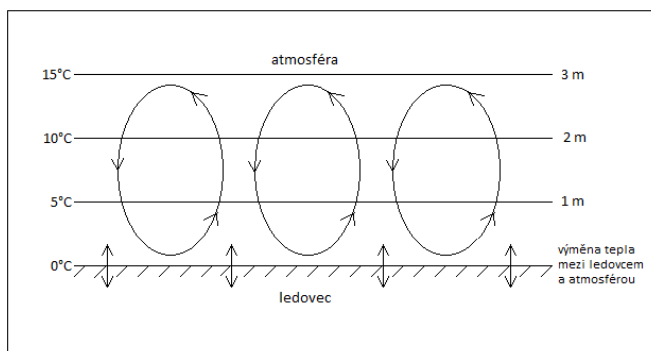
$$L = L\uparrow + L\downarrow$$

Zdali zemský povrch více energie pohltí či vyzáří, záleží na vzájemné teplotě povrchu a atmosféry. Dlouhovlnné záření tedy vzniká díky tepelné výměně mezi oběma prostředím (Hock, 2005).

### **2.2.2 Senzibilní a latentní teplo**

Ve spodní vrstvě atmosféry dochází k turbulentnímu proudění vzduchu, které v nejnižší vrstvě zajišťuje tepelnou výměnu mezi povrchem země a atmosférou. Jelikož teplota sněhu na povrchu nemůže přesáhnout  $0^\circ\text{C}$ , je u země vyvinuta silná teplotní stratifikace s gradientem až  $5^\circ\text{C}/\text{m}$  (Hock, 2005). Tato turbulentní vrstva se nachází

do 2 – 3 m nad povrchem (Obr. 5) a díky teplotní výměně zde vzniká latentní a senzibilní teplo.



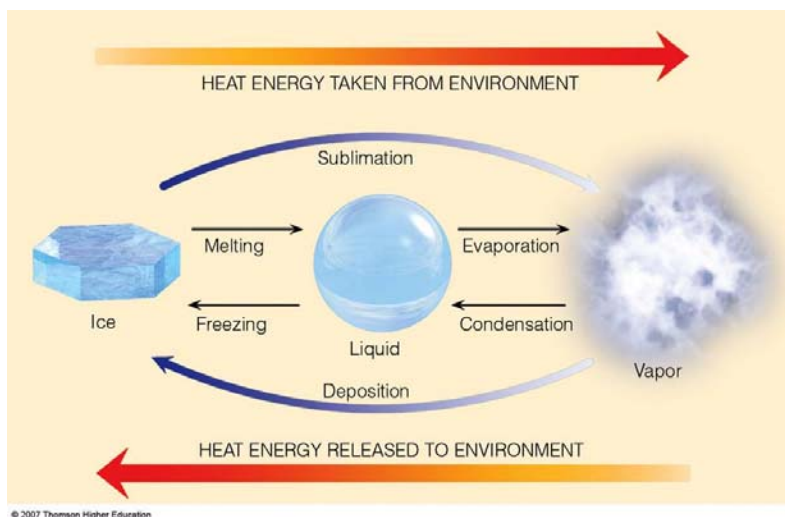
Obr. 5: turbulentní proudění vzduchu a teplotní zvrstvení ve spodní vrstvě atmosféry.

Přenos tepla mezi sněhem a vzduchem, díky teplotnímu gradientu, je znám jako *senzibilní (citelné) teplo*. Vzniká v případě rozdílných teplot obou prostředí a jeho přenos je vnímán jako vzrůst či pokles teploty vzduchu. Je-li vzduch teplejší než povrch ledovce, dochází k přímému přenosu tepla do ledovce a k jeho tání (Singh and Singh, 2001, Ritter, 2006).

*Latentní (skupenské) teplo* je absorbováno či uvolňováno během přeměny skupenství vody aniž by došlo ke změně její teploty (Perrot, 1998). Vyvolává evaporaci, kondenzaci, sublimaci, depozici, tání a mrznutí. Během evaporace, tání a sublimace je energie dodávána z okolního vzduchu, dochází k její spotřebě. Procesy, během kterých je energie uvolňována do okolního prostředí, jsou kondenzace, mrznutí a depozice. Během přeměny skupenství má voda stále stejnou teplotu, ale okolní vzduch se buď ochlazuje či otepluje. Dochází k přeměně latentního tepla na senzibilní teplo.

Pro proces evaporace a kondenzace je zapotřebí 7,5 x více energie než pro tání a mrznutí (2 260 kJ/kg a 333 kJ/kg) (Nave, 2005). Proto během tání nedochází k takovému ochlazení vzduchu jako během evaporace, a naopak během kondenzace se vzduch otepluje mnohem více než při mrznutí (Ritter, 2006).

Zdroj energie ze senzibilního a latentního tepla je obecně malý oproti čisté radiaci, ale v krátkodobém měřítku (hodiny až dny) může svou intenzitou čistou radiaci předčít (Hock, 2005). Dle Morrise (1989) může senzibilní teplo dodat až 2x více energie než čistá radiace, obvykle kolem 40 %, a latentní teplo může dodat stejné množství energie jako čistá radiace, obvykle bývá kolem 10 %.



Obr. 6: Schéma přenosu latentního tepla.  
Zdroj: Thompson higher education (2007)

### 2.2.3 Ostatní složky energetické bilance

#### Tepelný obsah deště

Pokud dešť dopadne na ledovec, je ochlazen na teplotu sněhové pokrývky či ledu. Teplo, které je uvolněno do ledovce, je výsledkem energetického rozdílu mezi dešťovou vodou před dopadnutím na jeho povrch a po dosažení termální rovnováhy s okolním prostředím. Množství dodaného tepla je přímo úměrné množství dešťové vody a teplotnímu rozdílu mezi deštěm a sněhem. Dopadá-li voda na sněhovou pokrývku, která je v isothermálním stavu  $0^{\circ}\text{C}$  či na ledovec, dochází k tání. Dopadá-li na sněhovou pokrývku, která má záporné teploty, dochází k oteplování sněhu na  $0^{\circ}\text{C}$  (Singh and Singh, 2001). V celkovém měřítku je tento zdroj energie v celkové bilanci nevýznamný. Dešťová událost o 10 mm srážek při  $10^{\circ}\text{C}$  průměrně vyprodukuje  $2,4 \text{ W/m}^2$  za den, což je oproti ostatním zdrojům zanedbatelné množství (Hock, 2005).

#### Tepelný tok z podloží

O této složce energetické bilance se mluví spíše u sněhové pokrývky, která leží přímo na zemském povrchu. Jde o uvolňování tepla, které se v půdě akumulovalo během léta, kdy byl povrch bez sněhu. U ledovce jde o geotermální aktivitu, která záleží na geologické situaci podloží a liší se ledovec od ledovce (Singh and Singh, 2001).

### Vnitřní energie sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka má svoji vnitřní energii, která určuje její teplotu. Její velikost závisí na skladbě sněhu, tedy na množství ledu, vody a plynu (*Singh and Singh, 2001*).

#### **2.2.4 Význam jednotlivých členů energetické bilance**

V tabulce č. 3 jsou zaznamenány hodnoty jednotlivých členů energetické bilance u některých ledovců. Na první pohled je vidět, že nejvýznamnějším členem je čistá radiace. Senzibilní teplo většinou dosahovalo též značných hodnot, u některých ledovců i více než polovinu. Latentní teplo mělo mnohem menší význam a někde dosahovalo záporných hodnot vlivem evaporace. Bolivijský tropický Zongo Glacier dokonce ztratil díky evaporaci stejné množství energie, které získal solárním zářením.

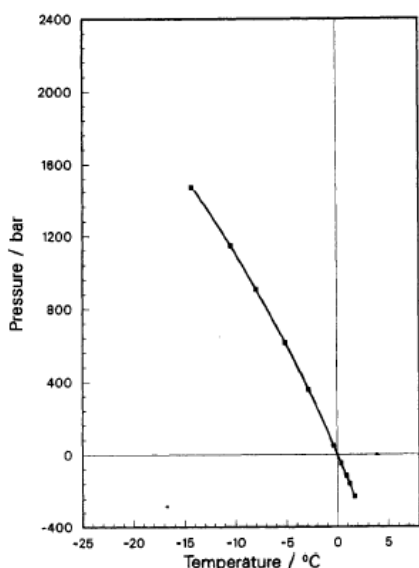
Tab. 3: Energetické bilance ledovců,  $Q_{nr}$  – čistá radiace,  $Q_h$  – senzibilní teplo,  $Q_e$  – latentní teplo,  $Q_g$  – geotermální teplo,  $Q_m$  – energie dostupná pro tání. Hodnoty jsou uváděny v  $W/m^2$ .

místo, výška, typ povrchu	období (d = dny)	$Q_{nr}$	$Q_h$	$Q_l$	$Q_g$	$Q_m$	zdroj
Vernagtferner 2970 m, led	45 d, srp. + září	143	23	4	0	170	Hainkes, 1995
Kasselwandferner, 3240 m, sníh	20 d	43	21	-1		63	Ambach et al. 1963
Blue Glacier, 2050	12.5.-20.8.	85	50	-3		132	La Chapelle, 1959
Aletschglacier, 2220 m, led	2.-27.8.	129	38	14		181	Röthisberger et al., 1987
Aletschglacier, 3366 m, sníh	3.-19.8.	44	4	-3		45	Röthisberger et al., 1988
Worthington Glacier, Aljaška, sníh	16.7.-1.8.	127	68	47		242	Streten et al., 1968
Storgaliären, 1370 m, led	19.7.-27.8	73	33	5	-3	122	Hock et al., 1996
Zongo Glacier, 5150 m, sníh/led	1 rok	17	6	-17	3	9	Wagnon et al., 1999

Zdroj: Hock (2005)

### **2.3 Klasifikace ledovců dle teploty ledu**

Tání ledovce závisí na jeho teplotě, která je ovlivněna 3 zdroji tepla. Těmi jsou: teplo přicházející do ledovce prostřednictvím jeho povrchu, geotermální tok tepla z jeho podloží a teplo vznikající uvnitř ledovce vlivem vnitřního tření při pohybu (Demek, 1987). Proto k tání dochází na povrchu, na bázi i uvnitř ledovce. Míra tání a to, zda k němu vůbec dochází, však není ovlivněno samotným zdrojem tepla, ale i tlakem ledovce. Přeměna ledu v kapalinu je provázána zvýšením tlaku nadložního sněhu a ledu, jelikož s rostoucím tlakem se snižuje její bod tání. Při atmosférickém tlaku 1 bar (1000 hPa) je bod tání 0°C, zatímco při tlaku 136 bar nastává již při -1°C (Votoček, Heyrovský, 1945, in Karásek, 2001). Tato hodnota se nazývá tlakový tavný bod (Zeman, Demek, 1979).



Obr. 7: Tlakový tavný bod ledu

Zdroj: Henderson and Speedy (1987), upraveno.

### Teplý, subpolární a polární ledovec

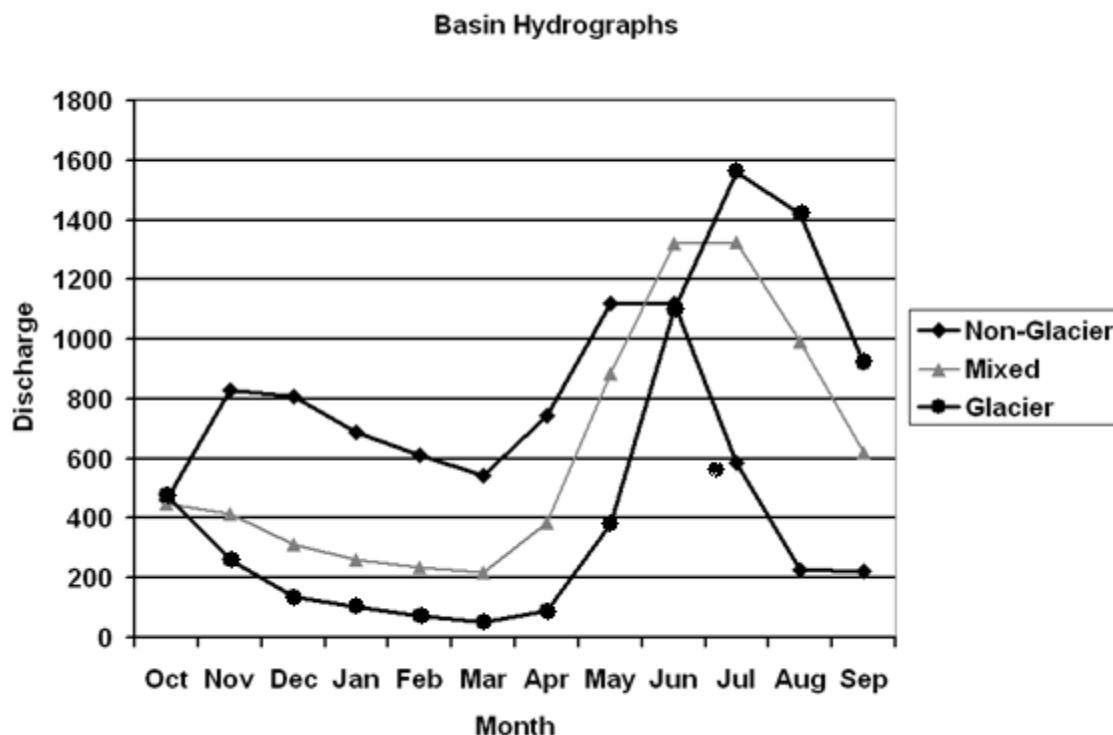
Dle teploty ledovce ve vztahu s jeho tlakovým tavným bodem stanovil Ahlmann (1935) rozdělení ledovců do 3 kategorií: teplé (*temperate*), subpolární (*sub-polar*) a polární (*high-polar*). Teplý ledovec se blíží tlakovému tavnému bodu v celé své hloubce. Taje na povrchu vlivem teploty vzduchu, ale i uvnitř se vyskytuje voda v tekutém stavu. Subpolární ledovec taje pouze na povrchu vlivem teploty vzduchu, teplota uvnitř ledovce je však menší než tlakový tavný bod. Polární ledovce netají v celé své hloubce ani v letním období. Ke ztrátě hmoty dochází převážně sublimací. Zřídka kdy však ledovec spadá celý do jedné kategorie (Paterson, 1994).

### Ledovec s teplou a studenou bází

Jiné rozdělení dle teploty je na teplý a studený led. Teplota studeného ledu leží níže, než je tlakový tavný bod ledovce. Teplota teplého ledu se tlakovému bodu blíží a v ledovci proto existuje voda v kapalném stavu. Dle teploty ledu a vztahu s tlakovým tavným bodem rozlišujeme ledovec s teplou a studenou bází. Toto rozdělení má význam hlavně z hlediska pohybu ledovce. U ledovců s teplou bází dochází k tlakem vyvolanému tání a vytvoření vrstvy vody na hranici led - podloží a ledovec po ní může klouzat. U ledovců s chladnou bází se vodní vrstva netvoří a tření na hranici s podložím je větší než uvnitř ledovce. Proto dochází k pohybu po diskontinuitách ledovce nad jeho bází (Demek, 1987).

## **2.4 Plocha ledovce**

Důležitým faktorem je velikost zaledněné plochy povodí. Čím větší procento povodí je zaledněno, tím více se na celkovém ročním odtoku podílí letní polovina roku a tím později nastává období maximálních průtoků. V silně zaledněných povodích jsou hlavním faktorem ovlivňujícím odtok letní teploty vzduchu. Čím méně je pánev zaledněna, tím větší vzájemný vztah má průtok se srážkami. Proto pro zkoumání dlouhodobých změn ročních průtoků je velmi důležitá znalost zaledněné plochy povodí (Chen, Ohmura, 1990). Na grafu č. 1 jsou znázorněny hydrogramy ze 3 různých pánví- nezaledněná pánev, částečně zaledněná a zaledněná. Zde je vidět, že míra zalednění má na odtok z pánve velký vliv. Čím více je pánev zaledněna, tím méně vyrovnané jsou průtoky během roku a tím později nastává maximální průtok.



Graf 1: Odtokové křivky z různých pánví. Dle pořadí v legendě: odtok z pánve bez ledovce, odtok z částečně zaledněné pánve, odtok z ledovce.

Zdroj: <http://www.nichols.edu/departments/Glacier/glacier.htm>

## 2.5 Zdroj vody ledovcového toku

Ledovcový režim je velice komplexní. Na to, kdy a jakou měrou se bude podílet na odtoku jaká zdrojnice vody, má vliv mnoho faktorů. Nejdůležitějšími z nich jsou charakteristika povodí, podíl zaledněné plochy, podnebí i momentální počasí, množství spadlého sněhu, stav ledovce a spousta dalších. Přesto však můžeme, nehledě na tyto faktory, obecně charakterizovat zdroje, které se podílí na odtoku z ledovce a průtoku ledovcových řek (Singh and Singh, 2001).

Těmito zdroji jsou:

- a) Bazální odtok
- b) Odtok z tajícího sněhu
- c) Odtok z tajícího ledu
- d) Dešťové srážky



### 2.5.1 Bazální odtok

Pojem bazální odtok je většinou chápán jako stav průtoku, kterého je dosaženo v období, kdy tok není dotován srážkou, ale pouze ze zásob podzemní vody (*Schilling, 2001*). Tato definice je pro toky napájené ledovcem nepřesná, neboť i v období, kdy nevypadávají žádné srážky, je tok napájen tavnými vodami.

*Singh and Singh (2001)* bazálním odtokem v glaciální hydrologii myslí odtok vzniklý táním na bázi ledovce, to znamená na rozhraní ledovce a jeho podloží. Tento bazální odtok vzniká jednak třením ledovce o podloží a okolní skály a jednak energetickou výměnou mezi ledem a podložím.

Bazální odtok, ať už z podzemních vod či vzniklý na bázi ledovce, tvoří zdrojnicí ledovcových řek po celý rok bez větších změn v průběhu roku i dne. V zimním období tvoří jediný zdroj vody, v letních měsících přebírají hlavní roli ostatní zdrojnice, o kterých bude řeč dále. Studie *Hooda, Hayashihō a Roye (2007)* prokázala, že příspěvek podzemní vody na celkovém přítoku do ledovcových jezer může být i poměrně vysoký. Podzemní přítok do Jezera O'Hara v kanadských Rocky Mountains, tvořil v období maximálního naplnění 25 - 40% celkového přítoku, a na konci léta, kdy se již povrchový přítok snižoval, dokonce až polovinu celkového přítoku.

### 2.5.2 Odtok z tajícího sněhu a ledovcového ledu

Na konci jara se zvyšuje radiace a teploty vzduchu, hlavní roli na průtoku ledovcových řek začíná hrát tavná voda. Nejprve ze sněhové pokrývky, poté z ledovcového ledu. Pro zkoumání odtoku z ledovce je zásadní znalost dvou procesů - produkce tavných vod a odtokové procesy v rámci ledovce (*Singh and Singh, 2001*). Proces tání je závislý na výše popsané energetické výměně mezi atmosférou a povrchem ledovce, a proto by měl být zkoumán na základě energetické bilance. Většina vědeckých prací (*Lang, 1968*) ovšem provádí výzkum na základě teplot vzduchu, jelikož získání teplotních dat z terénu je jednodušší a teplotní chod je přímo závislý na energetickém stavu atmosféry.

#### Odtok z tajícího sněhu

Na počátku ablační sezóny je ledovec zcela pokryt sněhovou pokrývkou. Ta začíná tát, jakmile se teploty vzduchu zvýší nad 0°C. Tání se však na odtoku z ledovce projeví s časovým zpožděním, které vzniká díky schopnosti sněhové pokrývky určité množství tavné

vody zadržovat. Toto množství je součtem vody potřebné k vyrovnání teplotního deficitu sněhové pokrývky a pokrytí objemové jímavosti sněhu (*Singh and Singh, 2001*).

#### *Teplotní deficit sněhové pokrývky (cold content)*

Teplotní deficit je definován jako množství energie potřebné k dosažení izotermálního stavu 0°C uvnitř sněhové pokrývky v celé její hloubce (*ASCE*). Tato energie je dodána následujícím způsobem. Tání zpočátku probíhá převážně na povrchu sněhové pokrývky. Sníh ve spodnějších vrstvách má stále zápornou teplotu a roztavená voda v pokrývce opět přemrzá, mění se struktura okolního sněhu a vznikají ledové vrstvičky uvnitř pokrývky. Při tomto procesu dochází k výměně energie mezi tavnou vodou a sněhem, a tím zvyšování teploty celé pokrývky na 0°C, kdy voda přestane opět přemrzat a začíná být potenciálně dostupná pro odtok (*Paterson, 1994, Stenborg, 1970*).

#### *Objemová jímavost vody (liquid water holding capacity)*

Po dosažení izotermálního stavu zůstává voda uvnitř sněhové pokrývky v tekutém stádiu, avšak je sněhem stále zadržována. Množství vody, které je pokrývka schopna pojmout závisí především na hloubce a hustotě sněhu a dle *USACE (1956)* je stanovena jako 2 – 5 % vodního ekvivalentu sněhu (množství vody vzniklé po roztavení určitého množství sněhu) (*ASCE*). Poté, co je sněhová pokrývka nasycena, tavná voda vlivem gravitace plynule odtéká směrem k čelu ledovce a podílí se na průtoku řek.

Vzhledem k plynulosti a pomalé rychlosti průtoku vody skrz sníh není průtok řeky během dne tolik rozkolísaný. Denní maximum má pomalý a plynulý nástup a rozdíl mezi minimem a maximem je v porovnání s tavnou vodou z obnaženého ledovce relativně malá (*Singh and Singh, 2001*). S postupující ablační sezónou sněhová pokrývka mizí a obnažuje se povrch ledovce, jehož tavná voda postupně přebírá roli hlavní zdrojnice ledovcových řek.

Vliv sněhu se může na průtoku ledovcových řek projevit ještě jedním způsobem a to napadne-li v průběhu letních měsíců nová sněhová pokrývka. Nový sníh má vyšší albedo než ledovcový led a snižuje intenzitu tání. Průtoky jsou celkově menší a zmenšuje se či zaniká efekt denního cyklu. Odtávající voda je opět zadržována sněhovou pokrývkou a poté pozvolna odváděna do toku. Po roztátí sněhu denní průtoky pokračují v nastoleném trendu (*Singh and Singh, 2001, Elliston, 1973*).

### Odtok z obnaženého ledovce

Během léta sezónní sněhová pokrývka mizí a hlavní zdrojnicí vody se stává ledovcový led. Odtok z tajícího ledu je komplexnější než u sněhu, jelikož kromě energetické výměny mezi ledem a atmosférou hraje roli například vliv pohybu ledu uvnitř ledovce či tání vlivem tření o podloží při pohybu těla ledovce. Retenční schopnost ledovce a odvod vody sítí ledovcových kanálů je také složitější než u sněhu.

Tání je způsobeno solární radiací a výměnou energie mezi atmosférou a ledem. Vyznačuje se vysokou rozkolísaností v průběhu roku. Maximálních hodnot dosahuje v pozdním létě, naopak v zimních měsících se nevyskytuje vůbec. V zimě je odtok z ledovce způsoben výhradně táním na bázi ledovce, zatímco v létě je způsoben převážně povrchovým táním. Ledovec se chová jako nepropustná hornina, a proto z něj voda rychle stéká pryč. V průběhu období tání se navíc vyvíjí síť odtokových kanálů, která pohyb vody ještě více urychluje, takže toku dosáhne mnohem dříve než voda ze sněhu.

Velikou roli na odtoku z ledovce hraje albedo. Ačkoliv délka slunečního svitu je nejdelší a radiační energie je nejvyšší v červnu, průměrné albedo sněhem pokrytého ledovce je velké a způsobuje relativně malé tání. V červenci a srpnu se radiační energie již snižuje kvůli menšímu úhlu záření, ale na povrchu je vystaven starý led, který má mnohem menší albedo. To má za následek intenzivnější tání než v červnu. (*Singh and Singh, 2001*)

### **2.5.3 Dešťové srážky**

Dešťové srážky se na ledovci většinou vyskytují pouze v letním období (s výjimkou tropických ledovců), kdy převládají kladné teploty vzduchu. Jejich vliv na průtok ledovcových řek může být jak pozitivní, tak negativní v závislosti na poloze sněžné čáry, momentální výšce nulové izotermy a meteorologických podmínkách během deště (*Collins, 1998*).

### Poloha sněžné čáry

Sněžná čára dělí pánev na část pokrytou sněhem a část s obnaženým ledovcem. Jak bylo popsáno výše, obě části mají odlišnou odtokovou charakteristiku. Sníh vodu absorbuje a potenciální odtok je buď zpožděn či zadržen podle termálních podmínek uvnitř sněhové pokrývky. Naopak prší-li na obnažený ledovec, dostává se voda ihned do systému odtokových kanálů a má přímý vliv na průtoky řek. Prší-li na morénou překryté nepropustné skalní

podloží, voda též rychle odtéká pryč. Z toho plyne velký vliv poměru zasněžené a nezasněžené části povodí (Collins, 1998).

### Výška nulové izotermy

Dalším důležitým faktorem je momentální výška nulové izotermy. Ta určuje podíl povodí, ve kterém padají srážky ve formě sněhu a ve kterém ve formě deště. Tedy prší-li v místě měření srážek, ve vyšších polohách může sněžit a v celkovém výsledku může vypadávání srážek vést ke snížení odtoku z ledovce (Collins, 1998).

### Meteorologické podmínky

Meteorologické podmínky ovlivňují intenzitu běžného, termicky vyvolaného odtoku tavných vod. Pokud jsou teploty vzduchu pár dní před deštěm a během něj vysoké, termicky vyvolaný odtok je velký a spolu se srážkami tvoří extrémnější odtok než za chladných dní. Teplotní podmínky během deště však bývají redukovány zvýšenou oblačností, proto taje méně a výsledný odtok není tak extrémní, či je naopak menší, než by byl ve stejnou dobu pokud by nepršelo (Collins, 1998).

Všechny tři zmíněné charakteristiky závisí na nadmořské výšce celé pánve. Čím výše se nachází, tím je pravděpodobnější že se průtoky v ledovcových řekách sníží (Singh and Singh, 2001).

Největší pozitivní vliv mají dešťové události v pozdním létě. Zvyšování polohy sněžné čáry v letních měsících zvětšuje plochu pánve, která je beze sněhu a tím i plochu, ze které srážky okamžitě odtékají pryč. Navíc drenážní systém ledovce, který odtok vody urychluje, je velmi dobře vyvinut. Nulová izoterma je výše a tedy na větší plochu dopadají srážky ve formě deště a teploty vzduchu bývají dostatečně nad bodem mrazu i při zamračené obloze. V tomto období dochází k největším průtokovým extrémům. Termicky vyvolaný přítok tavných vod je díky vysokým teplotám vzduchu a nízkému albedu vysoký a přidá-li se ještě srážková voda, může dojít až k povodňovým stavům či protržení hrází ledovcových jezer (Collins, 1998).

## 2.6 Sezónní cyklus ledovcového režimu

Následující odstavce se týkají pouze ledovců v oblasti severní polokoule, kde se střídají roční období a maximální průtoky nastávají v letních měsících. Sezónnost tropických ledovců není tolik výrazná a maximální průtoky nastávají v opačné polovině roku. Zmiňované oblasti jsou srovnány na obr. 8 a 9.

Hydrogram ledovcového toku lze rozdělit na 2 části: vzestupnou, která je odstartována tzv. jarním impulzem, kdy se křivka láme a průtok se začne rapidně zvyšovat. Vrcholem, této fáze je bod s maximálním ročním průtokem, od kterého se křivka opět láme a začíná druhá část, poklesová, kdy se průtoky opět snižují (*DeWalle and Rango, 2008*).

### Jarní impulz (*spring pulse runoff*)

Jarní impulz je považován ve vysokohorském prostředí za přechod zimy v jaro což odpovídá dnu, kdy se stálé a nízké zimní průtoky začnou plynule a rychle zvyšovat. Nastává koncem jara až začátkem léta, přičemž platí, že čím více sněhu během zimy napadlo, tím později impulz nastane. Příčinou je, že zima s vyšší sněhovou pokrývkou bývá studenější a delší a že je zapotřebí vyšších teplot a více času k nastartování procesu tání. Můžeme ho tedy též považovat za den, kdy se na průtoku začne podílet voda z tajícího sněhu (*Cayan et.al., 1999*).

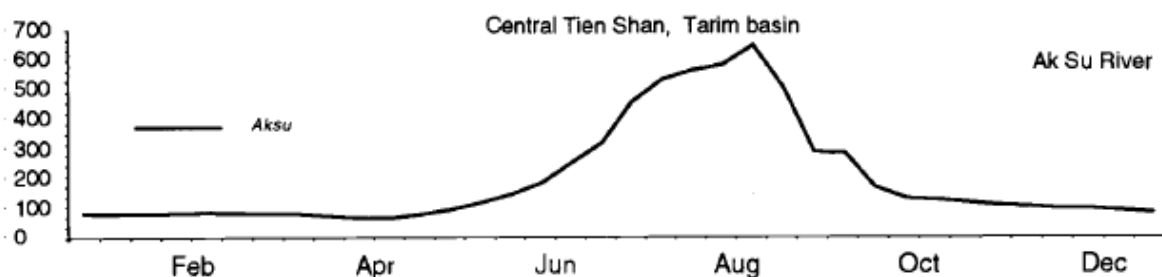
### Vzestupná část

Od tohoto dne průtoky stoupají až do pozdního léta. Hlavním zdrojem se nejprve stává tavná voda ze sněhu, kterého s postupem času ubývá a obnažuje se ledovec, který přebírá roli hlavní zdrojnice. Nastolený trend vzestupu odtokové křivky ale není nijak narušen a změnu poměru zdrojnice nepoznáme (*DeWalle and Rango, 2008*).

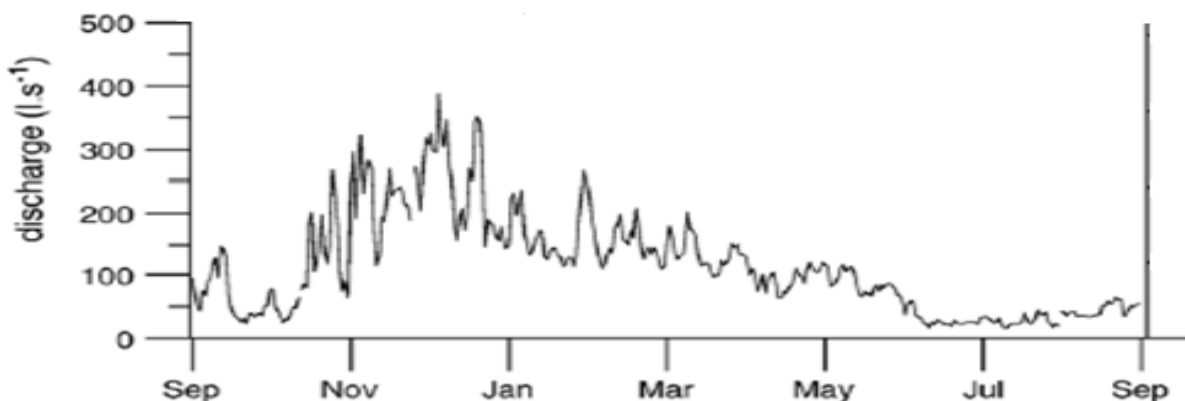
### Poklesová část

Vrcholem ablační sezóny je den s maximálním průtokem, obvykle koncem srpna či začátkem září. Od tohoto dne dochází k exponenciálnímu poklesu průtoku. Teplota se snižuje, ledovec přestává tát a na průtoku se podílí tavná voda, která se v průběhu léta akumulovala v různých rezervoárech uvnitř ledovce a nyní postupně odtéká, až se rezervoáry vyprázdní a jediným zdrojem vody v korytě se stává bazální odtok. Poté následuje zimní období, kdy je průtok velmi nízký a stálý, dotovaný podzemní vodou a bazálním táním až do nového jarního impulzu (*Peterson et.al., 2003, DeWalle and Rango, 2008*).

Nastíněný průběh hydrogramu může být místy deformován srážkovými událostmi ať už dešťovými či sněhovými. Jeho průběh je v obecné rovině každý rok stejný, liší se však načasováním a délkou jednotlivých fází v závislosti na variabilitě klimatických podmínek (DeWalle and Rango, 2008).



Obr. 8: Příklad hydrogramu ledovcového toku severní polokoule (Ak Su, Tien Shan, Kyrgyzstán). Zdroj: Aizen et al. (1995), upraveno.



Obr. 9: Příklad hydrogramu ledovcového toku tropických oblastí (Zongo glacier, Brazílie). Zdroj: Sicart et al. (2007), upraveno

### Rozdělení ablační sezóny

Ablační sezónu chápeme jako období, kdy dochází k úbytku hmoty na ledovci. Dle Singha a Singha (2001) ji můžeme rozdělit na 3 části:

Začátek: červen-červenec, zahájení tání, sezóna tání sněhu- sníh tvoří hlavní zdroj tavných vod, vysoké procento plochy pánve pokryto sněhem, vysoké albedo.

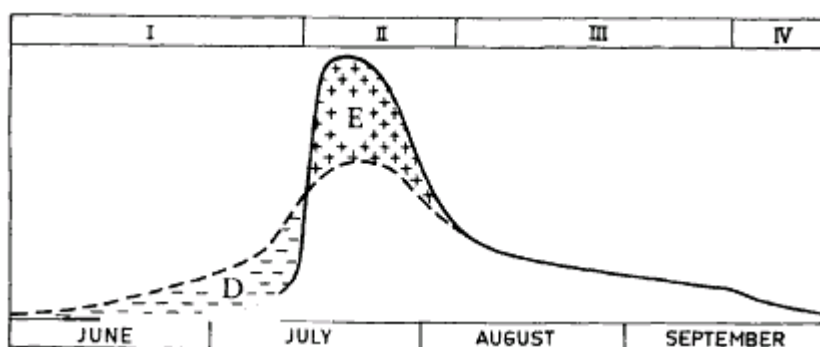
Léto: červenec-srpen, ablační sezóna ledovce a maximální odtok, dobře vyvinutý drenážní systém

Konec: Srpen-září, konec ablační sezóny, ablace redukována kvůli špatným podmínkám tání a nové sněhové pokrývce

### Akumulace vody a zpoždění odtoku v rámci sezónního cyklu

Jednou z hlavních charakteristik ledovcového režimu je zpoždění odtoku způsobené akumulací schopností ledovce. V zimním období dochází k akumulaci srážek ve formě sněhu, což způsobuje redukcii odtoku. V letním období dochází k jeho tání a naopak mnohonásobně větším průtokům, než by vznikaly vypařováním srážek. Tento proces je hlavním motorem sezónnosti ledovcového režimu (Jansson, Hock, Schneider, 2003).

Stenborg (1970) se zpožděním odtoku zabývá v rámci ablační sezóny. Řeší zpoždění oproti potenciálnímu termicky vyvolanému odtoku a dělí ablační sezónu na tři období, kdy skutečný odtok je menší, větší a přibližně stejný jako ten, který lze očekávat podle meteorologických podmínek. V prvním období je odtok menší kvůli akumulaci schopnosti sněhu popsané v kapitole 2.6.2. Ve druhém období je odtok větší, jelikož kromě nově vyprodukované tavné vody je uvolňována i ta z předešlého období, která byla zadržena sněhem. Ve třetí části sezóny je odtok zdánlivě v rovnováze s předpokládaným odtokem. Sněhová pokrývka mizí, teplota vzduchu se snižuje a tím i ablace ledovce, absorpční kapacita zbývajících sněhu je minimální a síť kanálů uvnitř ledovce a sněhu je dobře vyvinuta.



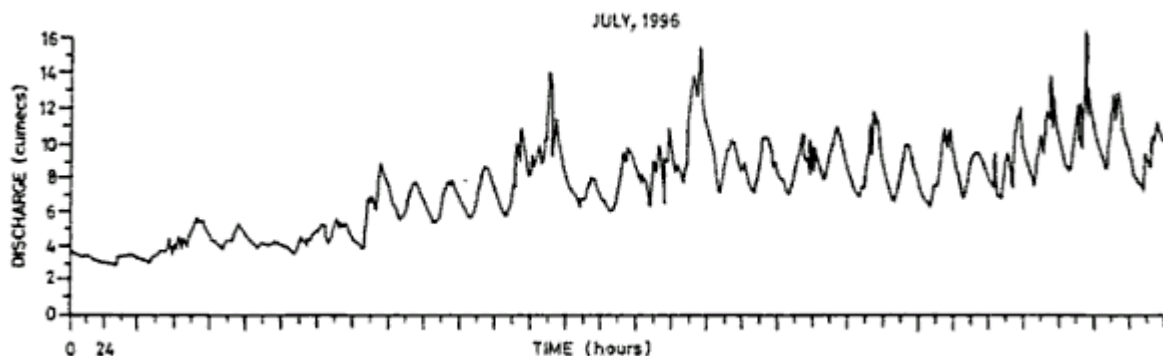
Obr. 10: Ilustrace hlavních period letního odtoku z ledovce. Plná čára = naměřený odtok, přerušovaná čára = potenciální odtok (tání a srážky). I-IV = hlavní periody, D = deficit, E = přebytek v objemu odtoku.

Zdroj: Stenborg (1970)

Tento sezónní akumulace – zpozdovací mechanismus tvoří základní odtok z ledovce, na který je v průběhu ablační sezóny navrstvený odtok řízený denní variabilitou solárního záření popsany v následující kapitole.

## 2.7 Denní cyklus ledovcového režimu

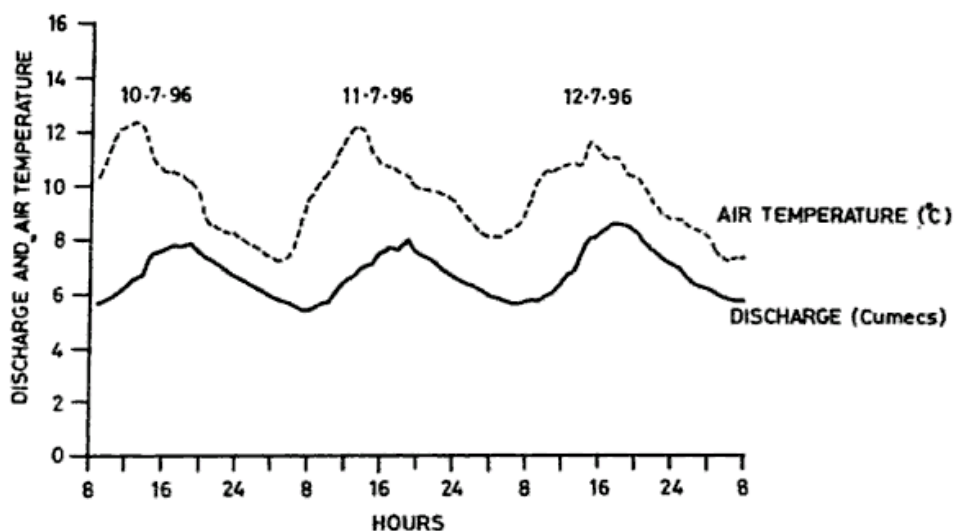
Podíváme-li se na hydrogram ledovcového toku podrobněji, vidíme v letním období pravidelný denní cyklus. Tvar křivky je podobný křivce ročních průtoků a odráží rozložení solární energie a teploty vzduchu během dne a hydrologickou odezvu různých částí pánve. Letní teplotní rytmus způsobuje každodenní maxima přesahující základní odtok. Tento jev jednoznačně charakterizuje ledovcový tok (*Singh and Singh, 2001*).



Obr. 11: Ukázka průtoku ledovcové řeky s charakteristickými denními maximy.  
Zdroj: *Singh and Singh (2001)*, dle *Singh et.al. (1997)*

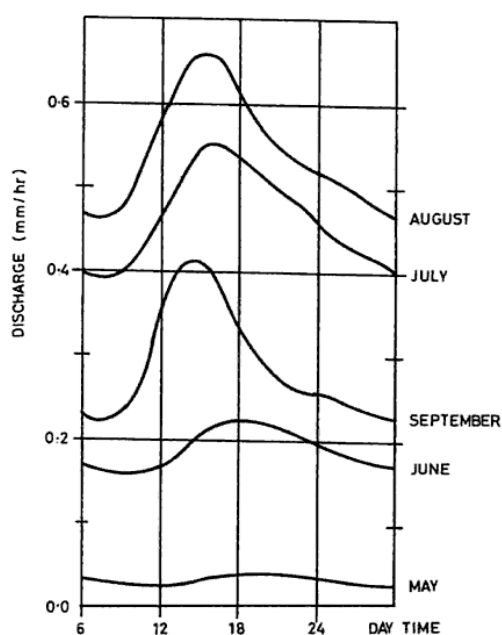
Denní rytmus není na počátku období tání výrazný díky plynulému pomalému odtoku ze sněhové pokrývky. S pokračující sezónou jsou rozdíly mezi maximem a minimem výraznější. Sníh z ledovce mizí a zkracuje se zpoždění odtoku. S tím souvisí i prudší nárůst a pokles průtoků, který lépe odráží změny teploty vzduchu, protože retenční schopnost ledu je oproti sněhu zanedbatelná a reakce na změnu teploty je okamžitá. Veliký vliv na tyto změny má také vývoj sítě odtokových kanálů na ledovci, protože kanalizovaný odtok je rychlejší než plošný a jeho reakční doba je mnohem kratší. Největších maxim obvykle průtok dosahuje v srpnu (*Singh and Singh, 2001, Elliston, 1973*).





Obr. 12: Ukázka denních variací průtoku a teploty vzduchu. Na grafu je patrné zpoždění maximálních průtoků oproti maximální teplotě.

Zdroj: Singh and Singh (2001)



Obr. 13: Ukázka rozdílné rozkolísanosti průtoků během dne v průběhu období tání. V pozdějším období je křivka strmější, rozdíl mezi maximem a minimem je větší a maximální průtok nastává dříve.

Zdroj: Singh and Singh (2001), dle Oertler et al (1981)

### Akumulační a zpožďovací charakteristika denního cyklu

Průměrné hodnoty zpoždění odtoku se pohybují mezi 5 – 6 hodinami. Odpovědným faktorem je opět akumulační činnost ledovce. Tavná voda produkovaná v dopoledních hodinách je cestou akumulována v různých dutinách a trhlinách, ve firnu a sněhu, takže

ke zvyšování průtoků nedochází. Později během dne jsou již tyto prostory naplněny, nemohou další vodu zadržet a ta přímo odtéká do řeky. Voda začíná díky zvyšujícímu se hydrostatickému tlaku odtékat i z rezervoárů a dochází k maximálním průtokům. Během noci opět klesá intenzita tání, rezervoáry se vyprazdňují a průtoky postupně klesají (Collins, 1982).

Doba zpoždění je kombinovanou charakteristikou ablační a akumulací zóny. Vliv firny v akumulací zóně na tok je větší než vliv holého ledovcového splazu. Zpoždění odtoku z firny je asi 10x větší (Golubev, 1973). Tento rozdíl způsobuje, že odtok z ledovcového splazu přispívá k denním maximům, zatímco odtok z akumulací zóny je plynulý a přispívá k základnímu průtoku (Singh and Singh, 2001). Dle Ellistona (1973) a Martince (1970) stráví až polovina tavných vod v ledovci více než jeden den, další autoři počítají se zpožděním až 3 dnů (Peterson et al., 2003).

## 2.8 Extrémní odtokové události

V zaledněných oblastech jsou často zaznamenány povodňové události. Vysoké průtokové stavy jsou většinou způsobeny třemi následujícími událostmi či jejich kombinací: Intenzivní deště, intenzivní tání, protržení hráze ledovcového jezera. Velice běžným jevem jsou bleskové povodně díky prudším sklonům svahů i údolí a nepropustnému skalnímu podloží. (Singh and Singh, 2001). Nejintenzivnější povodně vznikají právě po náhlém uvolnění vody z ledovcového jezera. Touto problematikou se zabývá celá řada výzkumných projektů včetně toho, v jehož návaznosti vznikla tato práce.

Samostatným typem povodní v ledovcovém prostředí je Jökulhlaup. Termín Jökulhlaup pochází z islandštiny a označuje katastrofické povodně způsobené uvolněním velkého množství vody z ledovců. To může být způsobeno především zvýšenou geotermální aktivitou či odvodněním jezer v prostorách na bázi ledovce. K povodním Jökulhlaup dochází nejčastěji na Islandu, na jehož území rozsáhlé ledovce překrývají vulkanické systémy. Důvodem jsou subglaciální erupce, při nichž okolní led taje mnohonásobně rychleji. V roce 1918 způsobila islandská sopka Katla povodeň o maximálním průtoku 100 – 300 tisíc m<sup>3</sup>/s. (Engel, 2007).

## 2.9 Hydrologická bilance jezer

Vodní bilancí jezera se rozumějí změny objemu, které vznikají rozdílem mezi přítokem a odtokem vody za časovou jednotku, obvykle za rok.

Přítok vody:

- přítokem říční vody ( $Q_R$ ) a vody stékající z povrchu okolí jezera ( $Q_O$ ),
- vtokem podzemní vody břehovým pásmem nebo dnem pánve ( $Q_P$ ),
- srážkami spadlými na hladinu (S),
- kondenzací par ze vzduchu na hladině (K).

Odtok vody:

- říčním odtokem ( $O_R$ ),
- podzemním odtokem ( $O_P$ ),
- výparem z hladiny (E),
- transpirací rostlinami pobřežního pásma (ETR)

Rovnice vodní bilance jezera za dobu t pak má tvar:

$$Q_R + Q_P + Q_O + S + K - O_R - O_P - E - ETR = \pm V$$

a změna objemu V:

$$\pm V = \Delta H * (P_1 - P_2) / 2,$$

kde  $P_1$  a  $P_2$  je plocha jezera za rozdílné úrovně hladiny za dobu t a  $\Delta H$  rozdíl úrovně hladiny.

(*Dub, 1963*)

Dle charakteru jezera jsou některé členy rovnice rozhodující, jiné mají vliv minimální či žádný a můžeme je zanedbat (*Dub, 1963*). Studie ledovcového jezera O'Hara v kanadských Rocky Mountains prokázala, že povrchový přítok ledovcových jezer je zdaleka nejvýznamnější, zatímco přímé srážky a výpar jsou téměř zanedbatelné. Různý vliv může mít podpovrchový přítok. U tohoto jezera tvořil v době maximálního povrchového přítoku až 40 % celkového přítoku (*Hood, Hayashi, Roy, 2007*). Příspěvek podzemní vody je však u každého jezera jiný a nelze generalizovat.

### 2.9.1 Změna výšky jezerní hladiny

Změny objemu vody v průtočném jezeře souvisí se změnami členů bilanční rovnice - přítokem vody do jezera a odtokem z něho, případně klimatickými změnami. To znamená

s jevy, které se více méně v ročním chodu pravidelně opakují. Proto se mění i výška jezerní hladiny. Její nejvyšší stav koresponduje s nejvyšším přítokem do jezera a minimální stav s největším odtokem vody. Doba výskytu minima a maxima souvisí s klimatickými poměry v povodí. Změny objemu jezera a tím i kolísání hladiny je tím větší, čím více převažuje jeden člen bilanční rovnice nad jinými. Podle okolností jsou změny hladiny velmi různé, od několika mm až po několik m. Obecně jsou tyto změny v průběhu roku značně plynulejší než u řek díky akumulární schopnosti jezerní pánve.

Na druhu jezer a klimatických poměrech závisí i rozložení extrémních hodnot v průběhu roku. Jezera napájená ledovcem mají maximální stavy v létě a minimální v zimním období, což se pozitivně či negativně projevuje na vodnosti řek, které z nich vytékají (*Dub, 1963*).

### 3. HYDROLOGICKÝ REŽIM JEZERA ADYGINE

#### 3.1 Fyzicko-geografická charakteristika zkoumané oblasti

##### 3.1.1 Lokalizace oblasti jezera Adygině

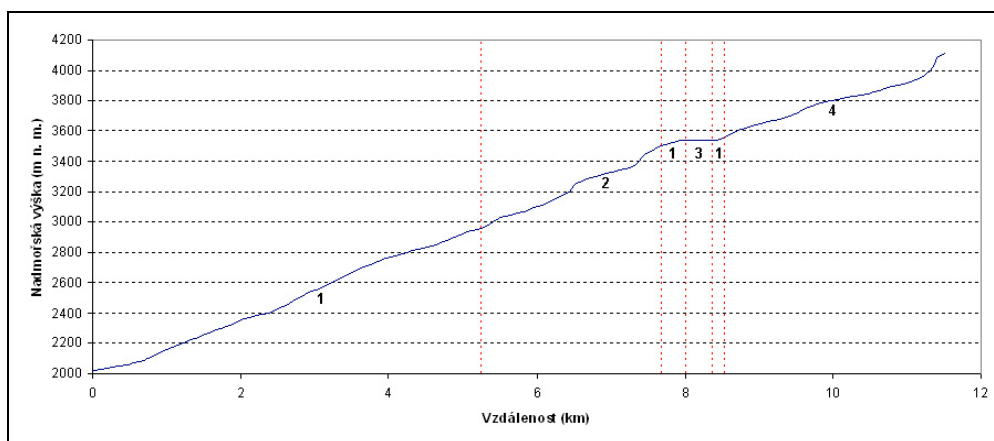
Souřadnice: E 74° 25' 28'', N 42° 27' 25''

Nadmořský výška: 3542 m n. m.

Zkoumaná oblast jezera a ledovce Adygině 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. Dostupnost k jezeru je pěšky od turistického centra NP cca 8 km údolím říčky Adygině. Hydrologický systém sestává z nevelkého ledovce Adygině (4,07 km<sup>2</sup>), ze kterého voda odtéká do dynamicky se vyvíjející kaskády ledovcových jezer a dále do říčky Adygině, která asi po 6 km ústí z levé strany do řeky Ala-Arča (Obr. č. 14). Podélný profil údolím Adygině je na grafu 14, základní morfometrické charakteristiky povodí řeky a jezera Adygině jsou v tabulce 4.

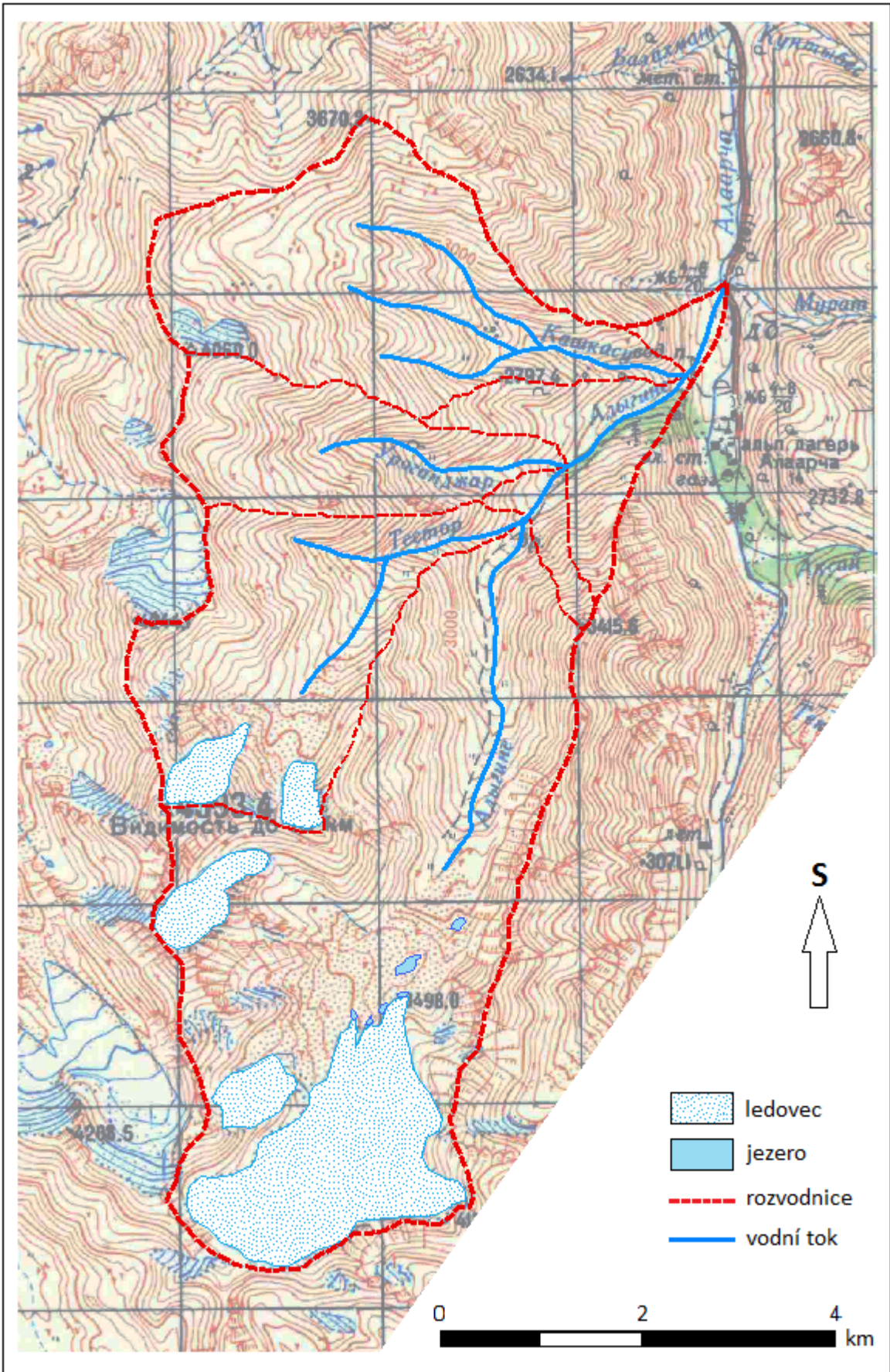
Tab 4: Základní charakteristika povodí řeky Adygině a dílčího povodí jezera Adygině.

Povodí řeky Adygině		Povodí jezera Adygině	
plocha povodí	39,57 km <sup>2</sup>	plocha povodí	6,51 km <sup>2</sup>
délka rozvodnice	31,2 km	délka rozvodnice	10,1 km
nejvyšší bod	4 393,4 m n. m.	nejvyšší bod	4 110,7 m n. m.
nejnižší bod	2 020 m n. m.	výtok jezera	3 542 m n. m.
prům. sklon pov.	37,7 %	prům. sklon pov.	22,2 %



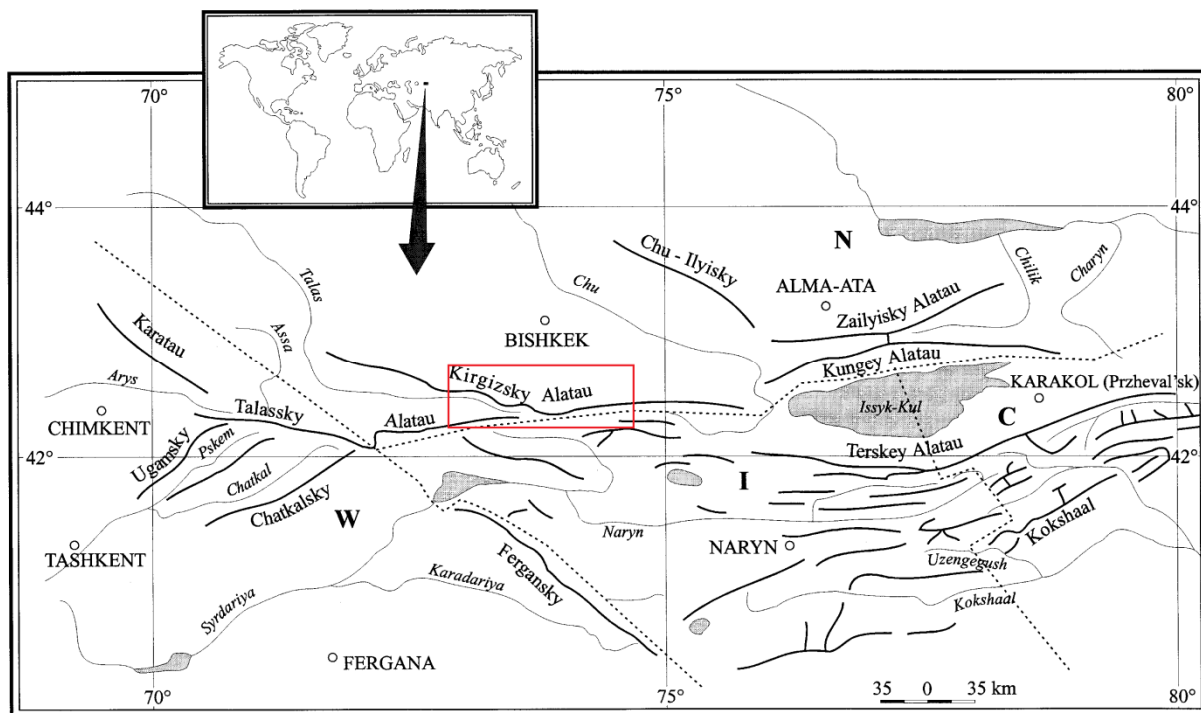
Graf 14: Podélný profil údolím řeky Adygině (1 – povrchový tok, 2 – podzemní tok, 3 – jezero, 4 – ledovec).





Obr. 14: Mapa zájmového území- povodí říčky Adygine, ledovec a jezera Adygine.

### 3.1.2 Geologická stavba



Obr. 15: Schematická mapa pohoří Ťan Šan, červeně je označený Kyrgyzský hřbet, kde se nachází zkoumaná oblast

Zdroj: Farrington (2005)

Pohoří Ťan Šan se táhne v pásu západovýchodního směru v délce 2 500 km od pánve řeky Sirdarji na západě po poušť Gobi na východě. V severo-jžním směru sahá od Kazašského štítu po Tarimskou pánev v šíři asi 600 km. Celé pohoří je tvořeno paralelními Z-V orientovanými hřbety dosahujícími často výšek 5 000 m n. m., oddělenými depresi ve výšce 2 000 – 3 000 m n. m. Tyto deprese jsou vyplněny pozdně pleistocénními až holocenními glaciofluviálními sedimenty a čtvrtohorními aluviálními vrstvami (Comolli et al., 2008).

Ťan Šan buduje mohutný vrásný a tektonicky narušený komplex hornin karbonského až permského stáří. Celé pohoří patří k hercynské a kaledonské vrásné zóně. Převládají zde krystalické břidlice a vápence. Geologická stavba je komplikovaná díky zbytkům kaledonských a hercynských tektonických jednotek, tzv. uralo-ťanšanského systému, který tvoří okraj sibiřského štítu. Tento systém se skládá převážně z kaledonských tektonických jednotek později překrytých hercynskými jednotkami. Rozšířeny zde jsou mořské devonské a suchozemské karbonské a permské sedimenty. Denudovaný reliéf středohorského typu byl do dnešních výšek vyzdvižen alpínsko - himalájským vrásněním podle Z-V zlomových linií (Černík, Sekyra, 1969).

Kyrgyzský hřbet, kde se nachází zkoumaná oblast je tvořen granitoidními a sedimentárními, částečně metamorfovanými staropaleozoickými horninami (*Černík, Sekyra, 1969*).

### **3.1.3 Geomorfologické poměry**

Kyrgyzský hřbet patří k severnímu Ťan Šanu a tvoří jeho severní hranici. Má pro toto pohoří typický Z-V směr a táhne se v délce asi 400 km od kazašského města Taraz nedaleko hranic s Kyrgyzstánem až po západní břeh jezera Issyk-Kul.

V mnoha částech vysoce vyzdviženého reliéfu se zachovaly relikt starého denudovaného povrchu, do kterého se hluboce zařizly mladoterciární až pleistocénní toky. Výsledkem mladých výzdvihů jsou velehorské skupiny s typickou ledovcovou modelací, jako jsou štíty, kary a dlouhá zahloubená přemodelovaná údolí (*Farrington, 2005*).

Oblast parku Ala-Arča je situována kolem strmého horského kaňonu horního toku řeky Ala-Archa. Nadmořská výška je zde v rozmezí 1600 a 4895 m n. m. (Pik Semjonova Ťanšanského). Dolní část parku má tvar klasického fluvialního údolí tvaru V, zatímco horní partie jsou tvořeny sérií širokých, glaciálně tvarovaných údolí s mnoha strukturně podmíněnými stupni (*Farrington, 2005*). Ledovce zde tvarovaly reliéf během celého pleistocénu až do dnešní doby. Nejníže dosahovaly 1 500 m n. m. V posledním glaciálu byla výška sněžné čáry pod 3 000 m n. m., nyní je o 1 000 m výše. Nad 3 000 m n. m. se nyní nachází souvislý permafrost (*Comolli et al., 2008*).

### **3.1.4 Klimatické podmínky**

Kyrgyzstán spadá do území suchého kontinentálního klimatu. Přesto zde na poměrně malé ploše nalezneme množství klimaticky odlišných oblastí, na které má vliv nadmořská výška a pozice vzhledem k okolním klimatickým oblastem. V nižších polohách je klima sušší. Má typický kontinentální rys s velkými teplotními rozdíly mezi letním a zimním obdobím. Ve vyšších polohách je klima vlhčí a snižují se rozdíly mezi teplotami v průběhu roku i dne (*Černý, Janský, Šobr et al., 2006*) Na většině území Kyrgyzstánu spadne do 400 mm srážek za rok. Se vzrůstající nadmořskou výškou se klima přibližuje oceánskému a na některých návětrných svazích může vypadávat až 1 500 mm za rok. V letních měsících je srážkový gradient 8,4 mm/100m. Nad 2 000 m se nejvíce srážek objevuje v období května – července.



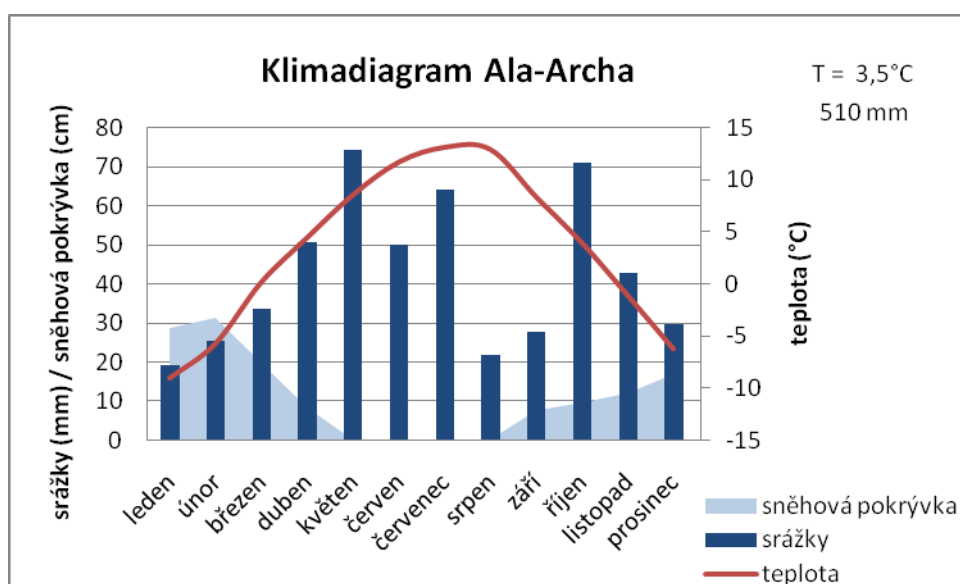
V zimě je oblast pod vlivem Sibiřské tlakové výše a vypadává méně srážek (*Čulachin, 1964, Aizen et al., 1995*).

Území severního Ťan Šanu je relativně vlhké, s průměrnou roční teplotou 5 – 10 °C. Průměrná teplota v červenci se pohybuje mezi 20 – 25 °C, v lednu -10 až -5 °C. Maximální teploty stoupají ke 35 °C, minima se pohybují kolem – 30 °C. Klima Ťan Šanu patří k mírnému kontinentálnímu podnebí. Na grafech č. 2 a 3 jsou srovnány klimadiagramy z meteostanice v Biškeku ( 800 m n. m.) a na úpatí hor v údolí Ala Arča (2 200 m n. m.). Patrný rozdíl je především v teplotách vzduchu. Podnebí v Biškeku je celkově teplejší. Průměrná roční teplota je zde 10,1 °C, zatímco v údolí Ala Arča pouze 3,5 °C. V množství srážek není veliký rozdíl, Biškek má překvapivě o něco vlhčí podnebí. V obou lokalitách vypadne 500 – 600 mm srážek za rok. V horském prostředí je rozložení srážek během roku vyrovnanější. Biškek má velmi suché léto, v srpnu a září zde vypadává do 15 mm srážek. Sněhová pokrývka dosahuje v údolí Ala Arča největší mocnosti v únoru, průměrně 31 cm. V květnu až srpnu vypadávají pevné srážky zřídka, po sledované roky nebyla sněhová pokrývka v tomto období zaznamenána.

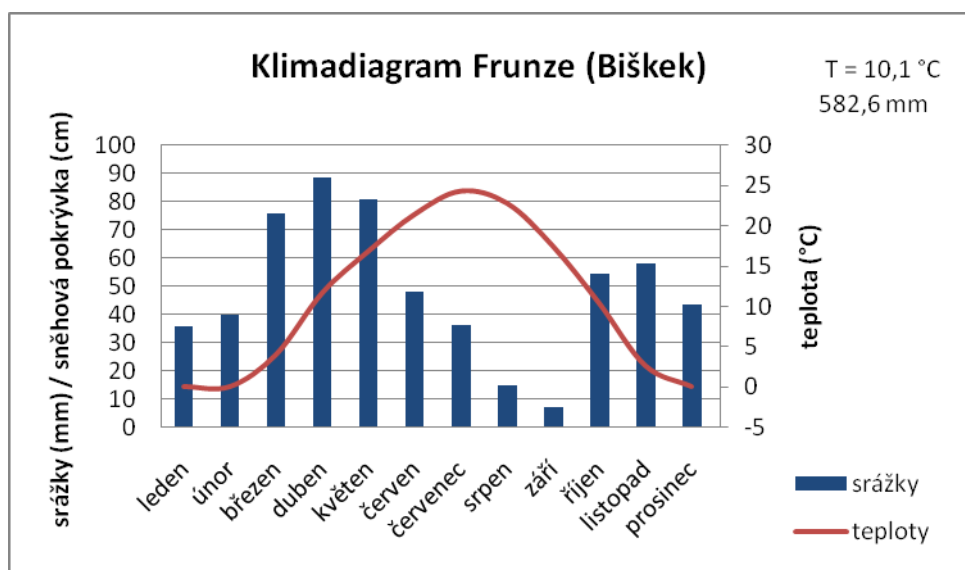
Dále můžeme srovnat teplotní charakteristiky meteostanice Ala Arča a Horní meteostanice u jezera Adygine (3 700 m n. m.). Tyto stanice jsou lokalizovány nedaleko sebe (cca 8 km), rozdíl nadmořské výšky činí 1 500 m n. m. Hlavní teplotní charakteristiky jsou srovnány v tab. č. 5. Údolí řeky Ala Arča je v letním období průměrně o 7 °C teplejší než oblast jezera Adygine, naopak v zimě je v údolí o 4,3 °C chladněji. *Aizen, et al. (1995)* zkoumal teplotní gradient v Zailijském hřbetu, které leží na východ od Kyrgyzského hřbetu. Průměrný roční gradient zde dosahoval hodnoty 0,34°C/100 m s velkou závislostí na nadmořské výšce. Mezi 600 a 1 800 m byl gradient pouhých 0,14°C/100 m, zatímco nad 3 100 m byl 0,57°C/100 m. Průměrný letní gradient stanovili na 0,5°C/100m. Hodnoty průměrného ročního i průměrného letního gradientu korelují s rozdílnými teplotami naměřenými na meteostanicích Ala Arča a Adygine.

Tab. 5: Teplotní charakteristiky meteostanic Ala Arča (2 200 m n. m.) a Adygine (3 700 m n. m.)

<b>meteostanice Adygine</b>	nejchladnější měsíc	únor	prům. -13,3 °C
	nejteplejší měsíc	srpen	prům. 5,7 °C
	minimální teplota		- 18,3 °C
	maximální teplota		16,5 °C
<b>meteostanice Ala Arča</b>	nejchladnější měsíc	leden	prům. -9 °C
	nejteplejší měsíc	červenec, srpen	prům. 13 °C
	minimální teplota		-24 °C
	maximální teplota		27 °C
	počet ledových dnů		170
	počet mrazových dnů		70



Graf 2: Klimadiagram ze stanice situované nedaleko turistického centra NP Ala Archa, 2 200 m n. m. Dle dat z r. 2002 – 2009.

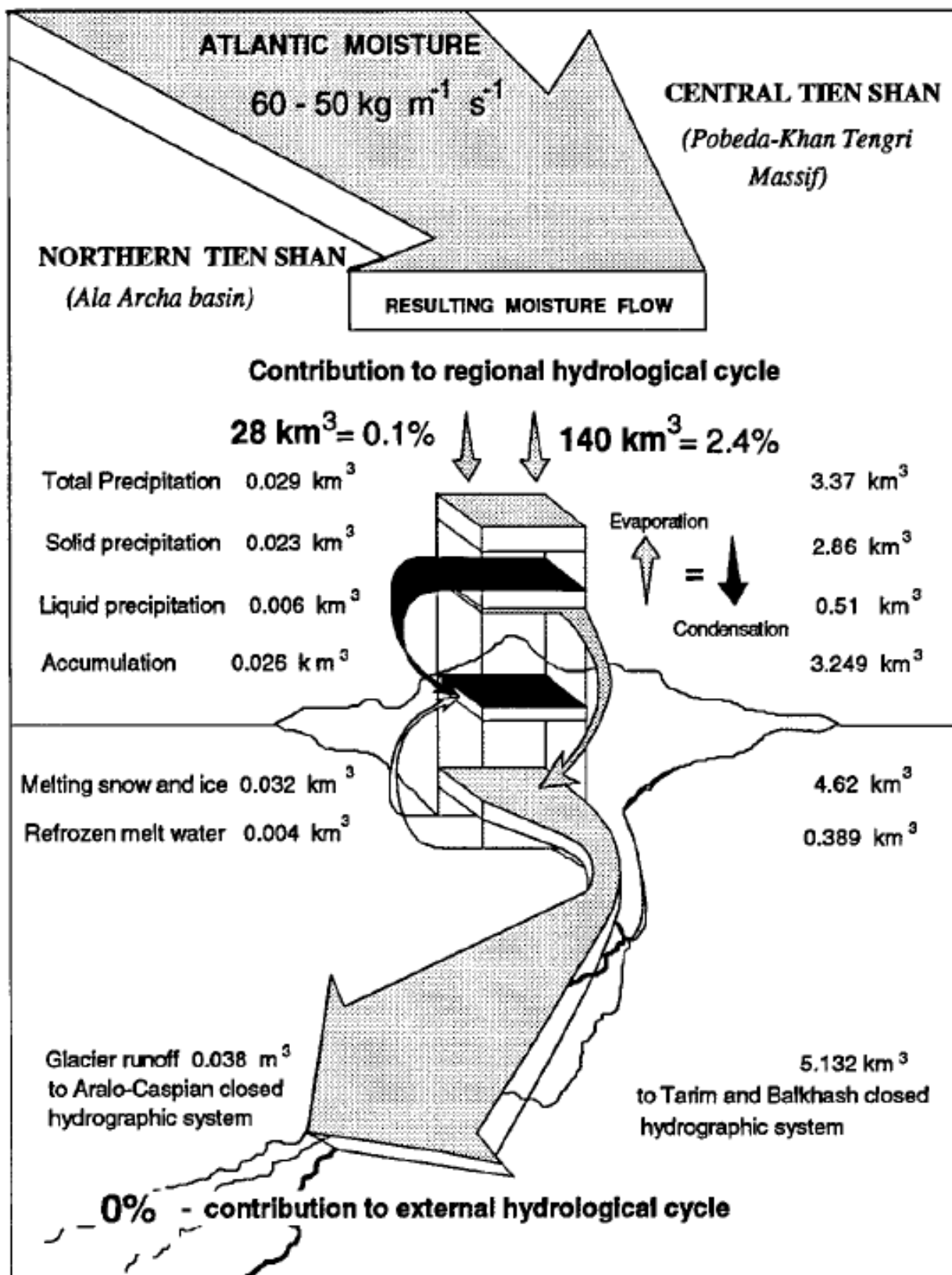


Graf 3: Klimadiagram ze stanice Frunze (Biškek)

### 3.1.5 Hydrologická charakteristika

Povodí řeky Ala Arča, jehož součástí je sledovaná oblast, patří do Aralo-Kaspického uzavřeného hydrologického regionu. Ala Arča vtéká do druhé největší Kyrgyzské řeky Ču, která zaniká v kazašské poušti Mujunkum nedaleko hranic. Odtok z ledovce tvoří 18 – 28 % celkového ročního odtoku z Ala Arčinského povodí, během léta tento podíl vzrůstá na 40 – 70 % (Aizen *et al.*, 1995).

Průměrná roční akumulace sněhu je na ledovcích v této oblasti 730 mm, zatímco tání sněhu a ledu je vypočítáno na 880 mm (Aizen and Aizen, 1997). Hydrologický cyklus povodí řeky Ala Archa je znázorněn na obr. č. 16. Objem vlhkosti, který je přenášen přes území zaledněné části povodí řeky Ala Archa dosahuje 28 km<sup>3</sup>/rok. Pokud toto množství porovnáme s množstvím vypadávajících srážek, zjistíme, že se zde zadrží 0,1 % celkové atmosférické vlhkosti. Většina srážek vypadává v pevném skupenství a to 0,023 km<sup>3</sup>/rok. Dešťové srážky pokrývají pouze 0,006 km<sup>3</sup>/rok. Množství srážek, které je v povodí dlouhodobě akumulováno na ledovcích je 0,026 km<sup>3</sup>/rok. Z těchto čísel vyplývá, že až polovina dešťových srážek je též na ledovci akumulována a nepodílí se bezprostředně na odtoku. Jde o množství vody, které je spotřebováno na zvýšení teploty sněhové pokrývky. Tavné vody v této oblasti činí 0,032 km<sup>3</sup>/rok, 0,004 km<sup>3</sup>/rok vody na ledovci opět přemrzá. Pokud srovnáme množství akumulované vody a množství tavných vod, zjistíme, že více vody z ledovců odtaje, než je akumulováno. Závěrem je, že dochází k celkovému úbytku ledovců, což souhlasí i s výsledky výzkumů ledovce Adygine z let 2005 – 2009, které byly provedeny v rámci projektu RNDr. Michala Černého. Průměrný roční odtok z ledovců v této oblasti činí 0,038 m<sup>3</sup>/s (Aizen and Aizen, 2007).



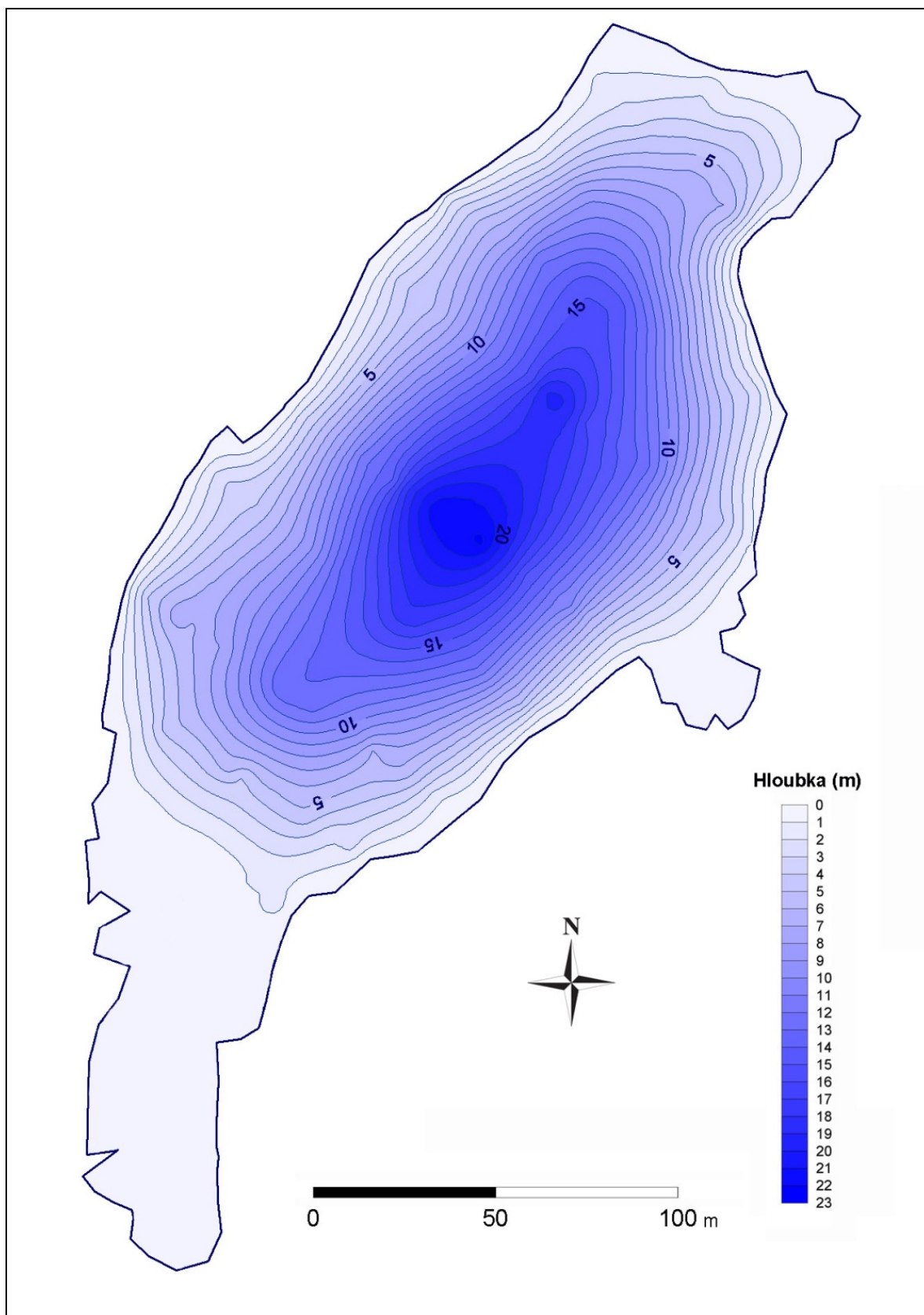
Obr. 16: Složky hydrologického cyklu v povodí řeky Ala Arča (v levé části) a masivu Pobeda-Chan Tengri (v pravé části). Údaje jsou za období jednoho roku  
 Zdroj: Aizen and Aizen (1997)

Jezero Adygine je moréno-riegelové ledovcové jezero. Riegel (skalní práh) vzniká na místě, kde se ledovcové údolí zahlubováním dostane až na odolné horniny, které nepodléhají v takové míře erozní schopnosti ledovce. Vytvoří se tak skalní stupeň vyvýšený nad úroveň zbytku ledovcového dna. Tavná voda ledovce se hromadí před tímto prahem a vzniká jezero. Odtok z jezera zpravidla bývá v nejnižším bodě prahu. Taková jezera nejsou z hlediska protržení jejich hráze nebezpečná z důvodu její veliké stability. Některá jezera, jako je tomu i u zkoumaného jezera Adygine, ovšem mají skalní práh překryt morénovým materiálem. V takovém případě může docházet i k podzemnímu odtoku skrz kanály v moréně. Ty se mohou ucpat, jezero se začne plnit vodou a tlakem může dojít k protržení hráze (Černý, Janský, Šobr et al., 2006).

Jezero Adygine vzniklo po ústupu ledovce Adygine v rozsáhlé depresi morénového materiálu v nadmořské výšce 3 543 m n. m. (Obr. 17). Jedná se o největší z celé kaskády jezer, jeho plocha činí cca 3,17 ha a objem 206 000 m<sup>3</sup>. Jezero dosahuje i značných hloubek. Nejhlubší je v centrální části a dosahuje kolem 22 m (Obr. 18). Podle výzkumů 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 (Černý, Janský, Šobr et al., 2006).



Obr. 17: Panoramatický pohled na rozšířené údolní dno s jezery Adygine od Horní meteorostanice.



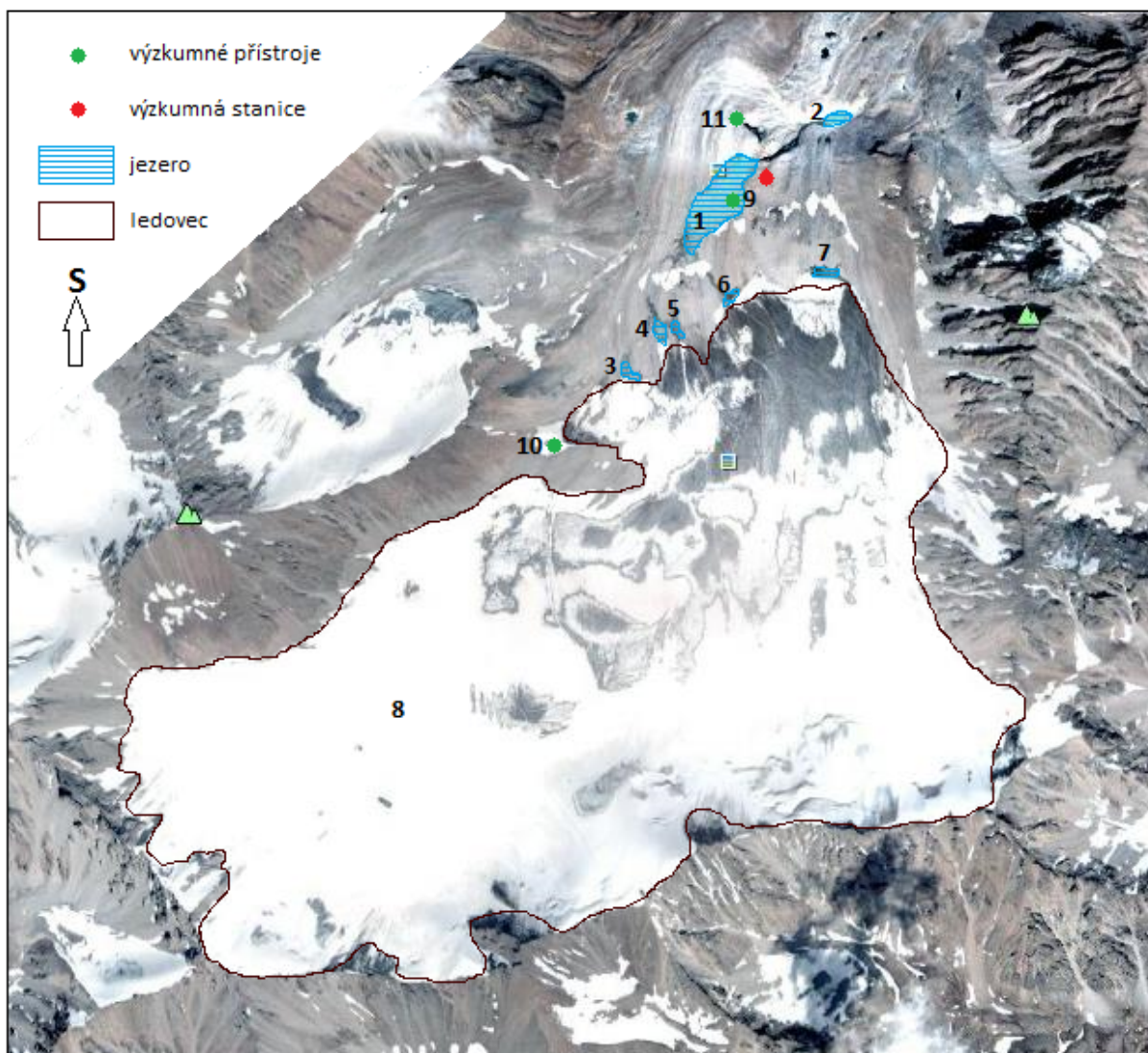
Obr. 18: Batimetrická mapa jezera Adygine z roku 2008.  
Zdroj: Černý, Janský, Šobr et al (2008)

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, v zimním období tvoří tyto kanály jedinou možnost, kudy může voda odtékat. Průběh odtokových kanálů a jejich kapacita jsou jednou ze stěžejních problematik výzkumu.

Pod asi 150 m vysokým skalním prahem, které hradí jezero Adygine (Obr. 19, č. 1), se nachází termokrasové jezero Adygine Dolní (Obr. 19, č. 2). 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 nestíhají 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.

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 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 (Obr. 19, č. 3 – 7). Vznikají v nehlubokých depresích po ústupu ledovce (Obr. 19, č. 8) 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 (Černý, Janský, Šobr et al., 2006).





Obr. 19: Jezera a ledovec Adygine na podkladovém snímku z Google Earth. 1) zkoumané jezero Adygine, 2) termokrasové jezero Adygine Dolní, 3 - 7) nově vznikající proglaciální jezera, 8) ledovec Adygine, 9) hladinoměr, 10) Horní meteostanice, 11) Dolní meteostanice.

### 3.1.6 Půdní poměry

Půdní poměry Kyrgyzstánu jsou ovlivněny výškovou zonalitou celé země. V pohoří Ťan Šan se vyskytují hnědozemě, kaštanozemě a horské černozemě. V severní části pohoří se nachází pás vyluhovaných horských černozemí a horských lesních půd. Ve vyšších polohách se nacházejí horské luční subalpínské a alpínské půdy. Horní limit půdního pokryvu s fragmentovanou vegetací dosahuje hranice 3 300 – 3 400 m n. m. Nad touto výškou jsou holé skály, klastické horniny, výplavové kužely, morény a ledovce (Comolli *et al.*, 2008). V následující tabulce jsou vymezeny půdně-vegetační pásy dle vertikálního klimatického členění oblasti.



Tab. 6: Klimatické průdně - vegetační vertikální členění

vegetační pásmo	půdy
Glacio-nivální pásmo	-----
Subnivální pásmo	fragmentovaný půdní a vegetační kryt
Vysokohorská tundra	středně rašelinné půdy chladných pouští
Alpínské pásmo	vysokohorské stepní půdy na jižních svazích vysokohorské luční půdy na severních svazích
Subalpínské pásmo	vysokohorské stepní půdy na jižních svazích a vysokohorské luční půdy na severních svazích
Horní pásmo lesa	horské lesní půdy
Spodní pásmo lesa	horské lesní půdy a lesní stepní černozemě
Submontánní pásmo	horské tmavé kaštanozemě
Piedmontní pásmo	tmavé a světlé kaštanozemě

Zdroj: Comolli et al. (2008)

### 3.1.7 Biogeografie

Flora: V Ťan Šanu převládá stepní charakter s na druhy chudou květenou. Jižní příčná údolí jsou porostlá jehličnany a keři a mají celkově větší vegetační pokryv než severní údolí. V dolních partiích kolem vstupu do parku se nachází úzký pás lesa s nepůvodními druhy jako je sibiřský modřín či bříza. Následuje pás řídké rostoucího jalovce arča (*Juniperus turkestanica*), po kterém je údolí pojmenováno (archa je kyrgyzský výraz pro jalovec). Ve výšce 2 100 – 2 800 m n. m., se především na zastíněných severních svazích nachází Schrenkův smrk (*Picea Schrenkiana*) s typickým úzkým jehlanovitým tvarem. V horských údolích se objevují různé listnaté křoviny až do výše 3 000 m n. m., kde začíná pás alpínských luk (Farrington, 2005, Černík, Sekyra, 1969). Dalšími druhy, které zde můžeme najít, jsou osiky a jeřáby. Květena má zastoupeno mnoho sibiřských druhů, z nichž 20 % je endemických. Nejtypičtější rostlinou je čimišník (*Caragana frutescens*), který roste až k ledovcům (Černík, Sekyra, 1969).

Fauna: V zalesněných částech horských svahů můžeme najít medvědy, vlky, srnce, z ptáků např. datly a křivky. V nejvyšších částech pohoří zde najdeme velké množství sibiřských kozorožců, sviště, orly a hlodavce. Potenciálně se zde může vyskytovat vzácný leopard sněžný (Farrington, 2005).

## 3.2 Data a metodika

### 3.2.1 Použitá data

Vědecké zázemí oblasti zprostředkovává malá obytná výzkumná stanice, která byla zbudována v roce 2008 na pravém břehu jezera Adygine nedaleko jeho výtoku (Obr. 19, 20). Na Riegelu nedaleko stanice se nachází jedna ze dvou meteorologických stanic, „Dolní stanice“, a manuální srážkoměr (Obr. 19, č. 11). 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. (Obr. 19, č. 10, obr. 21). Předtím stála stanice zhruba po dobu jednoho roku v údolí řeky Ala-Arča nedaleko centra NP na místě staré kyrgyzské meteostanice, ze které máme data taktéž k dispozici, a to od roku 2002. Dále je v jezeře od srpna 2007 instalován tlakový hladinoměr na sledování kolísání hladiny (Obr. 19, č. 9). 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 pro tuto práci tím nebyla nijak zvlášť narušena. Data z meteostanice na břehu jezera slouží z důvodu velkých výpadků spíše ke srovnání s horní meteostanicí.

Dále bylo v této práci využito batymetrické mapy z roku 2008.

#### **Horní meteostanice**

Poloha: 3 800 m n. m.

Parametry: celkem 12 kanálů, pro účely bakalářské práce využita teplota vzduchu ve 2 metrech nad povrchem, radiace odraz, radiace dopad a dešťové srážky

Datový interval: 10 min, v případě aktivace srážkoměru za deště 1 min.

Datová řada: 22.5.2008 – 15.6.2009 (výpadek dat: 27. - 29.7.2008, 14. - 15.1.2009)

#### **Hladinoměr**

Poloha: V hloubce cca 6m pod průměrnou letní hladinou, 3536,98 m n. m.

Parametry: výška hladiny

Datový interval: 30 min.

Rozlišení: 1 mm

Datová řada: 19.7.2007 – 16.6.2009 (výpadek dat: 31.7. - 22.8.2008, 31.8. – 1.9.2009)



*Obr. 20: Výzkumná stanice na břehu jezera Adygine.*



Obr. 21: Horní meteostanice

### 3.2.2 Metodika práce

Data získaná ze všech měřících přístrojů byla převedena z GMT na kyrgyzský čas (= +5 hodin), data o výšce hladiny byla převedena z výšky hladiny nad měřícím čidlem na nadmořskou výšku. Data z hladinoměru i meteostanice byla převedena na hodinové průměry či hodinové součty v případě srážek.

#### Roční a denní cyklus hydrologického režimu

V prvních 2 kapitolách výsledků jsou data zpracována za účelem analýzy ročního a denního cyklu hydrologického režimu jezera Adygine. Pro statistická zpracování dat byl použit program MS Office Excel 2007. Výsledky jsou znázorněny ve většině případů grafickou metodou. Využívaný typ grafu je XY bodový s vyhlazenými spojnicemi a XY bodový se značkami, proložený spojnicí trendu.

Grafickou metodou 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

U grafů č. 4, 5 a 6 v kapitole Roční cyklus hydrologického režimu jezera Adygine byly použity denní průměry teplot vzduchu a výšky hladiny, jinde jsou ponechány hodinové průměry.

### Přítok do jezera

Na základě batymetrické mapy z roku 2008 byly vypočteny změny objemu vody v jezeře s přibývajícím výškou hladiny. Tato práce je přípravou ke zjišťování průtoků na přítoku do jezera na základě změn výšky hladiny. K tomu chybí informace o průtoku na odtoku v závislosti na výšce hladiny. Ten výšku hladiny reguluje stejně jako přítok a pokud povrchový odtok neznáme, nemůžeme přítok vypočítat. Můžeme však zjistit průtoky na přítoku v době, kdy je odtok nulový, tedy v době plnění jezera.

Jezero bylo rozděleno na vrstvy po 10 cm a na základě batymetrického modelu jezera vypočten objem každé vrstvy. Pro výpočty objemu byl využit program Surfer 8. Z dat z hladinoměru bylo zjištěno, jak dlouho se každá vrstva plnila a na základě objemu a času bylo vypočteno, o kolik litrů průměrně se zvýší objem jezera za jednu sekundu. Pro větší přesnost byly použity naměřené hodnoty v půlhodinovém intervalu.

$$P_n = \frac{V_n}{t_n}$$

$P_n$ ... vodní bilance během přítoku vrstvy  $n$  (l/s)

$V_n$ ... objem vrstvy  $n$  (l)

$t_n$ ... doba přítoku vrstvy  $n$  (s)

Abychom dostali průtok povrchového přítoku, musíme od vypočtených hodnot odečíst podpovrchový přítok a odtok. Výpar hraje na vodní bilanci jezera minimální roli a můžeme ho zanedbat.

Podzemní přítok a odtok je vypočítán ze zimního období, kdy se neuplatňuje povrchový přítok ani odtok. Byla vypočtena data za období 2007/2008 a 2008/2009 a hodnoty byly zprůměrovány pro dosažení větší přesnosti. U těchto výpočtů je použit stejný postup, jako u jarního přítoku.

$$Q_{n1} = \frac{V_n}{t_n} \quad Q_{n2} = \frac{V_n}{t_n}$$

$$Q_n = \frac{Q_{n1} + Q_{n2}}{2}$$

$Q_n$ ... průměrná vodní bilance během odtoku vrstvy  $n$  (l/s)

$Q_{n1}$ ... vodní bilance během odtoku vrstvy  $n$  v zimě 2007/2008 (l/s)

$Q_{n2}$ ... vodní bilance během odtoku vrstvy  $n$  v zimě 2008/2009 (l/s)

$$Q = P_n - O_n$$

$Q$ ... průtok povrchového přítoku (l/s)

Jelikož hladina v zimním období klesla, dosažené hodnoty vodní bilance jsou záporné a výsledný průtok je tedy větší než bilance v období plnění.

Pokud víme, že např. prvních 10 cm se plní průměrnou rychlostí 100 l/s a odtok stejných 10 cm je 10 l/s, je průtok povrchového přítoku po dobu plnění oněch 10 cm průměrně 110 l/s.

#### Kapacita podzemních odtokových kanálů

Pro zkoumání kapacity podzemních odtokových kanálů byla využita již vypočtená data pro odtok z jezera v zimním období 2007/2008 a 2008/2009. Vypočtenou hodnotu tvoří podzemní přítok i odtok dohromady, nejedná se tedy přímo o kapacitu podzemních odtokových kanálů. Ta je ve skutečnosti o něco vyšší. Za předpokladu, že podzemní přítok je stále stejný, však dostaneme rozdíl kapacity mezi jednotlivými lety, a tedy zjistíme, zda

a jak se kanály vyvíjí. Hodnoty pro každou vrstvu od sebe byly odečteny a rozdíl byl vyjádřen procentuálně. Záporné hodnoty vyjadřují zmenšení kapacity, kladné její zvětšení.

$$\Delta K = (O_{n1} - O_{n2}) \times 100$$

$\Delta K$ ... změna kapacity podzemních kanálů (%)

Změna kapacity podzemních kanálů se opět vztahuje k jednotlivým vrstvám jezera. Pro lepší názornost je nadmořská výška vrstev převedena na výšku hladiny pod hranou povrchového přelivu. Výsledná hodnota udává např., že při naplnění jezera 120 - 130 cm pod hranou přelivu se kapacita kanálů zmenšila z 10,8 l/s na 8 l/s, tedy o 25,6 %.

### 3.3 Výsledky práce

#### 3.3.1 *Roční cyklus hydrologického režimu jezera Adygine*

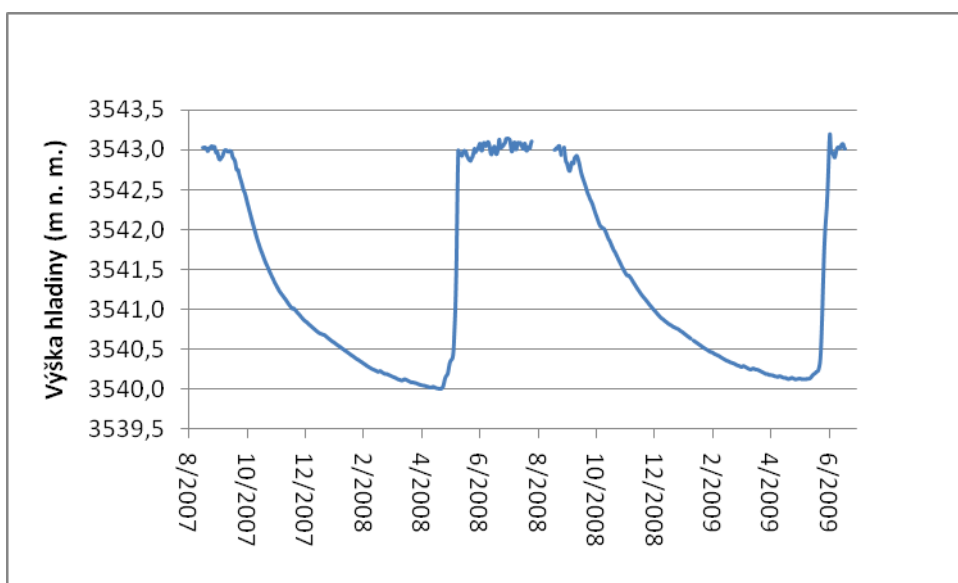
Hydrologický režim jezera byl zkoumán na základě téměř dvouleté řady dat výšky hladiny (20.8.2007 – 24.6.2009) a dat z Horní hydrometeorologické stanice, která máme od 27.9.2008 do 15.6.2009. Ke zkoumání ročního cyklu byly vytvořeny denní a měsíční průměry.

#### Hydrogram

Z datové řady o výšce hladiny je vidět silná roční pravidelnost. Tvar hydrogramu je po oba roky téměř stejný (Graf 4) a můžeme ho rozdělit na 3 části. 1. část- pokles hladiny začíná na konci léta, kdy se sníží teploty pod bod mrazu a ustane tání. Tento moment nastal

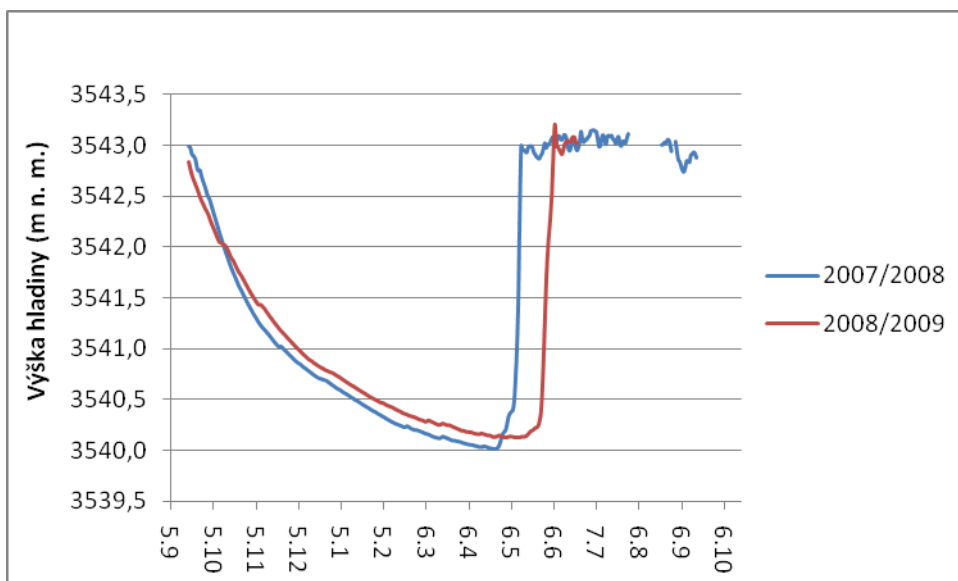
18.9.2007 a 18.9.2008 a hladina byla v obou letech cca 6 m nad hladinoměrem (3 543 m n. m.). Od této chvíle hladina plynule exponenciálně klesá až do pozdního jara, kdy nastává 2. část - plnění jezera, které začalo 27.4.2008 a 27.5.2009. V roce 2008 trvalo do 14.5., tedy 18 dní, přičemž prvních 13 dní se jezero plnilo pouze o 1 – 9 cm za den a většina vody přitekla za dalších 5 dní, a to rychlostí 24 – 83 cm za den. V roce 2009 se jezero naplnilo 8.6., tedy za 13 dní s průměrnou rychlostí plnění 25 cm za den (5 –41 cm za den). Hladina za tuto dobu v obou letech stoupla o 3 m do původní výše kolem 3 543 m n. m. Ve třetí části se začíná projevovat denní cyklus. Voda přetéká přes nejnižší místo hráze a vzniká povrchový odtok, který zabraňuje dalšímu výraznému stoupání hladiny. Ta se ustálila na zmíněné výšce 3 543 m n. m. a kolísá kolem ní v rozmezí 35 cm až do konce ablační sezóny na konci léta, kdy začíná celý cyklus znovu.

Na grafu 5 jsou přes sebe překryty oba sledované cykly. Zde lépe vidíme hlavní rozdíly mezi oběma lety, zejména rychlejší odtok z jezera v roce 2007/2008 a pozdější počátek léta v roce 2008/2009.



Graf 4: Kolísání hladiny jezera Adygine během roku

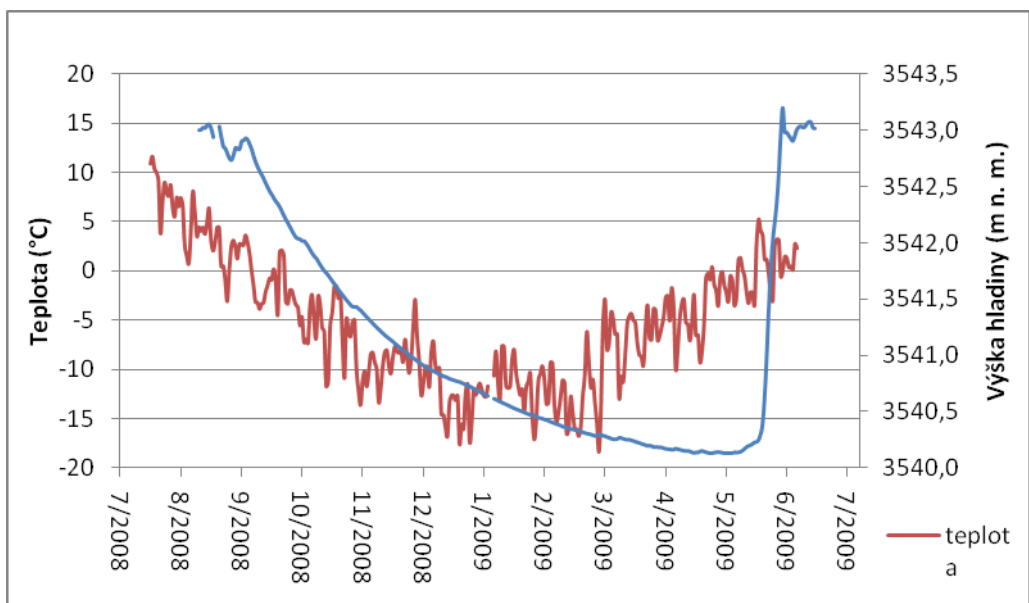




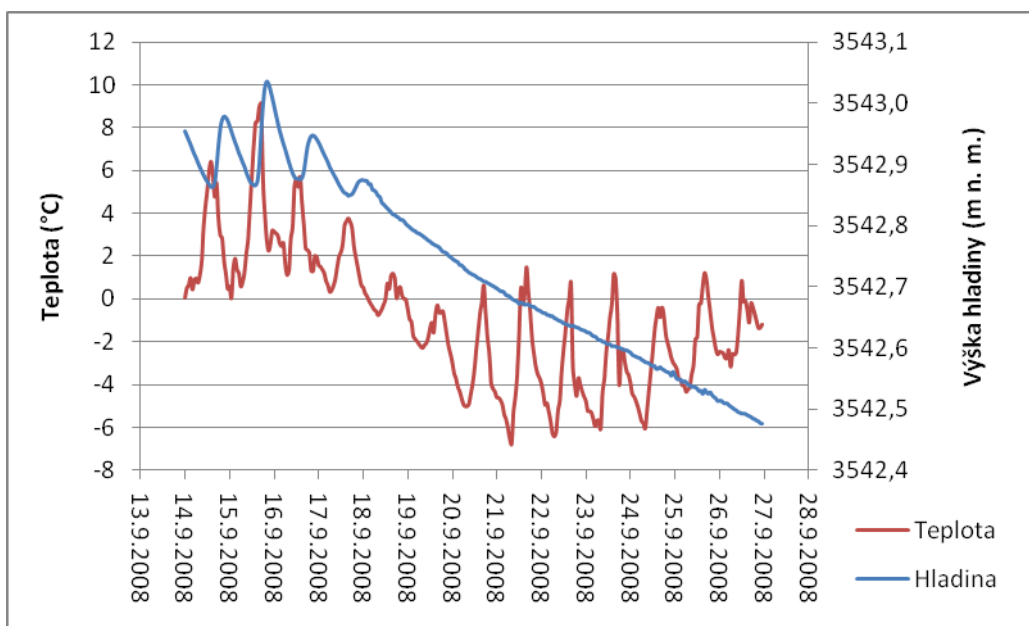
Graf 5: Srovnání hydrogramů jezera Adyginé v letech 2007/2008 a 2008/2009.

### Vztah hladiny a teploty vzduchu

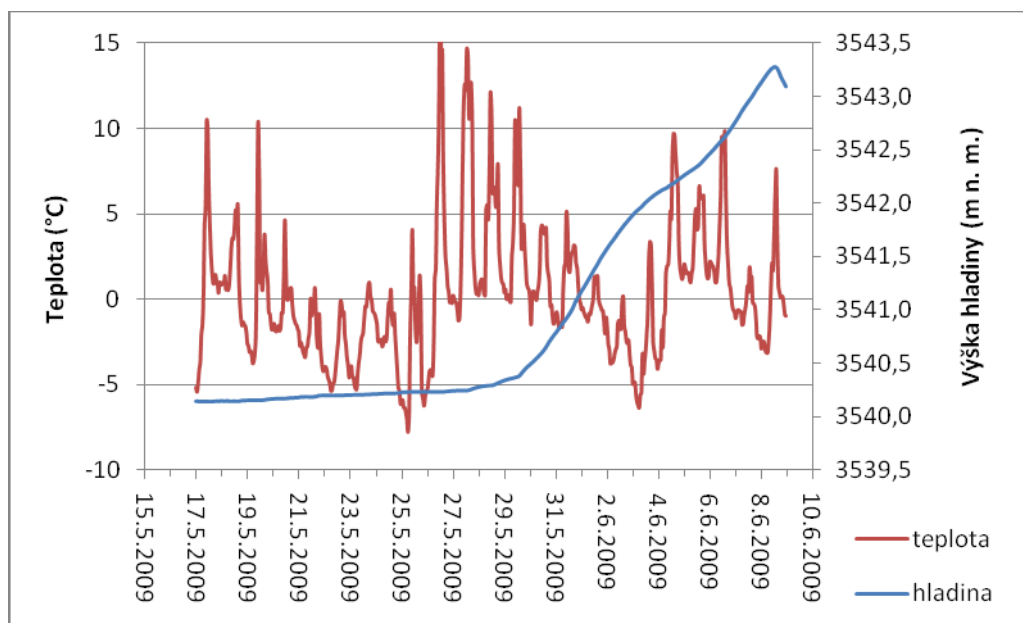
Podíváme-li se na kolísání hladiny na základě teploty vzduchu (Graf 6), vidíme silnou závislost - klesá-li teplota, či je-li pod bodem mrazu, hladina klesá a stoupá-li teplota, hladina taktéž stoupá či je ve 3. stabilní fázi výše popsaného cyklu. Přechody mezi 1. a 2. částí a 3. a 1. částí cyklu přibližně korespondují s přechody teplotní hranice 0°C. Při podzimním přechodu začala hladina klesat přesně v den, kdy nastaly záporné teploty (Graf 7). Tento den nastal 18.9.2008. Teploty se pohybovaly v rozmezí -0,8 až 1,2 °C, průměrná teplota je 0,1 °C. Na jaře kladné teploty nastaly již na začátku května, ačkoliv hladina stagnovala další 4 týdny na její nejnižší úrovni (Graf 8). V den, kdy začala hladina stoupat byla průměrná teplota 5,2 °C, během dne stoupala od -1,2 do 14,7 °C.



Graf 6: Kolísání hladiny jezera Adygine a teploty vzduchu během roku.



Graf 7: Průběh hladiny a teplot vzduchu při podzimním přechodu z 3. na 1. část ročního cyklu.



Graf 8: Průběh hladiny a teploty vzduchu při jarním přechodu z 1. na 3. část ročního cyklu.

### 3.3.2 Denní cyklus hydrologického režimu jezera Adygine

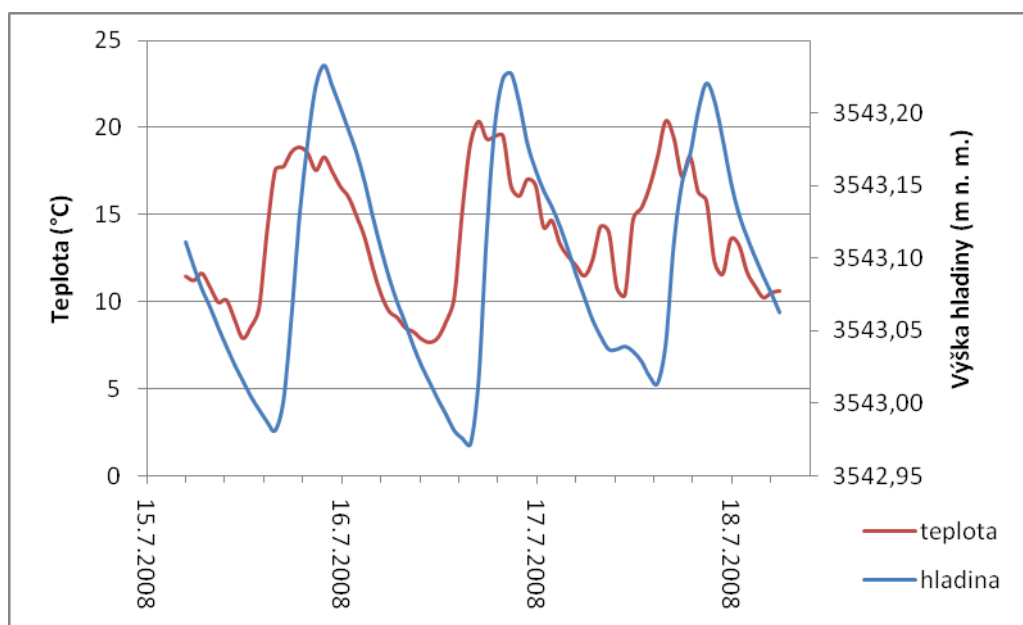
Denní cyklus se vyskytuje v průběhu ablační sezóny, kdy hladina v průběhu dne kolísá. V roce 2008 probíhala ablační sezóna od 15.5. – 17.9.2008, tj. 126 dní.

#### Zpoždění odtoku

Na základě teplotních dat z horní meteorologické stanice a hladinoměru bylo zkoumáno časové zpoždění maximální denní výšky hladiny oproti maximální teplotě vzduchu. Bylo sledováno období od doby, kdy se začal denní cyklus projevovat pravidelně po den, kdy začala hladina plynule klesat, tzn. 30.5. – 17.9.2008. Výskyt teplotních denních maxim vykazuje značnou pravidelnost, maximální hodnoty se vyskytují většinou v rozmezí pěti hodin - od 12 do 16 hod, výjimečně již v 10 či 11 hod, a to většinou za deštivých dnů, kdy je narušen denní chod teplot vzduchu. Výskyt maximální výšky hladiny je méně pravidelný. Zpoždění od doby, kdy nastala maximální teplota, je v rozmezí 1 – 13 hodin. Jistý trend zde však vysledovat můžeme. V prvních deseti dnech sledovaného období bylo zpoždění 10 - 12 hodin, jen výjimečně kratší. Následujících 20 dní klesla doba zpoždění na 4 – 9 hodin, pouze ve 3 výjimekách byla přes 10. V následujících 30 dnech bylo zpoždění nejkratší, většinou do 4 hodin. Následuje úsek, kdy hladinoměr nefungoval a neznáme vývoj situace ( 31.7.-21.8.). Dalších 12 dní se zpoždění pohybuje v rozmezí 2 – 6 hodin. Poté dochází k narušení denního cyklu, kdy hladina 5 dní klesala (3.-7.9). Teploty klesly pod bod

mrazu a denní maxima dosahovala pouze 1 °C. 3.9. se snížily hodnoty dopadajícího i odražejícího se slunečního záření, následující den byl dopad opět srovnatelný s hodnotami v předchozích dnech, zatímco odraz se více než zdvojnásobil. Z toho můžeme usuzovat na sněžení a novou sněhovou pokrývku. 8.9. se oteplilo a denní cyklus byl obnoven. Doba zpoždění se zvýšila na 12 hodin. Následujících 10 dní zpoždění plynule klesalo až na 7 hodin. Tyto hodnoty jsou shrnuty v tabulce 7.

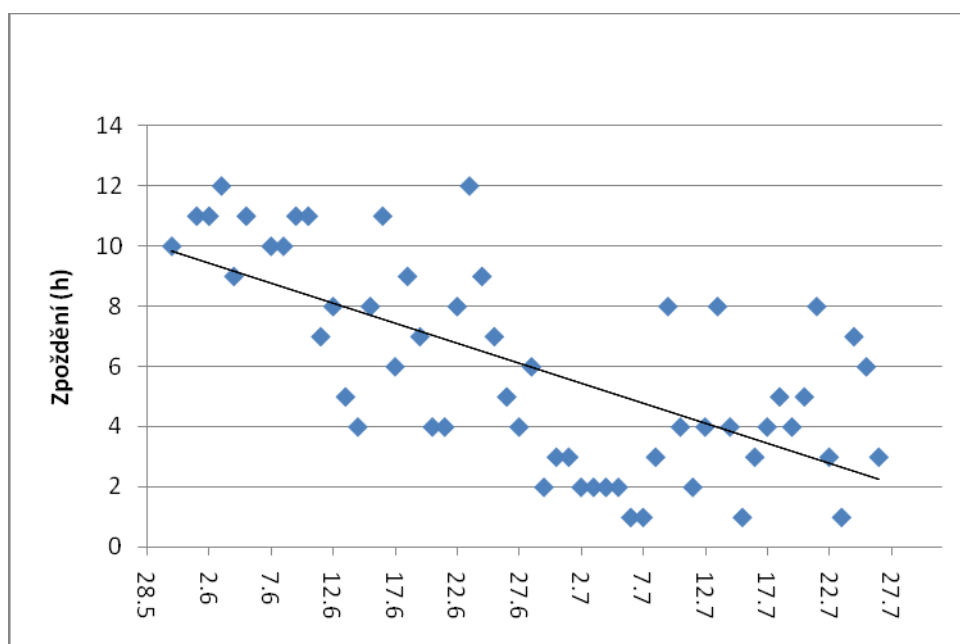
Na grafu č. 10 vidíme, že doba zpoždění odtoku se s postupujícím létem zkracuje, což odpovídá teorii z kapitoly *Denní cyklus ledovcového režimu*. Tento trend je nejnvýraznější na počátku sledovaného období, kdy ubývala sněhová pokrývka.



Graf 9: Ukázka zpoždění maximální výšky hladiny oproti maximální teplotě vzduchu během dne.

Tab. 7: shrnutí vývoje doby zpoždění maximální výšky hladiny oproti maximálním denním teplotám.

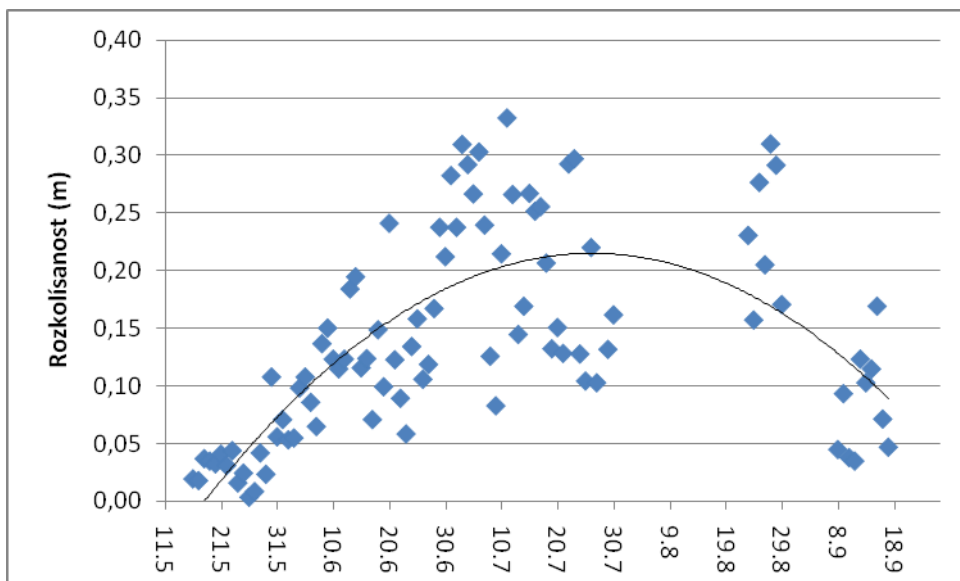
období	max. teploty vzduchu	zpoždění odtoku
30.5.- 10.6.	----	10-12 h
11.6.- 28.6.	----	4-9 h
29.6.- 26.7.	----	1-4 h
27.7.- 21.8.	3,7-18,8°C	----
22.8.-2.9.	5-13°C	2-6 h
3.9.-7.9.	1,1-4,8°C	přerušování denního cyklu, pokles hladiny



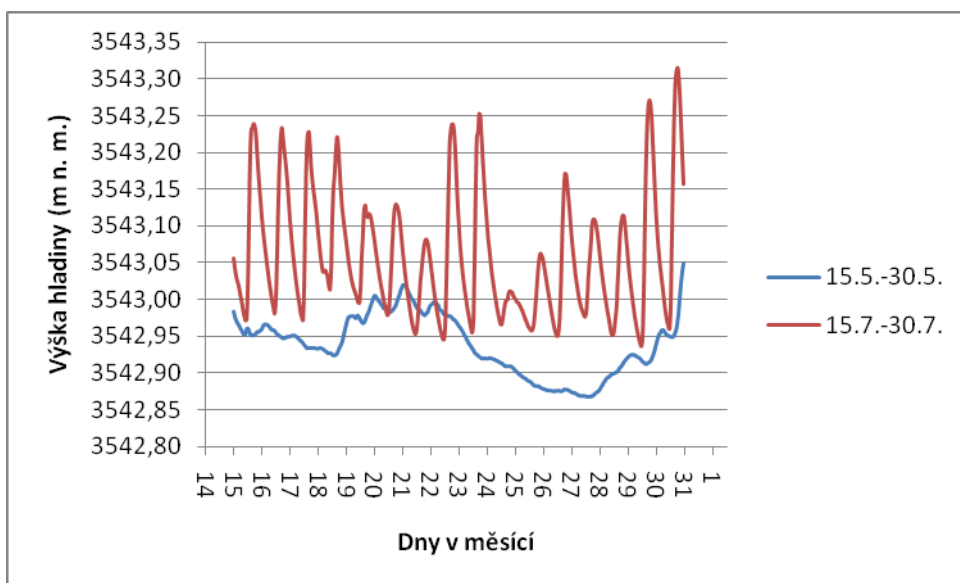
Graf 10: Graf znázorňující závislost doby zpoždění maximálního odtoku oproti maximálním teplotám na času v rámci období tání. Extrémní hodnoty způsobené sněžením byly odstraněny.

### Rozkolísanost hladiny

Dále bylo zkoumáno kolísání hladiny během dne a vývoj amplitudy v rámci období tání. Zkoumané období je od doby, kdy se jezero přestalo plynule plnit a hladina začala kolísat do dne, kdy hladina začala plynule klesat, tzn. 15.5. – 17.9.2008. V průběhu tohoto období se rozdíly mezi maximálním a minimálním denním vodním stavem hladiny pohybovaly od 0 do 35 cm. V prvních patnácti dnech nebyl denní rytmus zcela vyvinut, kolísání hladiny bylo nepravidelné a pohybovalo se v rozmezí pouhých 5 cm. Po zbytek období je denní rytmus pravidelný a amplituda rozkolísanosti se vyvíjí. Z grafu č. 11 je patrný postupný nárůst rozkolísanosti až do pozdního léta. V září se již amplituda opět zmenšuje, a to z důvodu nové sněhové pokrývky a plynulejšího odtoku z ní. 18.9. denní cyklus zaniká a hladina začíná klesat. Vývoj denního rytmu je vidět i na grafu č. 12, kde je porovnávána rozkolísanost v květnu, prvních 15 dní ablační sezóny a červenci, na vrcholu ablační sezóny. K tomuto období nemáme pro porovnání údaje o teplotě vzduchu ani radiaci, nicméně je pravděpodobné, že v květnu ještě tání nebylo tolik intenzivní a rozkolísanost byla redukována sněhovou pokrývkou, zatímco v červenci byla vysoká teplota vzduchu, povrch ledovce přímo vystaven slunečnímu záření a dobře vyvinutý drenážní systém, což vše nasvědčuje rychlému odtoku z ledovce a rychlé reakci na chod meteorologických podmínek.



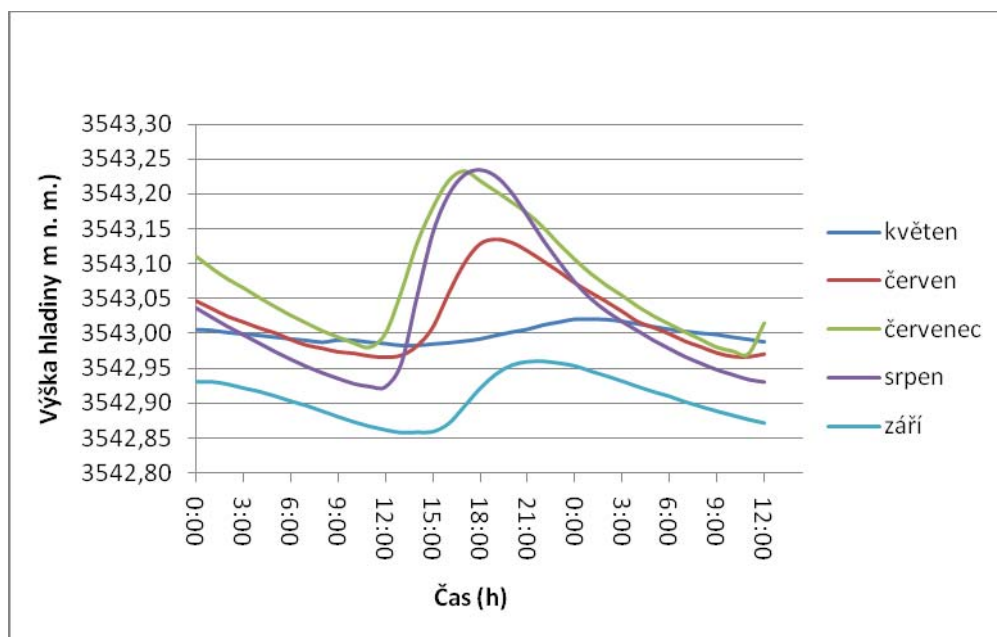
Graf 11: Vývoj amplitudy rozkolísanosti vodní hladiny během dne v průběhu období tání roku 2008.



Graf 12: Vývoj amplitudy rozkolísanosti vodní hladiny během dne, porovnání rozkolísanost na počátku ablační sezóny a ve vrcholném létě roku 2008.

Na grafu č. 13 pozorujeme taktéž vývoj denního režimu během ablační sezóny. V květnu je amplituda rozkyvu hladiny nejmenší a maximální naplnění jezera nastalo nejpozději vzhledem k ostatním měsícům. V červnu, červenci a srpnu se amplituda zvětšovala a maxima nastávala dříve. Vzrůstová i poklesová část grafu je postupně čím dál strmější. Září naznačuje konec ablační sezóny, kdy už se občas vyskytují srážky v pevném skupenství, ale teploty ještě vystoupí tak vysoko, že sníh taje a denní cyklus je znatelný. Hladina jezera

je celkově o něco níže, amplituda se opět zmenšila, vrchol nastal později a křivka není tolik strmá.



Graf 13: Graf znázorňující vodní stav hladiny během 5 dnů v průběhu ablační sezóny.

### 3.3.3 Srážky

Vliv dešťových srážek na výšku hladiny nelze jednoznačně prokázat, jelikož kompletní data z meteostanice a jezera máme z období tání jen od 23.8. do 17.9.2008, tedy ani ne jeden měsíc. Za tuto dobu spadlo pouhých 26 mm a nejdeštivější den - 4.9., 9,8 mm - koresponduje s obdobím, kdy byly teploty pod bodem mrazu a sněžilo, takže se spíše jedná o roztavený sníh ve srážkoměru. Co ale můžeme říci je, že se za deště prodlužuje doba zpoždění denního cyklu. V několika případech přišlo v odpoledních hodinách. Z toho důvodu byl narušen radiační cyklus a maximální teploty nastaly již dopoledne. V tyto dny se naopak maximální naplnění jezera ukázalo průměrně o 2 hodiny později než v okolních dnech.

### 3.3.4 Přítok do jezera

Přítok do jezera byl zkoumán v období jeho plnění v sezóně 2008, kdy voda neodtékala povrchovou cestou. Zpočátku se jezero plnilo relativně pomalu a s postupem času se přítok zvyšoval. V rámci prvních 40 cm trval přítok jedné desetimetřové vrstvy

28 – 82 hodin, tedy až tři a půl dne. Poslední vrstvy se plnily rychlostí max. 3 hodiny. Během celého období plnění, které probíhalo od 27.4. do 14.5., se přítok do jezera zvětšil až 45x. V porovnání s tím se objem vrstev se vzrůstající hladinou zvětšil pouze o necelou třetinu. První metr přitékal průměrnou rychlostí 55 l/s, poslední metr rychlostí 305 l/s. Přítok na konci období dosahoval téměř 400 l/s. Poté se začal uplatňovat povrchový odtok a hladina se ustálila, můžeme však předpokládat další nárůst průtoku.

Stoupání hladiny díky povrchovému přítoku do jezera bylo redukováno odtokem určitého množství vody podzemní cestou. Toto množství se stoupající hladinou vzrůstá od 1,2 l/s na 20,5 l/s. V porovnání s množstvím přitékající vody je odtok minimální. Podzemní cestou odečte pouze 2 – 5 % množství přitékající vody.

Tab. 8: Vývoj průtoku na povrchovém přítoku v období plnění jezera.

vodní vrstva (m n. m.)	objem (m <sup>3</sup> )	dobu plnění (h)	jarní přítok (l/s)	zimní odtok (l/s)	průtok Q (l/s)
3540,05-3540,14	1992,7	48,0	11,5		
3540,15-3540,24	2011,9	28,0	20,0	1,2	21,2
3540,25-3540,34	2031,2	42,0	13,4	1,4	14,8
3540,35-3540,44	2050,8	82,0	6,9	1,8	8,7
3540,45-3540,54	2070,8	10,0	57,5	1,9	59,4
3540,55-3540,64	2091,3	8,0	72,6	1,9	74,5
3540,65-3540,74	2111,9	7,0	83,8	2,4	86,2
3540,75-3540,84	2132,8	7,0	84,6	2,4	87
3540,85-3540,94	2154,0	9,5	63,0	2,7	65,7
3540,95-3541,04	2175,5	8,0	75,5	3,9	79,4
3541,05-3541,24	2197,4	4,5	135,6	4,0	139,6
3541,25-3541,34	2219,4	4,5	137,0	4,7	141,7
3541,35-3541,44	2241,7	4,5	138,4	5,7	144,1
3541,45-3541,54	2264,3	4,5	139,8	5,3	145,1
3541,55-3541,64	2287,5	4,5	141,2	6,6	147,8
3541,65-3541,74	2311,7	3,5	183,5	7,6	191,1
3541,75-3541,84	2338,1	3,0	216,5	8,0	224,5
3541,85-3541,94	2366,2	3,0	219,1	9,4	228,5
3541,95-3542,04	2393,4	2,5	265,9	9,4	275,3
3542,05-3542,14	2420,9	2,5	269,0	8,3	277,3
3542,15-3542,24	2449,0	2,5	272,1	11,3	283,4
3542,25-3542,34	2478,3	3,0	229,5	11,2	240,7
3542,35-3542,44	2509,2	2,5	278,8	12,0	290,8
3542,45-3542,54	2542,5	2,5	282,5	9,4	291,9
3542,55-3542,64	2579,2	2,5	286,6	12,1	298,7
3542,65-3542,74	2620,5	2,0	364,0	12,7	376,7



3542,75-3542,84	2667,2	2,5	296,4	15,0	311,4
3542,85-3542,94	2719,9	2,0	377,8	20,5	398,3
3542,95-3543,04	2829,4	3,0	262,0		

### 3.3.5 Kapacita podzemních kanálů

Následující odstavce jsou věnovány zimnímu období, kdy hladina v jezeře klesala. V tuto dobu voda odtéká výhradně podzemními kanály, které jsou pro výzkum tohoto jezera stěžejní. Právě tyto kanály jsou slabým místem, kde by mohlo dojít k potenciálnímu protržení hráze, a proto je důležité zjistit jejich kapacitu a sledovat, zda se v průběhu let mění a vyvíjí. Hladina za toto období, které trvá přibližně 7 - 8 měsíců, klesne cca o 3 m. Hydrogram má v tomto období tvar exponenciály. To znamená, že odtok je nejrychlejší na počátku období a postupně se zmenšuje až na nulu, než začne do jezera přitékat tavná voda. Tento fakt ukazuje, že téměř všechna voda odtéká kanály v hloubce 0 - 3 m pod hranou povrchového výtoku a s poklesem hladiny se kanály obnažují a jejich celková kapacita klesá.

Tabulka č. 9 srovnává odtok vody ve dvou po sobě následujících zimních sezónách 2007/2008 a 2008/2009. Vidíme zde, že v zimním období 2007/2008 odtékala voda téměř ve všech výškách hladiny rychleji, než následující sezónu, a to i více než o 50%. Průměrně odtékalo o 25 % vody méně. Výsledky souhlasí s tím, že období bylo o měsíc kratší a hladina klesla o něco níže než následující období. (Graf 5), tedy za kratší období muselo odtéci více vody.

Tab. 9: Změna kapacity odtokových kanálů mezi zimním obdobím 2007/2008 a 2008/2009.

vodní vrstva (cm pod hranou přelivu)	objem (m <sup>3</sup> )	rok 2007/2008		rok 2008/2009		změna kapacity %
		doba odtoku (h)	rychlost odtoku (l/s)	doba odtoku (h)	rychlost odtoku (l/s)	
20 - 30	2667,2	46	16,1	53	14,0	13,21
30 - 40	2620,5	51	14,3	66	11,0	22,73
40 - 50	2579,2	55	13,0	64	11,2	14,06
50 - 60	2542,5	69	10,2	82	8,6	15,85
60 - 70	2509,2	48	14,5	73	9,5	34,25
70 - 80	2478,3	54	12,7	71	9,7	23,94
80 - 90	2449,0	52	13,1	72	9,4	27,78
90 - 100	2420,9	54	12,5	163	4,1	66,87
100 - 110	2393,4	58	11,5	91	7,3	36,26
110 - 120	2366,2	61	10,8	82	8,0	25,61
120 - 130	2338,1	66	9,8	105	6,2	37,14
130 - 140	2311,7	76	8,4	96	6,7	20,83
140 - 150	2287,5	87	7,3	107	5,9	18,69
15% 160	2264,3	88	7,1	181	3,5	51,38
160 - 170	2241,7	95	6,6	128	4,9	25,78
170 - 180	2219,4	107	5,8	168	3,7	36,31
180 - 190	2197,4	144	4,2	162	3,8	11,11
190 - 200	2175,5	141	4,3	172	3,5	18,02
200 - 210	2154,0	218	2,7	218	2,7	0,00
210 - 220	2132,8	198	3,0	327	1,8	39,45
230 - 240	2111,9	220	2,7	264	2,2	16,67
240 - 250	2091,3	322	1,8	284	2,0	-13,38
250 - 260	2070,8	267	2,2	360	1,6	25,83
260 - 270	2050,8	276	2,1	374	1,5	26,20
270 - 280	2031,2	296	1,9	609	0,9	51,40
280 - 290	2011,9	326	1,7	781	0,7	58,26

## **4. DISKUSE**

Základní předpoklad, který se v této práci 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 Adygině vykazuje charakteristiky ledovcového režimu popsané v teoretické části práce:

- 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

Roční cyklus hydrologického režimu je na grafech č. 6, 7 a 8 znázorněn na základě teploty vzduchu. Z grafů je vidět silná závislost. Na posledním z nich, znázorňujícím počátek ablační sezóny, nastaly kladné teploty dříve, než začala stoupat hladina. To se dá předpokládat díky retenční kapacitě sněhu, který zpočátku tavnou vodu zadržuje. Kladné teploty alespoň po část dne nastaly o 4 týdny dříve, než se začala zvedat hladina.

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 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.

V práci byla zkoumána kapacita podzemních 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. V tomto případě se jedná o zmenšení kapacity průměrně o 25 %. Na základě srovnání dvou sezón je ovšem předčasné dělat závěry a 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 velkého 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 pokrývky trvala. Zlepšení těchto dat je možné vzhledem k přítomnosti manuálního srážkoměru u výzkumné stanice na břehu jezera, která je v letním období permanentně obývaná. Dále by bylo třeba klást větší důraz na údržbu přístrojů a zamezit tak co nejvíce výpadkům dat a umožnit použitelnost dat z Dolní meteostanice.

Další z připravovaných prací v oblasti je měření množství vody přitékající do jezera, ke kterému jsou nutné další terénní práce v oblasti. 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 průtoky na odtoku za čas by bylo možné kdykoliv vypočítat průtok na přítoku.

## 5. ZÁVĚR

V této práci byl zkoumán ledovcový hydrologický režim, tedy odtok vody z ledovce a průtoky ledovcových řek během roku a dne v závislosti na klimatických podmínkách. Získané teoretické znalosti byly využity při výzkumu hydrologického režimu jezera Adygine, které se nachází v zaledněné pánvi Kyrgyzského hřbetu pohoří Ťan Šan.

- 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.
- 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.
- 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.
- 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. Může dojít jak k redukcii

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.
  - Abláční 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 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 17.9.
- Hydrologický režim je vysoce závislý na teplotě vzduchu. Podzimní pokles i jarní plnění hladiny souhlasí s přechody teplotní hranice 0°C.
- 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. Zpoždění se prodlužuje i při výskytu dešťových srážek v odpoledních hodinách.
- Amplituda denního kolísání hladiny se též 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.
- Přítok do jezera v období plnění vykazuje rapidní nárůst. Během 18 dnů se průtok povrchového přítoku zvětšil 45x. Na počátku období přítok kolísal mezi 8 a 20 l/s, na konci období dosáhl téměř 400 l/s.
- V zimním období voda odtéká pouze podzemní cestou. Odtokové kanály se nacházejí v hloubce do 3 m pod hranou povrchového odtoku. Odtok z jezera nebyl po oba zkoumané roky stejný. V sezóně 2008/2009 se oproti minulému roku snížil průměrně o 25 %

## **6. LITERATURA**

AHLMANN, H. W. Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen expedition in 1934. *Geografiska Annaler*, vol. 17, s. 22-52.

American Society of Civil Engineering (ASCE). *Hydrology Handbook*. 2. vyd.

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

AIZEN, V. B. et al. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology*, 1996, vol. 186 no. 1-4, s. 229 – 251.

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

BENSON, C. S. *Stratigraphic studies in the snow and firn on the Greenland ice sheet*. Ph.D. disertační práce. California Inst. Of Technology. 1962. 213 s.

CAYAN, D.R. et.al. The spring runoff pulse from the Sierra Nevada. In: *The 14th Conference on Hydrology. 10.-15. Jan. 1999*. Dallas. Boston (MA): The AMS, 1999.

COLLINS, D.N. Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacialized Alpine basins. In: *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters (Proceedings of the HeadWater'98 Conference held at Meran/Merano, Italy, April 1998)*. IAHS Publ. 1998, vol. 248, s. 69-78.

COLLINS, D. N. Water storage in an Alpine glacier. In: *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter symposium, July 1982)* . IASH Publ. 1982, no. 138.

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

COMOLLI, R. et al. *Soil development and trace elements distribiton along elevational transectics from north-west to south-east of the Issyk-Kul lake (Northern and Central Tjan Šan, Kazachsta-Kyrgyzstan)*. 2008, 28 s.

ČERNÍK, A., SEKYRA, J. *Zeměpis velehor*. Praha: Academia, nakladatelství akademie věd, 1969. 1. vyd. 396 s.

ČERNÝ, M., JANSKÝ, B., ŠOBR, M., et.al. *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, 2006. 206 s.

ČERNÝ, M., JANSKÝ, B., ŠOBR, M., et.al. *Roční zpráva o řešení projektu za rok 2008–KYRGYZSKÁ REPUBLIKA. Analýza rizik a omezení důsledků protržení hrází vysokohorských jezer. Příloha č. 6, Práce na modelové lokalitě Ala-Arča*. GEOMIN družstvo, Jihlava, 2008. 14 s.

ČULACHIN, V. M. *Fyzičeskaja geografija Tjan – Šanja*. Alma-Ata (Kazachstan): Akademii nauk Kazachskoj SSR, 1969. 372 s.

DAVIES, J. L. *Landforms of cold climates. An introduction to systematic geomorphology, volume three*. Canberra (Austrálie): The Australian National University Press, 1969. 200 s.

DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. Academia Praha. Československá akademie věd. 1. vyd. 1987. 480 s.

DEMEK, J., ZEMAN, J. *Typy reliéfu země*. Academia, Praha. 1979. 327 s.

DE QUERVAIN, M. R. Snow structure, heat and mass flux through snow. In: *Proc. The Role of Snow and Ice in Hydrology, Banff Symposia*. 1972, s. 203 – 226.

DE WALLE, D.R., RANGO, A. *Principles of snow hydrology*. New York (USA): Cambridge University Press. 1. vyd. 2008. 403 s. ISBN 978-0-521-82362-3.

DUB, O. *Hydrológia hydrografia hydrometria*. Bratislava: Slovenské vydavateľstvo technickej literatury. 2. přepracované vydání. Edice stavebnické literatury. 1963. 528 s.

ELLISTON, G. R. Water movement through Gornergletscher. In: *Symposium on the Hydrology of Glaciers*. IASH Publ. 1973, no. 95, s 79 – 84.

ENGEL, Z. Ledovcové záplavy Jökulhlaup. *Geografické rozhledy*, 2006/2007, roč. 16, č. 2. s. 28 – 29.



FARRINGTON, D. J. *A report of Protected Areas, Biodiversity, and Conservation in the Kyrgyzstan Tian Shan*. 2005.

FÖHN, P. M. B. Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. *Journal of glaciology*, 1973, vol. 12, s. 275 – 289.

GOLUBEV, G. N. 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). 1973, s. 41-50.

HENDERSON, S. J., SPEEDY, R. J. Melting of Ice at Positive and Negative Pressures. *Journal of Physical Chemistry*, 1987. vol. 91. s. 3069 – 3072.

HOCK, R. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 2005, vol. 29, no.3, s. 362-391. SAGE Publications.

HOOD, J. L., HAYASHI, M., ROY, J.W. Preliminary assessment of groundwater contribution to the hydrology of an alpine lake in the Canadian Rockies In: GINOT, P., SICART, J.E. *Glacier mass balance and meltwater discharge*. International Association of Hydrological Science. British Library Cataloguing-in-Publication Data. 2007.. s 39-48. ISBN 978-1-901502-39-8.

CHEN, J., OHMURA, A. On the influence of Alpine glaciers on runoff. In: *Hydrology in Mountainous Regions. I – Hydrological Measurements; the Water Cycle*. (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990). IASH Publ., 1990, no 193.

JANSSON, P., HOCK, R., SCHNEIDER, T. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 2003, vol. 282, s. 116 – 129.

JONSELL, U., HOCK, R., HOLMGREN, B. Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 2005, vol. 49, no.164, s. 59-68. International Glaciological Society. ISSN 1727-5652.

KALITIN, N. H. Actinometry. In: SINGH, P.; SINGH, V.P. *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publishers, 2001. 742 s. Water Science and Technology Library. ISBN 0-7923-6767-7.

KARÁSEK, J. *Základy obecné geomorfologie*. Brno: Masaríkova univerzita v Brně, 1. vyd. 2001. 216 s. ISBN 80-210-2567-0.

KASER et al. *The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú*. Maastricht: IASH Publishers. 2001.

KONOVALOV, V. G. Snow line and runoff formation in glacier basins. In: *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems (Proceedings of Yokohama Symosia J2 and J5, July 1993)*. IASH Publ. no. 223, 1994.

MARTINEC, J. Recession coefficient in glacier runoff studies. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*. 1970, vol. 15, no. 1.

MÜLLER, F. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T. Canada. *Journal of Glaciology*, 1962, no. 4, s. 302 – 311.

MÜLLER, H. Review paper on the radiation budget in the Alps. *Journal of Climatology*. 198., č.5, s. 445 – 462.

PATERSON, W. S. B. *The Physics of Glaciers*. Oxford: Elsevier Science Ltd. 3. Vyd. 1994. 469 s. ISBN 0 7506 4742 6.

PERROT, P. *A to Z of Thermodynamics*. Oxford (New York): Oxford University Press. 1998. ISBN 0 19 856556 9.

PETERSON, D. et al. *Air Temperature and Snowmelt Discharge Characteristics, Merced River at Happy Isles, Yosemite National Park, Central Sierra Nevada*. PACLIM Conference Proceedings. 2003.

SHARP, R. P. Thermal regime of firn on Upper Seward Glacier, Yukon Territory, Canada. In: DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. Academia Praha. Československá akademie věd. 1. vyd. 1987. 480 s.

SCHILLING, K. E. Baseflow: Where Groundwater Meets Surface Water. In: *Iowa Geology*, 2001, no 26, 28 s.

SICART, J. E. et al. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 2007, no. 59, s. 27 – 36.

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

STENBORG, T., Delay of Run-Off from a Glacier Basin. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 1970, vol. 52, no. 1, s. 1.-30. Blackwell Publishing on behalf of the Swedish Societ for Anthropology and Geography.

U. S. Army Corps of Engeneering (USACE). *Snow hydrology*. North Pacific Division, Portland, OR. 1956.

VOTOČEK, E., HEYROVSKÝ, J. Chemie anorganická. In: KARÁSEK, J. *Základy obecné geomorfologie*. Brno: Masarikova univerzita v Brně, 1. vyd. 2001. 216 s. ISBN 80-210-2567-0.

WARREN, S. G. Optical Properties of Snow. *Reviews of geophysics and space physics*. 1982, vol. 20, no. 1, s. 67 – 89.

WENDLER, G., KELLEY, J. On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I.A.G.O. *Journal of Glaciology*, 1988, vol. 11, s. 19-25.

### Elektronické zdroje

NAVE, C. R. *Hyper Physics* [online]. Georgia State University. 2005. [cit.: 13.5.2010]. Dostupné z: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/thermo/phasehtml#c3>

PELTO, M. S. *Recent Glacier Retreat and Changes in Streamflow in the North Cascades* [online]. Nichols college, Dudley, MA. Last revision 5.3.2010. [cit.: 24.3.2010]. Dostupné z: <http://www.nichols.edu/departments/Glacier/index.html>

RITTER, M.E. *The Physical Environment: An Introduction to Physical Geography* [online]. 2006. Last revision 10.1.2009. [cit.: 28.3.2010]. Dostupné z: [http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title\\_page.html](http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title_page.html)