

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**  
**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Tereza SANKOTOVÁ

**HYDROLOGICKÝ REŽIM VYBRANÝCH JEZER**  
**VYSOKÝCH TATER**

HYDROLOGICAL REGIME OF SELECTED LAKES IN THE HIGH TATRA MTS.

Diplomová práce

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

Praha 2015

# Zadání diplomové práce

Název práce:

## **Hydrologický režim vybraných jezer Vysokých Tater**

**Cíle práce:**

- Vlastní batymetrické zmapování Skalnatého plesa a Hincových Ok
- Morfometrická analýza jezerních pánví
- Na základě dat pořízených v rámci projektu GAAV (KJB 301110804) posoudit hydrologický režim sledovaných lokalit a podat ucelený přehled režimu kolísání hladiny Skalnatého plesa a největšího jezera Hincových Ok

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Použité pracovní metody: rešerše literatury, vlastní batymetrická měření, zpracování naměřených dat v prostředí GIS, vyhodnocení datových řád výšky hladiny sledovaných lokalit

Zájmové území: Skalnaté pleso, Hincové Oká

Datové zdroje: vlastní měření, datové řady výšky hladiny pořízení v rámci projektu GAAV (KJB 301110804): „Recentní aktivita strukturních púd ve vybraných oblastech střední Evropy – řešitelé Křížek, Engel, Treml, klimatická data pořízená na meteorologické observatoři Skalnaté pleso SAV

Datum zadání: 28. 1. 2015

Podpis studenta:

Podpis vedoucího práce:

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 22. 4. 2015

.....

podpis

Na tomto místě bych chtěla poděkovat především svému školiteli RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za nepostradatelnou pomoc při terénních pracích, trpělivost při konzultacích a poskytnutí cenných připomínek. Ráda bych také poděkovala RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za poskytnutí dat a Mgr. Tomáši Uxovi za poskytnutí rad a nápadů.

## **ABSTRAKT**

Diplomová práce se zabývá morfometrickou analýzou a hydrologickým režimem Skalnatého plesa a Hincových Ok, se zaměřením na roční kolísání jezerní hladiny ve sledovaném období 2011 – 2014. Dílčím cílem práce bylo batymetrické zmapování lokalit. U lokality Hincové Oká se jedná o první zmapování batymetrie vůbec. Sledované lokality z pohledu hydrologického režimu a kolísání jezerní hladiny vykazují zajímavé odlišnosti od většiny tatranských jezer, jejichž hydrologický režim je řízen srážkovými úhrny. Roční kulminace hladiny největšího jezera Hincových Ok je posunuta do jarních měsíců, příčinou kulminace hladiny v tomto období je tající sněhová pokrývka. V případě, že se více následujících dní po sobě nevyskytovaly srážky, Skalnaté pleso často vysychá, a to i během letních měsíců, kdy hladiny většiny tatranských jezer dosahují svých maximálních hodnot. Letní vysychání je však jen krátkodobé. Kolísání hladiny Skalnatého plesa je velmi dynamické. Po výrazné srážkové události hladina velmi strmě stoupá, v extrémních případech rychlostí až 0,14 m/hod.

**Klíčová slova:** batymetrie, morfometrie, hydrologický režim, Skalnaté pleso, Hincové Oká

## **ABSTRACT**

This diploma thesis deals with morphometric analysis and hydrological regime of Skalnaté pleso lake and Hincové Oká lakes, especially the lake level fluctuation, during the period 2011 - 2014. One of the tasks was the bathymetric mapping of observed locations. For Hincové Oká lakes was it the first mapping of bathymetry at all. The hydrological regime and lake level fluctuation regime of observed locations shows interesting differences from the other Tatra lakes whose hydrological regime is controlled by precipitation amounts. The annual culmination of Hincové Oká lakes (the largest lake) is shifted into the spring caused by melting snowpack. When there is no rainfall for a couple of days Skalnaté pleso lake often dries up, even during summer months, when levels of most Tatra lakes reach their maximum values. However summer drying is shortterm. Lake level fluctuation regime is very dynamic. After a strong rainfall event its level rises very steeply, up to 0,14 m per hour.

**Key words:** bathymetry, morphometry, hydrological regime, Skalnaté pleso (lake), Hincové Oká (lake), High Tatra Mts.

# OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ .....	7
SEZNAM TABULEK .....	9
I. ÚVOD .....	10
II. TEORETICKÁ ČÁST.....	13
1. Hydrologické poměry Vysokých Tater .....	14
1.1. Srážky.....	14
1.2. Odtokoví činitelé .....	16
1.2.1. Vliv geologického podkladu a georeliéfu .....	16
1.2.2. Vliv krajinného pokryvu .....	18
1.2.3. Vliv půdního krytu .....	18
1.3. Plošné a časové rozložení odtoku.....	19
1.4. Hydrologická bilance .....	22
2. Jezera Vysokých Tater.....	24
2.1. Genetické typy tatranských jezer .....	24
2.1.1. Karová jezera .....	24
2.1.2. Jezera hrazené morénou .....	25
2.1.3. Štrbské pleso .....	26
2.2. Hydrologický režim.....	27
3. Hydrologický režim vysokohorských jezer .....	30
4. Zkoumané lokality.....	33
4.1. Hincové Oká.....	34
4.1.1. Fyzicko-geografická charakteristika povodí.....	36
4.2. Skalnaté pleso.....	44
4.2.1. Fyzicko-geografická charakteristika povodí.....	45
III. PRAKTICKÁ ČÁST .....	54
5. Data a měření.....	54
5.1. Výška vodní hladiny.....	54
5.2. Sběr batymetrických dat.....	55
5.3. Klimatická data .....	56
6. Metodika.....	58

6.1.	Batymetrické mapy .....	58
6.2.	Morfologické analýzy jezerních pánví .....	62
6.3.	Kolísání jezerní hladiny během roku .....	64
7.	Výsledky – Hincové Oká.....	68
7.1.	Batymetrie .....	68
7.2.	Morfologické analýzy jezerních pánví .....	68
7.3.	Kolísání hladiny .....	72
8.	Výsledky – Skalnaté pleso.....	76
8.1.	Batymetrie .....	76
8.2.	Morfologické analýzy jezerních pánví .....	76
8.3.	Kolísání hladiny .....	80
IV.	DISKUZE .....	84
	<input type="checkbox"/> Batymetrické mapy.....	84
	<input type="checkbox"/> Morfometrické analýzy jezerních pánví .....	85
	<input type="checkbox"/> Hydrologický režim a kolísání hladiny .....	85
V.	ZÁVĚR.....	90
	SEZNAM ZDROJŮ .....	92
	SEZNAM PŘÍLOH .....	96

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1.1 – Říční síť Vysokých Tater (Lukniš, 1974) – upraveno .....	14
Obr. 1.2: Roční chod srážek na různých meteorologických stanicích Vysokých Tater, období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974) .....	15
Obr. 1.3: Geologická mapa slovenské části Tater; (Pacl, 1973) .....	18
Obr. 1.4 – Půdní typy Vysokých Tater (Linkeš, 1981) .....	19
Obr. 1.5: Změny hydrologického charakteru Slovenské republiky v severojižním směru (Vysoké Tatry – údolí Rimavy), (Dub, 1956) .....	20
Obr. 1.6: Hincův potok (Popradské pleso) – průměrné měsíční průtoky, za období 1941-1960, dle dat Pacl (1994) .....	21
Obr. 1.7: Roční chod srážek na vybraných meteorologických stanicích Vysokých Tater, období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974) .....	22
Obr. 2.1: Digitální model dna Štrbského plesa; Gregor, Pacl (2005).....	26
Obr. 2.2: Štrbské pleso – roční chod srážek, výparu a vodních stavů, dle dat Pacl (1963).....	29
Obr. 3.1 - Roční průběh kolísání hladiny jezera Adygine, (pozn.: nadmořská výška povrchového odtoku vyznačena přerušovanou čarou (Falátková, 2014)).....	32
Obr. 4.1 – Hincové Oká – největší jezero J2.....	33
Obr. 4.2 – Skalnaté pleso .....	33
Obr. 4.3 – Poloha Hincových Ok vůči Velkému a Malému Hincovu plesu .....	35
Obr. 4.4 – Hincové Oká – orientace svahů povodí podle světových stran.....	36
Obr. 4.6 – Hincové Oká – sklon svahů povodí .....	38
Obr. 4.7 – Půdní typy v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno.....	39
Obr. 4.8 – Retenční schopnost a propustnost půd v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno .....	39
Obr. 4.9 – Skeletovitost a zrnitost půd v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno .....	40
Obr. 4.10 – Krajinný pokryv povodí Hincových Ok.....	40
Obr. 4.11 – Průměrný roční úhrn srážek severní části Slovenska, průměr za období 1961 – 1990, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno .....	41

Obr. 4.12 – Povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok .....	42
Obr. 4.13 – Vysychání jezera J1 – podzim 2012 a 2014.....	43
Obr. 4.14 – Povodí Skalnatého plesa .....	45
Obr. 4.15 – Skalnaté pleso – orientace svahů povodí podle světových stran.....	46
Obr. 4.16 – Kvartérní pokryv, vertikální členitost a typ reliéfu povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno .....	46
Obr. 4.17 – Skalnaté pleso – sklon svahů povodí .....	47
Obr. 4.18 – Půdní typy v povodí Skalnatého plesa .....	48
Obr. 4.19 – Retenční schopnost a propustnost půd v povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno .....	49
Obr. 4.20 – Skeletovitost a zrnitost půd v povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno.....	49
Obr. 4.21 – Krajinný pokryv povodí Skalnatého plesa .....	50
Obr. 4.22 – Skalnaté pleso – roční průměrné srážkové úhny z období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974).....	51
Obr. 4.23 – Roční úhrn srážek – Meteorologická observatoř Skalnaté pleso SAV, (vypůjčená data) .....	51
Obr. 4.24 – Umělá hráz Skalnatého plesa – pohled od jezera.....	52
Obr. 4.25 – Umělá hráz Skalnatého plesa – pohled pod výtokem .....	53
Obr. 4.26 – Schematické zobrazení propustí umělé hráze Skalnatého plesa .....	53
Obr. 5.1 – Levelogger značky Solinst (Zdroj: <a href="http://www.solinst.com">www.solinst.com</a> ).....	54
Obr. 5.2 – Princip polární metody s pevným stanovištěm, (Zdroj: <a href="http://www.gis.zcu.cz">http://www.gis.zcu.cz</a> ) .....	55
Obr. 5.3 – Sběr batymetrických dat Skalnaté pleso – měrné body se souřadnicemi XYZ.....	56
Obr. 6.1 – Bodová vrstva reprezentující tvar jezerní pánve .....	58
Obr. 6.2 – Vytvoření Thiessonových polygonů z měřených dat, Zdroj: <a href="http://www.kge.zcu.cz">www.kge.zcu.cz</a> .....	59
Obr. 6.3 – Metoda přirozeného souseda – vytvoření nového polygonu kolem interpolovaného bodu nad sítí Thiessonových polygonů, pozn.: velikost zelených kruhů symbolizuje váhu přirozeného souseda při interpolaci; (Zdroj: <a href="http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_neighbor">http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_neighbor</a> ) .....	60
Obr. 6.4 – Schéma vytváření batymetrické mapy .....	61
Obr. 6.5 – Vytvoření profilu terénu pomocí nástrojů 3D Analyst (Zdroj: ArcGIS Help, 2014).....	63

Obr. 6.6 – Převod tlaku vzduchu na ekvivalentní vodní sloupec, (Levellogger Solinst – User Guide, 2010) .....	64
Obr. 6.7 – Porovnání manuální a softwarové kompenzace dat z hladinoměru (Hincové Oká, 2011) .....	65
Obr. 6.8 – Porovnání manuální a softwarové kompenzace dat z hladinoměru (Skalnaté pleso, 2012) .....	66
Obr. 7.1 – Jezero J2 – měrná křivka objemu.....	69
Obr. 7.2 – Hincové Oká – sklonitostní hranice možného výskytu aktivních tvarů tříděných půd, (pozn.: do 5° sklonu možný výskyt).....	69
Obr. 7.3 – J2 (Hincové Oká) – podélné terénní profily.....	70
Obr. 7.4 – J2 (Hincové Oká) – příčné terénní profily .....	71
Obr. 7.5 – J1(Hincové Oká) – podélné terénní profily.....	71
Obr. 7.6 – Hincové Oká – podélné a příčné terénní profily .....	72
Obr. 7.7 – J2 (Hincové Oká) – porovnání vodního stavu jezera v jednotlivých letech sledovaného období (pozn.: 2014 pouze období leden – září).....	73
Obr. 7.8 – Průběh výšky hladiny jezera J2 a teploty vzduchu v roce 2011, (pozn.: teplota vzduchu k dispozici do září 2011) .....	74
Obr. 8.1 – Skalnaté pleso – měrné křivka objemu .....	77
Obr. 8.2– Skalnaté pleso – sklonitostní hranice možného výskytu aktivních tvarů tříděných půd, (pozn.: do 5° sklonu možný výskyt).....	78
Obr. 8.3 – Skalnaté pleso – podélné terénní profily .....	79
Obr. 8.4 – Skalnaté pleso – příčné terénní profily.....	79
Obr. 8.5 – Podélný terénní profil Skalnatým plesem a Skalnatým potokem po výtoku z jezera .....	79
Obr. 8.6 – Skalnaté pleso – porovnání vodního stavu jezera v jednotlivých letech sledovaného období (pozn.: 2014 pouze období leden – září).....	80
Obr. 8.7 – Skalnaté pleso – závislost rychlosti plnění jezerní pánve na množství spadlých srážek.	83

## SEZNAM TABULEK

Tab. 1.1: Procentuální rozdělení odtoku na slovenské části Vysokých Tater a v podhůří v průběhu roku, (Pacl, 1973).....	22
Tab. 1.2 - Hydrologická bilance Tater, (Pacl, 1973).....	23
Tab. 4.1 – Rozměry jednotlivých jezer Hincových Ok.....	35
Tab. 4.2 – Hincové Oká – zastoupení kategorií orientace svahů dle světových stran.....	36
Tab. 4.3 – Hincové Oká – zastoupení kategorií sklonu svahů povodí .....	38
Tab. 4.4 – Skalnaté pleso – zastoupení kategorií orientace svahů dle světových stran.....	45
Tab. 4.5 – Skalnaté pleso – zastoupení kategorií sklonu svahů v povodí .....	47
Tab. 7.1 – Hincové Oká – morfometrické charakteristiky, .....	68
Tab. 7.2 – Minimální a maximální dosažená úroveň hladiny a celková rozkolísanost jezera J2 v jednotlivých letech sledovaného období .....	75
Tab. 8.1 – Skalnaté pleso – morfometrické charakteristiky, .....	76
Tab. 8.2 – Skalnaté pleso – porovnání výsledků mapování 1961 – 1964 (Gregor, Pacl) a mapování 2014 (Sankotová, Šobr),.....	77
(Zdroj: Gregor, Pacl (2005) a vlastní měření).....	77
Tab. 8.3 – Skalnaté pleso – období s nulovými hodnotami na hladinoměru,.....	81
Tab. 8.4 - Minimální a maximální dosažená úroveň hladiny a celková rozkolísanost Skalnatého plesa v jednotlivých letech sledovaného období .....	82

# I. ÚVOD

Jezera Vysokých Tater jsou ledovcového původu. Vznikala v různých stádiích pleistocénního zalednění, zhruba před 20 000 lety (Pacl, Gregor, 2010). Patří k nejmladším tvarům reliéfu, jejichž vznik je podmíněný činností ledovce. Díky rozšíření severského kontinentálního ledovce, který v pleistocénu zasahoval až na území dnešního Polska, a rozsáhlému zalednění Alp se v Tatrách vytvořily ideální podmínky pro vznik horských ledovců. V rámci Karpatského oblouku byl rozsah i délka zalednění Vysokých Tater největší. To je příčinou nejvyšší koncentrace ledovcových jezer v rámci Karpatského pohoří.

První zmínka o tatranských jezerech se v literatuře objevila již v 17. století (Pacl, 1973). Na začátku 30. let 20. století vyšel první atlas tatranských jezer – Atlas der Seen der Hohen Tatra (Schaffer, Stummer, 1930). V 60. a 70. letech 20. století vzrostl zájem o tatranská jezera, na který navazovalo vydání poměrně velkého množství odborné literatury. O tento rozkvet se zasloužil především RNDr. Juraj Pacl, CSc. Od této doby nebyla vydána žádná ucelená publikace zabývající se touto problematikou, založená na nových výzkumech a měřeních. Tatranská jezera jsou typická vysokohorská jezera bez významných přítoků, jež by ovlivňovaly jejich hydrologický režim. Hlavním zdrojem vodnosti jsou přímé srážky a voda přítékající z povodí. Jejich hydrologický režim je řízen režimem srážek. Výška hladiny tatranských jezer koresponduje se srážkovým úhrny v průběhu roku, maximum srážkových úhrnů a tedy i nejvyšší vodní stavy nastávají v letních měsících, minimální stavy jsou typické pro zimní období. Významným zdrojem vody v jarních měsících je také voda z tající sněhové pokrývky. Její přítok se na stavu hladiny projevuje obzvlášť výrazně u jezer, jejichž povodí jsou z velké části orientována na jih či jihozápad.

Předkládaná diplomová práce se zabývá hydrologickým režimem a morfologickými parametry Skalnatého plesa a Hincových Ok (sedm jezer). Jedná se o morénová jezera, ať už morénou hrazená či v moréně zahloubená. Obě jezerní lokality jsou typické mělkými jezerními pánvemi, velmi mírným sklonem dna a výrazným kolísáním hladiny jezera v průběhu roku. Obecné rysy hydrologického režimu tatranských jezer jsou známy z odborné literatury (Pacl, 1963; Pacl, 1973; Turek, 2002) a jsou potvrzena i na Skalnatém plesu a Hincových Okách (Sankotová, 2012). Předkládaná práce se tedy z pohledu hydrologického režimu snaží spíše posoudit reakci jezerní hladiny na srážkovou epizodu a

celkově podat ucelený přehled hydrologického režimu těchto lokalit ve sledovaném období 2011 – 2014.

V letech 1961 – 1964 Gregor a Pacl provedli podrobné mapování většiny tatranských jezer ve spolupráci s Výzkumnou stanicí Správy TANAPu, Ústavem hydrologie SAV a Katedrou geodézie STU (Gregor, Pacl, 2005). Mezi mapovanými lokalitami bylo také Skalnaté pleso, Hincové Oká nikoliv. Poslední řádné zmapování Skalnatého plesa proběhlo tedy na začátku 60. let 20. století. Hincové Oká, jakožto velmi malá jezírka, se dokonce na mnoha mapách často ani všechna neobjevují, natož aby byla zmapována jejich batymetrie. Jedním z hlavních výstupů diplomové práce jsou tedy batymetrické mapy zkoumaných lokalit. Mapování obnášelo kompletní sběr dat v terénu, jejich úpravu, zpracování, vyhodnocení a kartografické znázornění.

Předkládaná práce vznikala ve spolupráci s výzkumným týmem geomorfologie katedry Fyzické geografie a geoekologie, který se ve Vysokých Tatrách mimo jiné zabývá rozšířením a aktivitou strukturních půd. Od roku 2007 probíhá výzkum také v lokalitách Hincové Oká a Skalnaté pleso, který je od roku 2010 doplněn měřením výšky jezerní hladiny. Řešení její proměnlivosti v kontextu srážkoodtokových vztahů mi bylo umožněno. Hincové Oká a Skalnaté pleso jsou jedinými jezerními lokalitami Vysokých Tater s výskytem strukturních půd, o kterých dosud víme. Na jejich březích a dnech se vyskytují aktivní tříděné polygony, sítě a kruhy strukturních půd (Křížek, ústní sdělení). Jejich vznik a vývoj je vázán na proces regelace (opakované tání a mrznutí vody v půdě), která na zkoumaných lokalitách může proběhnout za přispění mnoha dalších faktorů pouze při déletrvajícím poklesu hladiny. Ucelený přehled o hydrologickém režimu sledovaných lokalit může tedy sloužit jako informační zdroj pro geomorfologický výzkumný tým.

Data pro analytickou část byla pořízena v rámci projektu GAAV (KJB 301110804): „Recentní aktivita strukturních půd ve vybraných oblastech střední Evropy – řešitelé Křížek, Engel, Tremel.

**Cíle práce:**

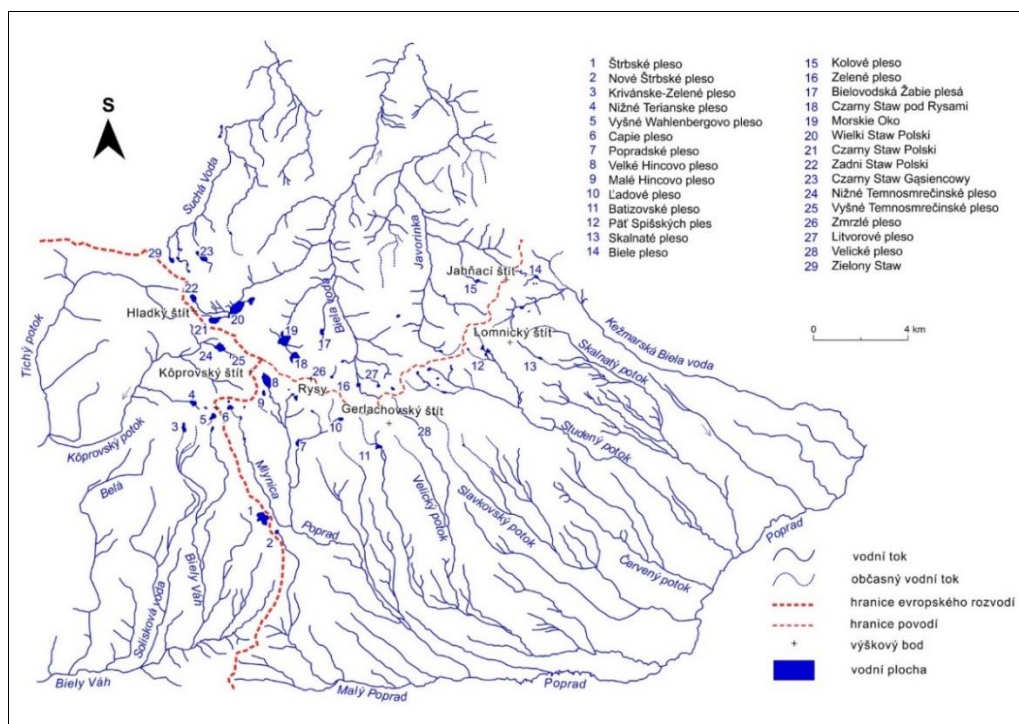
- Vlastní batymetrické zmapování Skalnatého plesa a Hincových Ok
- Morfometrická analýza jezerních pánví
- Na základě dat pořízených v rámci projektu GAAV (KJB 301110804) posoudit hydrologický režim sledovaných lokalit a podat ucelený přehled režimu kolísání hladiny Skalnatého plesa a největšího jezera Hincových Ok

## II. TEORETICKÁ ČÁST

### 1. Hydrologické poměry Vysokých Tater

Vysoké Tatry tvoří hranici evropského rozvodí mezi Baltským (přítoky Visly) a Černým mořem (přítoky Dunaje). Hlavními recipienty jsou Váh a Dunajec s Popradem (Červený, 1984), jejichž rozvodnice probíhá po hlavním hřebeni Vysokých Tater (Dub, 1956). Severní svahy odvodňuje svými přítoky Dunajec, z jižních a jihovýchodních svahů odvádějí vodu přítoky Popradu a z jihozápadní části přítoky Váhu.

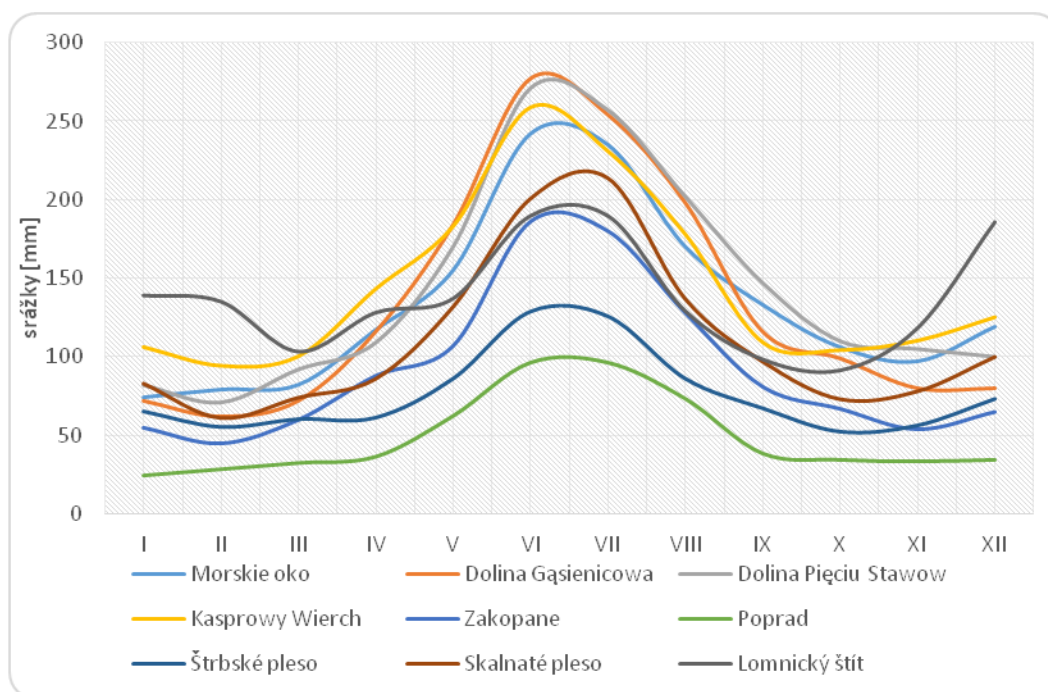
Určujícím faktorem pro tvar říční sítě Vysokých Tatrů je reliéf, tvořený systémem brázd a kotlin, ten předurčil vznik říční sítě pérovitého tvaru (Pacl, 2010). Ta je typická pro vysokohorské oblasti, je charakteristická množstvím krátkých bočních přítoků, jež se s obou stran vlévají do hlavního toku (Obr. 1.1). Průměrná hustota říční sítě slovenských Východních Tater (Vysoké a Belianské) je  $1 \text{ km.km}^{-2}$  (Pacl, 2010). Vzhledem k odlišným geologickým poměrům severní a jižní strany pohoří je průměrná hustota říční sítě v polské části Tater menší. Na krystaliniku dosahuje hodnoty  $0,94 \text{ km.km}^{-2}$ , na vápencích  $0,79 \text{ km.km}^{-2}$  (Pacl, 2010).



Obr. 1.1 – Říční síť Vysokých Tater (Lukniš, 1974) – upraveno

## 1.1. Srážky

Srážky v horských oblastech patří mezi nejproměnlivější meteorologické prvky. Jejich úhrny rostou s nadmořskou výškou a mění se s orientací. V oblasti Tater přší průměrně 215 – 228 dní v roce. Za toto období spadne asi 1100 – 1900 mm (Niedzwiedz, 1992). Nejvyšší hodnoty (1600 – 1900 mm) vykazují svahy orientované na sever ve výšce 1400 – 2000 m n. m. (Niedzwiedz, 1992). Srážkový rozdíl mezi severní návětrnou a jižní závětrnou stranou je značný, na horizontální vzdálenosti 15-20 km je větší než 1500 mm (Konček a kol., 1973). Maximum ročního chodu srážek je v létě, především v červnu a červenci, kdy za měsíc spadne přibližně 240 mm (Niedzwiedz, 1992). Nejnižší úhrny nastávají na většině území v lednu a únoru (Obr. 1.2).



Obr. 1.2: Roční chod srážek na různých meteorologických stanicích Vysokých Tater, období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974)

V Tatrách se srážky nejčastěji objevují při západním až severozápadním proudění. Proudění postupující z oblasti Středozemního moře je méně významné, způsobuje ale vydatné podzimní deště na území Slovenska. Silné lijáky jsou spojené se severními a severovýchodními cyklónami. Za těchto situací dochází na severních svazích k nucenému výstupu studeného vlhkého vzduchu a následnému orografickému zesílení

srážek, které může v některých oblastech způsobit i katastrofální povodně. Krátké prudké deště jsou ovlivněny především tvarem reliéfu. Léto je charakteristické i častými bouřkami (asi 36 dní/rok), (Niedzwiedz, 1993). Přibližně jedna třetina bouřek, které se zde objevují, vzniká z tepla, zbytek jsou frontální bouřky.

## 1.2. Odtokoví činitelé

Odtok z území ovlivňuje působení klimatických, morfologických, geologických a vegetačních činitelů. Geologické podloží centrální a jižní strany pohoří je tvořeno téměř nepropustnými horninami krystalinika (Nemčok, 1994), (Obr. 7), především biotickými granodiority a křemitými diority (Gorek, Kahan, 1973). Nejvyšší polohy polských Vysokých Tater také tvoří granodiority, nižší pásma ale pokrývají kvarcity a druhohorní obal tvořený vápenci a dolomity (Klimaszewski, 1988). Ve vyšších polohách a na návětrných stranách pohoří spadne všeobecně více srážek, společně s nízkým klimatickým výparem a geologickým podložím vytvářejí podmínky vhodné pro poměrně rychlý odtok srážkové vody. Tyto oblasti jsou velmi strmé a chudé na vegetační kryt, nemají dostatek půdy, která by zadržovala vodu, vyskytují se zde však velké plochy sutin a přirozené vodní nádrže v podobě jezer, které slouží jako účinný regulátor odtoku. Velmi dobrý retenční účinek mají také lesy, které pokrývají více než polovinu plochy obou národních parků. V nižších částech pohoří je krystalinikum pokryté glaciálními a fluvio-glaciálními nánosy, v tomto pásmu voda rychle vniká do štěrkovitého materiálu, zde se hromadí a postupně odtéká jako podzemní voda, vytváří prameny vydatné i v obdobích sucha (Dub, 1956).

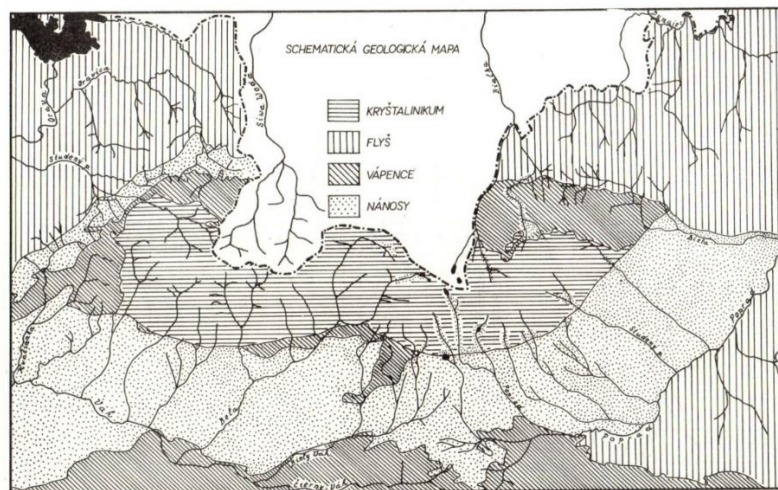
Následující podkapitoly podrobněji popisují jednotlivé odtokové činitele. Jelikož se obě zkoumané lokality této diplomové práce nacházejí nad horní hranicí lesa, je těmto polohám věnována větší pozornost.

### *1.2.1. Vliv geologického podkladu a georeliéfu*

Geologické podloží centrální a jižní strany pohoří je tvořeno téměř nepropustnými horninami krystalinika (Nemčok, 1994), (Obr. 1.3), především biotickými granodiority a křemitými diority (Gorek, Kahan, 1973). Krystalinikum vystupuje na povrch v hlavní části tatranského hřebenu, jeho výchozy (hřbety a štíty) tedy tvoří poměrně velkou část oblasti nad horní hranicí lesa. Jeho petrologický charakter nedovoluje téměř žádnou infiltraci vody, vyjma puklin, voda tedy ihned odtéká z povrchu pryč.

Výraznější vliv na samotný hydrologický režim oblasti nad horní hranicí lesa bude mít však georeliéf. Jejimi procesy vznikají tvary, které se na rychlosti odtoku a kolísání hladiny také podílejí. Výsledkem geomorfologických procesů jsou i samotné jezerní pánve. Karová jezera vytvořená ledovcovou erozí v krystalickém podloží odvádějí přebytečnou vodu povrchovým odtokem, podpovrchový odtok v tomto případě není možný (viz výše). Hladina v karovém jezeře po srážkové události nedokáže tedy výrazněji stoupnout ani klesnout. Oproti tomu morénová jezera, vytvořená akumulací činností ledovce, mají propustným morénovým materiálem tvořenou hráz. To zajišťuje, že rozkolísanost jezer tohoto genetického typu může být o mnoho výraznější, jelikož hladina v suchém období dokáže klesnout i hluboko pod svůj normál, protože voda odtéká podpovrchovým odtokem skrz hráz jezera.

Dalším výrazným činitelem ovlivňující odtok vody v povodích nad horní hranicí lesa jsou skalní štíty s prudkými svahy, po kterých voda velmi rychle stéká dolů do svého recipientu. Suťové akumulace u paty štítů nebo morény pleistocenního zalednění naopak dokážou odtok účinně regulovat.



Obr. 1.3: Geologická mapa slovenské části Tater; (Pacl, 1973)

### 1.2.2. Vliv krajinného pokryvu

Jistě velmi významným faktorem ovlivňujícím hydrologický režim a kolísání hladiny je krajinný pokryv povodí daného recipientu. Tento fakt samozřejmě neplatí jen obecně, ale velmi zřetelně se projevuje i v povodích Vysokých Tater. Svým výzkumem se o tom přesvědčil také Turek (2002). Jeho měření prokázala významný vliv krajinného pokryvu na rychlost reakce hladiny na srážkovou událost. Hladina Ladového plesa, jehož povodí je tvořeno ze 45 % sutí, po vydatných červnových srážkách kulminovala o 6 – 8 dní později. Proti tomu největší podíl na ploše povodí Nižného Terianskeho plesa má souvislý skalní povrch, většina vysokých stavů se tudíž objevila velmi rychle po intenzivních srážkách, netrvala více než několik hodin a po 5 – 7 dnech se hladina vrátila do původního stavu (Turek, 2002).

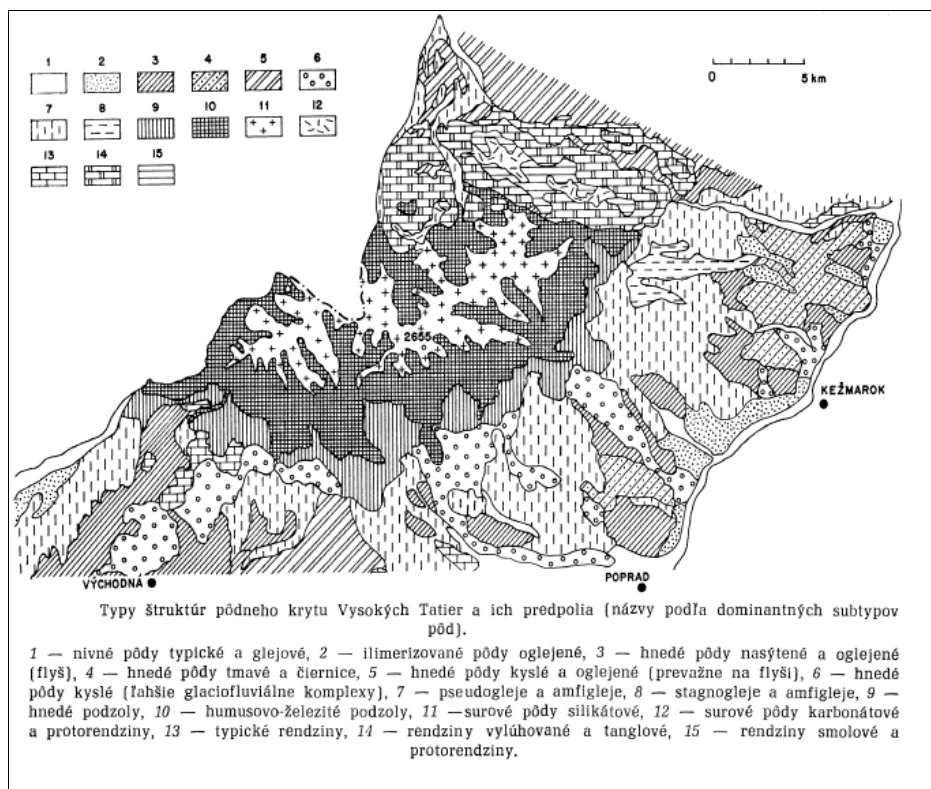
### 1.2.3. Vliv půdního krytu

Jelikož existuje velké množství půdních druhů ale především půdních typů s různými vlastnostmi, které mohou sehrát významnou roli při odtoku vody, jistě nemohou půdy v této kapitole zůstat bez povšimnutí. Obr. 1.3 znázorňuje půdní kryt Vysokých Tater. Z obrázku je na první pohled zřetelná jejich zonálnost daná jinými klimatickými a geologickými podmínkami v různých nadmořských výškách.

Hloubka profilu tatranských půd nad horní hranicí lesa nebude příliš velká, jelikož půdy nemají v těchto lokalitách vhodné klimatické podmínky pro svůj vývoj. Dominantním faktorem při tvorbě půd v nad horní hranicí lesa jsou geomorfologické procesy, které půdní pokryv výrazně modifikují, a proto zde nacházíme půdy velmi fragmentované. Dle Lauka (2003) se v Tatrách můžeme setkat s půdami lehkými až středně těžkými hlinito-písčitymi a písčito-hlinitými. Jedná se o půdy středně až silně skeletovité charakteristické střední až vysokou propustností s velkou retenční schopností.

Nejčastějším půdním typem Vysokých Tater jsou podzoly vázané na zvětraliny kyselých hornin, jak dokládá i Obr. 1.4. Jejich horizonty jsou často zvěřené kryoturbací. Nad horní hranicí lesa, lze tedy nalézt již zmíněné humusovo-železité podzoly, surové silikátové půdy a podzolové rankery, které se nacházejí na eluviích a deluviích hlavního hřebene (Linkeš, 1981). Výskyt podzolů ve Vysokých Tatrách je mimo jiné vázán na morénové podloží. Zdejší podzoly jsou charakteristické barevnou vrstevnatostí půdního profilu vyplývající z propustného písčito-hlinitého substrátu a intenzivních přeměn během podzolizace. Obecně typickým znakem rankerů je vysoký podíl skeletu (Koreň, Skiba, Kukla, 2010).

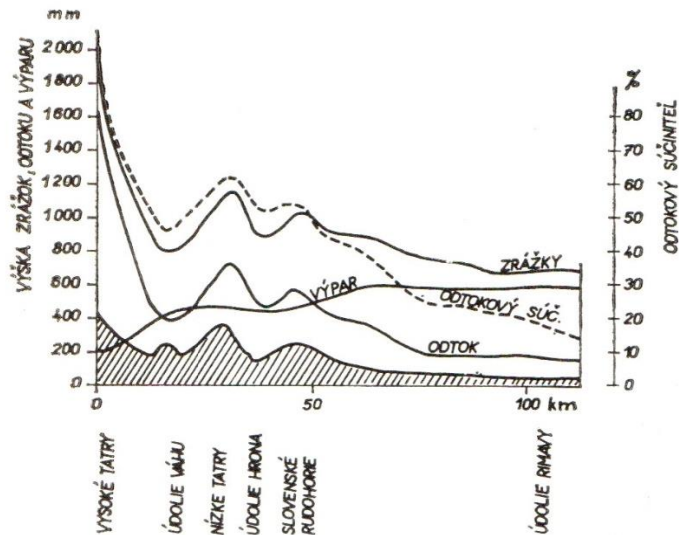
Lehké/středně těžké a skeletovité půdy zajišťují vysokou propustnost půdního pokryvu. V místech, kde je pokryta morénovými nánosy má půda zároveň vysokou retenční schopnost.



Obr. 1.4 – Pôdne typy Vysokých Tatier (Linkeš, 1981)

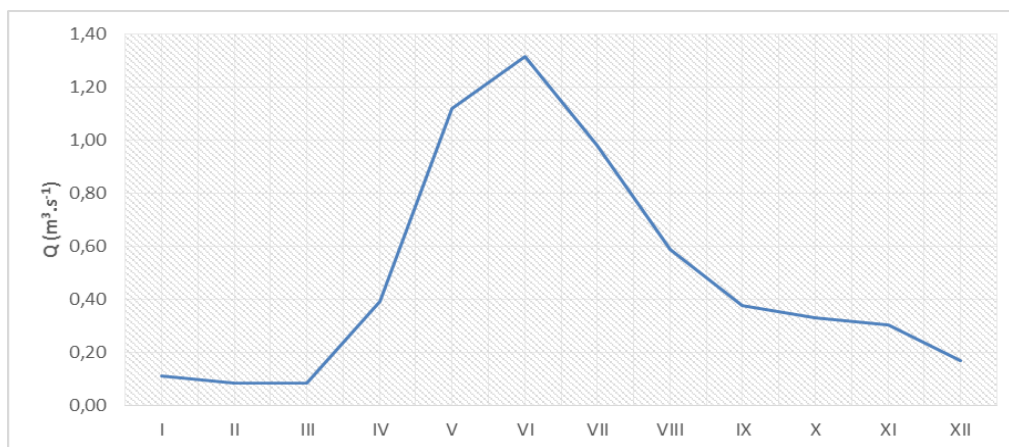
### 1.3. Plošné a časové rozloženie odtoku

V Západných Tatrách odteče asi  $30 - 40 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ , ve Východných Tatrách  $50 - 60 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ , pro srovnání uvedme průměrný specifický odtok v povodí Váhu, který činí  $15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ , na jižním Slovensku je to pouhý  $1 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  (Pacl, 2010). Tento významný hydrologický charakter Tater je dobře čitelný z Obr. 1.5, který mimo jiné zobrazuje i hodnoty odtokového součinitele. Z oblasti Tater odtéká 70 – 90 % z celkového úhrnu srážek, v nižších polohách asi 60 % a ve vápencových oblastech okolo 50 % srážek (Dub, 1956). Specifický odtok roste s nadmořskou výškou a mění se s orientací. Nejvyšší hodnoty vykazují severozápadní svahy kolmé na směr proudění, které přináší velké množství srážek. Z celkového úhrnu srážek spadlých na povodí slovenských Východních Tater odtečou asi 3/4 říční sítí, 1/4 se vypaří a zanedbatelná část je spotřebována vegetací (Pacl, 2010).



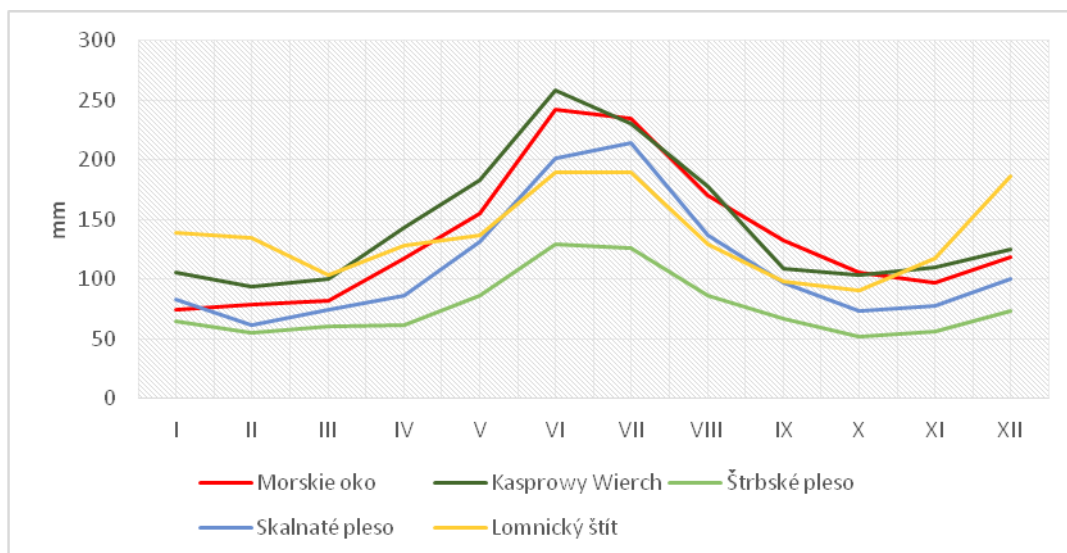
Obr. 1.5: Změny hydrologického charakteru Slovenské republiky v severojižním směru (Vysoké Tatry – údolí Rimavy), (Dub, 1956)

Velký vliv na režim odtoku mají i pevné srážky, které se díky nízkým teplotám vzduchu a expozici pohoří, hromadí po dlouhé zimní měsíce, v tomto čase nastávají minima průtoků. Čím vyšší pásmo, tím dříve se zde objevují sněhové srážky, tím více sněhu se zde ukládá a tím pomaleji se posléze mění na tekoucí vodu. V nejvyšších polohách padají srážky ve sněhové podobě od poloviny listopadu, tehdy začíná období, kdy jsou toky napájeny zásobami podzemní vody. Tyto zásoby se však během dlouhé zimy téměř vyčerpají, a proto jsou na sklonku zimy průtoky velmi nízké. Nejnížší průtoky nastávají v únoru, kdy jsou nejnižší teploty vzduchu a přírůstek sněhové pokrývky je nejvyšší, to dokládají i hodnoty průměrných měsíčních průtoků na Hincově potoku (Obr. 1.6).



*Obr. 1.6: Hincův potok (Popradské pleso) – průměrné měsíční průtoky, za období 1941-1960, dle dat Pacl (1994)*

Tomuto minimu však napomáhá situace z předešlého podzimu, kdy průtoky na tatranských potocích postupně klesají díky nedostatku srážek. Ten je zapříčiněn zastíněností pohoří vůči jižnímu a jihozápadnímu proudění, které přináší v jiných částech Slovenska vydatné podzimní deště. Podíl nejnižších průměrných měsíčních průtoků na ročním odtoku dosahuje 1,5 – 3,5 % (Pacl, 2010). Vysokohorské podmínky Tater posunují tání sněhu až do období května a června, popř. července, kdy průtoky dosahují maximálních hodnot (Obr. 1.6). K nejvyšší vodnatosti toků přispívá i další významný činitel, a to dešťové srážky. První polovina června není jen obdobím největšího tání sněhu ale i obdobím vydatných dešťů (Obr. 1.7). Spojení odtoku vody ze sněhu a odtoku z deště je kombinací dvou nejúčinnějších faktorů, které podmiňují nejvyšší hodnoty měsíčních průtoků ve všech výškových pásmech Vysokých Tater (Tab. 1.1), (Pacl, 1973). Nejvyšší průměrné měsíční průtoky se na ročním odtoku podílejí z 13 – 25 % (Pacl, 2010).



Obr. 1.7: Roční chod srážek na vybraných meteorologických stanicích Vysokých Tater, období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974)

Tab. 1.1: Procentuální rozdělení odtoku na slovenské části Vysokých Tater a v podhůří v průběhu roku, (Pacl, 1973)

VYSOKÉ TATRY											
toky nad 1000 m n. m.											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
5,00	3,00	2,00	1,50	1,50	7,00	19,00	22,50	17,00	9,50	6,50	5,50
Zimní období (X-III) 20 %; Letní období (IV-IX) 80 %											
PODHŮŘÍ VYSOKÝCH TATER											
jižní strana											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
6,00	4,00	3,50	3,00	6,50	10,00	14,50	16,50	13,50	9,50	6,50	6,50
Zimní období (X-III) 30 %; Letní období (IV-IX) 70 %											
severní strana											
XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
6,00	4,00	3,00	2,50	3,00	7,50	17,00	18,00	15,00	11,00	7,00	6,00
Zimní období (X-III) 25 %; Letní období (IV-IX) 75 %											

#### 1.4. Hydrologická bilance

Na hydrologicky vymezenou plochu Vysokých Tater, která činí asi 900 km<sup>2</sup>, spadne za rok průměrně 1160 mm srážek. Jak je možné vidět v Tab. 1.2, přibližně 73 % odteče řekami (součinitel odtoku 0,73) a 27 % se vypaří (Pacl, 1974). Hlavním odtokovým činitelem je reliéf a jeho vlastnosti. I když na obě části Tater (Západní a

Vysoké) spadne přibližně stejný úhrn srážek, odtok ze Západních Tater je pomalejší díky podloží, které je částečně tvořeno i vápenci a dolomity (Pacl, 2010), a je tedy více propustné než podloží tvořené žulami. Kdyby veškerá voda odtékající z Vysokých Tater protékala jedním korytem, činil by průtok  $24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , ze Západních Tater by byl nižší, a to  $14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Pacl, 1974).

*Tab. 1.2 - Hydrologická bilance Tater, (Pacl, 1973)*

Oblast	Srážky [mm]	Odtok [mm]	Výpar [mm]	Specifický odtok [l/s/km <sup>2</sup> ]	Součinitel odtoku	Plocha [km <sup>2</sup> ]
Západní Tatry	1150	720	430	23	0,63	620
Vysoké Tatry	1160	850	310	27	0,73	900
Západní a Vysoké Tatry	1150	800	350	25	0,7	1520

## 2. Jezera Vysokých Tater

### 2.1. Genetické typy tatranských jezer

V Tatrách rozlišujeme dva základní typy ledovcových jezer. Jezera ledovcem hloubená (karová) a jezera hrazená ledovcovými nánosy (morénami). Většina jezer ale vznikla smíšeným způsobem, původně ledovcové vyhloubeniny byly ještě zahrazeny morénou. Mezi jezera smíšeného typu patří například Popradské pleso, jehož pánev z boku zahradila boční moréna Mengusovského ledovce, nebo Batizovské pleso, které bylo částečně zahrazené ústupovou morénou Batizovského ledovce (Pacl, 1973).

#### 2.1.1. *Karová jezera*

Karová jezera vznikla zatopením ledovcových kotlů (karů) po ústupu ledovce. Kary vznikají glaciální erozí ve skalnatém podloží. Mají charakter kotlinovité prohlubně ze tří stran obklopené strmými skalními stěnami, od údolí je odděluje skalnatý ledovcem přemodelovaný stupeň. Vznikají v závěrech dolin, kde je hlavní vyživovací oblast ledovce a nejvyšší aktivita ledových hmot. Díky několika stádiím zalednění došlo boční erozí ledovce k rozrušení skalních příček a spojení jednoduchých karů v jeden složený (Lukniš, 1973), tzv. amfiteátr. Ty se nacházejí v každé větší tatranské dolině. Morfometrické hodnoty jednotlivých karů vykazují velkou míru variability. Průměrná hloubka erozních jezerních pánví se pohybuje mezi 10 a 25 m (Kalvoda, 1974), nejhlubší je však Wielki Staw Polski (79,3 m) ležící na severním úbočí. Tvar pánve je ovlivněn šířkou a směrem mylonitových zón a velikostí transportu subrecentních a recentních sut'ových akumulací z přilehlých svahů a stěn (Kalvoda, 1974). Karová jezera mají poměrně krátkou a zpravidla málo rozvinutou břehovou čáru. Dále je pro ně typická malá rozloha příbřežní mělké části, dna obvykle prudce klesají do hloubky. Díky bezprostřední blízkosti vysokých štítů mají horší podmínky pro cirkulaci vody a menší příjem tepla. Jsou napájena srážkami a vodou prosakující přes rozsáhlé sutiny. Většina jezer má povrchový odtok, jenž tvoří základ říční sítě. Typickým karovým jezerem je Nižné

Temnosmrečinské pleso, Nižné Terianske pleso, Veľké Hincovo pleso, skupina Pěti Spišských ples nebo Zmrzlé pleso (Pacl, 1973).

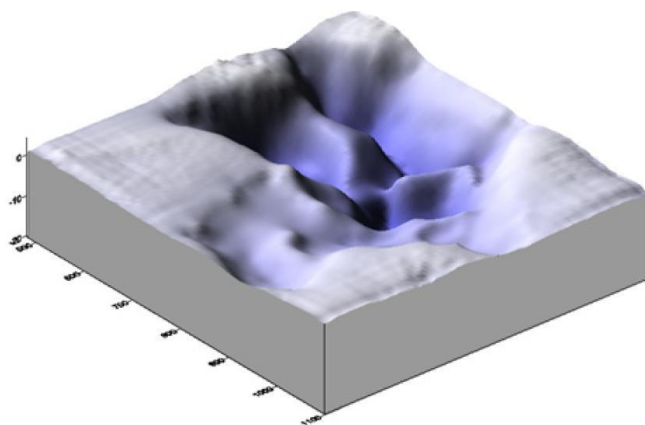
### 2.1.2. Jezera hrazené morénou

Morénová jezera se nacházejí ve sníženinách vzniklých za čelními morénami v ústupových fázích ledovce. Tyto jezerní hráze jsou tvořeny erodovaným materiálem různé velikosti. Po posledním zalednění zbylo v Tatrách velké množství takovýchto mohutných šterkovitých valů. Ty nejvíce zachovalé byly vytvořeny ledovci vystupujícími až na úpatí pohoří, kde vznikly více než 100 m vysoké morénové rampy (Lukniš, 1973). Ty můžeme nalézt před ústím každé větší doliny jižního úbočí. Za takto mohutnou morénou stadiálních oscilací ledovce uzavírající ústí Studené doliny, se vytvořila velká jezerní pánev, která bývala největším tatranským jezerem. Jeho hráz však byla postupně rozrušena Studeným potokem a jezero odvodněno tak, že na jeho dně zůstaly jen jezerní sedimenty pokryté z části rašelinou (Lukniš, 1973).

Ledovce na severním úbočí z těsných dolin nevystoupily, morény jsou zde zachovalé jen v jednotlivých dolinách. Glaciální sedimenty jsou tvořené z úlomkovitého slabě ledovcem opracovaného materiálu různých rozměrů, jako jsou například balvany, šterk, písky a hlíny. Morény formované z krystalického podloží jsou však převážně písčité (Vaškovský, 1977). Oblast těchto kvartérních sedimentů je poměrně velkou zásobárnou podzemní vody. Stejně jako karová jezera mají morénová okrouhlý tvar s málo vyvinutou a nepříliš dlouhou břehovou čarou. Často nemají viditelný povrchový přítok ani odtok. Voda do jezer prosakuje z okolních suťových polí a k odtoku dochází uvnitř morény. Oproti karovým jezerům jsou mělká. Mezi typická jezera hrazená morénou patří Malé Hincovo pleso nebo Zbojnické Ladové pleso (Pacl, 1973).

### 2.1.3. Štrbské pleso

Zvláštní kategorií pak tvoří Štrbské pleso, které bylo dlouho považováno za klasické morénou hrazené jezero. Jeho vznik se datuje do období konce glaciálu a začátku holocénu, tedy do období ustoupení ledovců do vyšších poloh (Kráľ, 2006). Teorii vzniku Štrbského plesa jako klasického morénového jezera zpochybnil M. Lukniš už v roce 1959. Po důkladných rozborech označil jezero za termokrasové. Jezerní pánev vznikla postupným a nerovnoměrným sesedáním glaciálních sedimentů v místě, kde roztála asi 80 m mocná kora mrtvého ledu. K této domněnce ho přivedlo náhlé a ostré zakončení morénových valů Mlynického ledovce a jejich opětovné pokračování asi o 2 km níže. Mezi nimi se nachází nepravidelně stupňovitý terén. Ten se projevuje i na dně jezera, které je tvořeno třemi různě velkými a různě hlubokými pánvemi (Obr. 2.1). K oddělení ledovcové kry došlo při významnějším ústupu ledovcového splazu. Kora byla později zasypána sutinami, které jí vytvořily tepelnou izolaci. Proto k jejímu roztavení mohlo dojít až mnohem později, v době výraznějšího oteplení, kdy začaly mizet ledovce i z nejnvýše položených karů (Lukniš, 1959).



Obr. 2.1: Digitální model dna Štrbského plesa; Gregor, Pacl (2005)

Z pylových analýz provedených v 90. letech však vyšlo najevo, že dno Štrbského plesa je jiné než u ostatních jezer. V určitých částech je tvořeno rašelinovou vrstvou. Dle Rybníčka, Rybníčkové (2006) se rostlinné druhy nalezené na dně jezera

nedokážou přizpůsobit životu pod vodní hladinou. To naznačuje, že hladina původního jezera byla o několik metrů níže a k zaplavení do dnešní podoby, došlo jen asi před 150 – 300 lety. Rybníček, Rybníčková (2006) odkazují také na rakousko-uherské mapy z poloviny 18. století, na kterých je Štrbské pleso mnohem menší a tvarem odlišnější než jak ho známe dnes. Luknišem popsanou genezi jezera z roku 1959 nevyklučují, jen s tím rozdílem, že poslední vzestup hladiny musel být velmi intenzivní a náhlý. V těsné blízkosti Štrbského plesa se ale vyskytuje množství někdejších jezer, která jsou už dnes téměř celá zarostlá. Důvod, proč tento proces nepostihl také Štrbské pleso, začal hledat P. Král (2006). Po důkladném prozkoumání členité jezerní pánve, byla téměř všude nalezena větší či menší místa s odumřelou rašelinou. Největší rašelinový převis byl objeven na rovině lemující nejhlubší pánve jezera a na morénových násypch vystupující z této části, které na dvou místech dosahují téměř k hladině. Dle Krále (2006) jezero zarostlo právě touto vrstvou rašeliny, stejně jako tomu bylo u okolních lokalit. Jen díky značné rozloze nejhlubší pánve si jezero v této části zachovalo poměrně velkou otevřenou hladinu. Jiné části jezera, méně hluboké, zarostly celé. Hladina jezera před posledním intenzivním vzestupem byla asi o 6 m níže než dnes (Král, 2006). Podle Rybníčkové, Rybníčka (2006) k zaplavení došlo před 150 – 300 lety. V roce 1662 došlo v Tatrách k silnému zemětřesení (Král, 2006). Právě toto zemětřesení s epicentrem v Tatrách mohlo být důvodem sesednutí morény kolem nejhlubší pánve Štrbského plesa. Tím došlo k rychlému utěsnění propustného morénového materiálu rašelinou a hladina Štrbského plesa stoupla do dnešní podoby (Král, 2006).

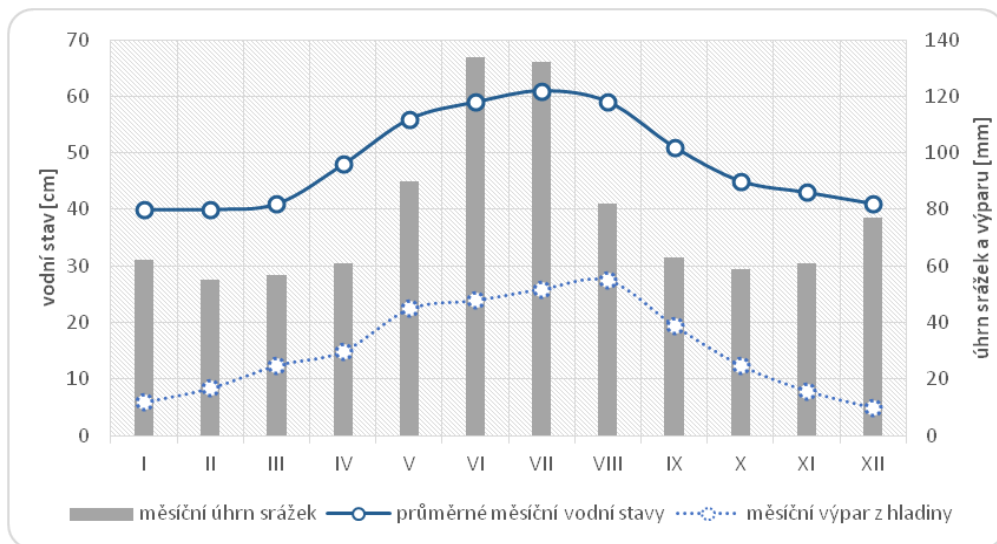
## 2.2. Hydrologický režim

Díky vysokému množství srážek a nízkému klimatickému výparu disponují tatranská jezera dostatkem vody po celý rok. Většina jezer má povrchový odtok, který odvádí přebytečnou vodu pryč z jezerní pánve, proto jsou průměrné roční výkyvy jezerních hladin poměrně malé. Pacl (1973) uvádí průměrné roční kolísání hladin vysoko-tatranských jezer v rozmezí 0,5 m, v extrémních případech nepřesáhne 1 m. Stejně hodnoty uvádí i Porubský (1991), pro karová jezera s povrchovým odtokem 0,5 m, pro morénová jezera bez povrchového odtoku přibližně 1 m. Nejvýrazněji kolísají

hladiny malých, bezodtokých jezer (např. Okrúhle pleso). Nejnižší úroveň hladiny mají jezera v období minimálních úhrnů srážek, tedy od prosince do dubna, nejvyšší naopak v čase vysokých srážkových úhrnů, tj. v červnu a červenci (Pacl, 1973). Rozhodujícím prvkem vodní bilance jsou tedy v tomto případě srážky, stejně jako u vodních toků (viz kapitola 1. Hydrologické poměry Vysokých Tater).

Trend závislosti výšky vodní hladiny na srážkových úhrnech potvrzují i data naměřená v letech 2000 a 2001 na čtyřech tatranských jezerech (Ľadové pleso, Starolesnianske pleso, Nižné Terianske pleso, Długi Staw Gašienicowy), (Turek, 2002). Stav hladiny všech jezer korespondoval se srážkovými úhrny. Na všech jezerech byl od října či listopadu pozorován konstantní pokles hladiny. Byl-li tento klesající trend někdy narušen, vždy to souviselo se zvýšenou srážkovou činností. Hladiny jezer kulminovaly vždy v období maximálních srážkových úhrnů (červen, červenec).

Stejný trend potvrzují i měření z 50. a 60. let na Štrbském plesu. Minimální stav hladiny se vyskytuje od prosince do února, maximum v dlouhodobém průměru připadá na červenec. Z porovnání průměrného ročního chodu srážek, výparu a vodních stavů je patrná závislost výšky hladiny na množství spadlých srážek, dále kulminace hladiny o měsíc později než je maximum srážkových úhrnů a maximální výpar v období, kdy srážková činnost postupně klesá, což se projevuje i poklesem hladiny (Obr. 2.2) (Pacl, 1963). S ohledem na osobitou genezi Štrbského plesa, můžeme také předpokládat výrazný podíl podzemního odtoku na hydrologickém režimu jezer hrazených morénou.



Obr. 2.2: Štrbské pleso – roční chod srážek, výparu a vodních stavů, dle dat Pacl (1963)

### 3. Hydrologický režim vysokohorských jezer

Hydrologický režim horských ledovcových jezer může být v různých pohořích odlišný, v závislosti na tom, který zdroj vodnosti je v daném pohoří nejvýraznější.

Šumavská jezera jsou průtočná, jejich hydrologický režim je tedy závislý především na množství protékající vody, nikoliv na množství přímých srážek. U všech šumavských jezer, kromě Plešného (Vránek, 1999), byla prokázána závislost výšky hladiny na množství protékající vody (Šobr, 1999; Kocum, 2004; Zbořil, Janský, 2003). Nejvyšší vodní stavy jezera vykazují v době tání sněhové pokrývky (duben) a po silných srážkových událostech. Naopak minimální výšky hladiny jsou typické pro konec zimy a období červenec – září. Roční rozkolísanost Plešného jezera, Čertova jezera a jezera Laka je do 50 cm (Vránek, 1999; Šobr, 1999; Kocum, 2004).

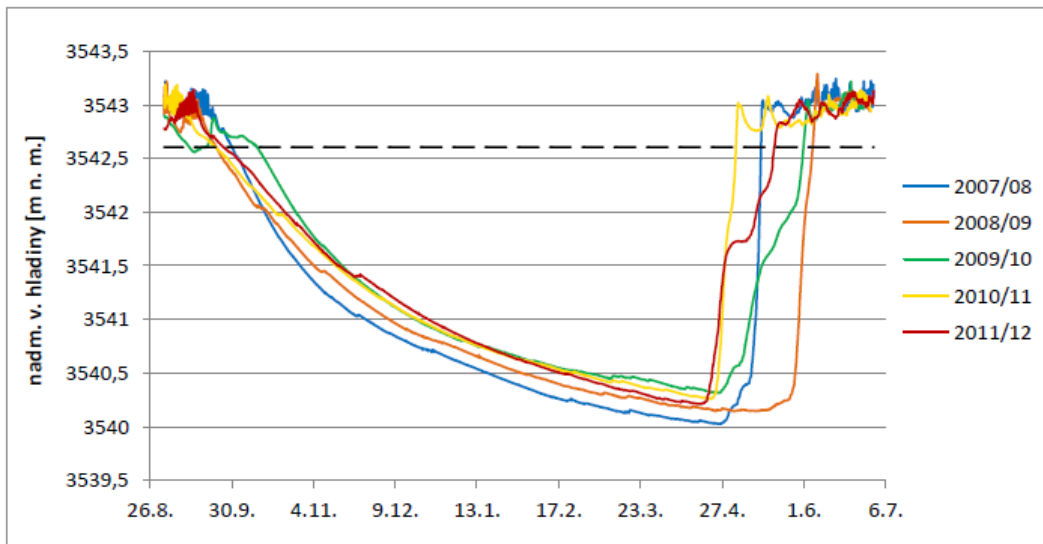
Vysokohorské toky a jezera, která se nacházejí v povodích pokrytých alespoň z části ledovcem, se vyznačují ledovcovým hydrologickým režimem. Mezi hlavní zdroje vodnosti toků s ledovcovým režimem patří bazální odtok, voda z tajícího sněhu, voda z tajícího ledovce a dešťové srážky. Bazálním odtokem se v ledovcové hydrologii rozumí odtok na bázi ledovce vznikající třením ledovce o podloží a energetickou výměnou mezi ledem a podložím. Bazální odtok se na vodnosti ledovcových toků podílí stejnou měrou bez větších změn po celý rok. Zvyšováním radiace a teploty vzduchu na konci jara přebírá pozici hlavního zdroje vodnosti tavná voda, nejprve ze sněhu později z ledovce. Tání je způsobeno solární radiací a výměnou energie mezi atmosférou a sněhem (ledovcovým ledem). Tání ledovce se vyznačuje vysokou rozkolísaností během roku, maximálních hodnot dosahuje v létě, v zimě se nevyskytuje vůbec (Singh and Singh, 2001).

Hydrogram ledovcového toku lze rozdělit na dvě hlavní části – část vzestupnou a poklesovou. Vzestupná část začíná přechodem mezi zimou a jarem (*tzv. jarní impulz*), kdy průtoky ledovcových toků začnou prudce stoupat. Hlavním zdrojem vody je v tomto období tavná voda ze sněhu, později tavná voda z ledovce. Přejít mezi odtokem ze sněhu a odtokem z ledovce je plynulý a změna není na hladinoměrech rozpoznatelná (DeWalle and Rango, 2008). Vrcholem této fáze je den s maximálním ročním průtokem (obvykle konec srpna/začátek září). Od tohoto okamžiku průtoky opět začnou klesat, teplota vzduchu klesá a ledovec přestává odtávat. V zimním období jsou průtoky velmi nízké zásobované podzemní vodou a bazálním odtokem (Peterson et.al., 2003). Jedním

z typických znaků pro ledovcový hydrologický režim je zpoždění odtoku způsobené akumulační schopností ledovce. V zimním období jsou srážky deponované ve sněhové pokrývce na povrchu ledovce. Tyto srážky odtékají až v letním období, čímž dochází k mnohonásobně vyšším průtokům, než by vznikaly vypadáváním srážek. Toto je nejvýznamnějším faktorem, který způsobuje sezónnost ledovcového hydrologického režimu (Jansson, Hock, Schneider, 2003).

Povrchový přítok jezer s ledovcovým hydrologickým režimem je zdaleka nejvýznamnějším činitelem, který ovlivňuje kolísání vodní hladiny, zatímco přímé srážky a výpar jsou téměř zanedbatelné (Hood, Hayashi, Roy, 2007). Pro taková jezera jsou typické minimální stavy hladiny v zimním období následovaná prudkým nárůstem výšky hladiny na začátku ablační sezóny a maximální stavy v létě. Typickým znakem v letním období je také pravidelný denní cyklus kolísání hladiny, způsobený, stejně jako u ročního cyklu kolísání hladiny, rozložením solární energie a teplotou vzduchu během dne a následující hydrologickou odezvou. Letní každodenní maxima přesahují bazální odtok (Singh and Singh, 2001).

Beitlerová (2010) a Falátková (2014) demonstrují ledovcový hydrologický režim na příkladu jezera Adygine (Ťan – Šan, Kyrgyzstán). Cyklus kolísání jeho hladiny vykazuje značnou pravidelnost (Obr. 3.1) odpovídající vzestupné a poklesové části ledovcového hydrologického režimu. Cyklus je rozdělen na tři části – pokles hladiny, plnění, ustálení. Prudký nárůst teploty vzduchu a rychlé tání sněhové pokrývky v jarním období způsobuje, že rychlost plnění jezera, které je odstartováno jarním impulzem, je vždy podstatně vyšší než rychlost jeho vyprazdňování. Celý proces plnění i vyprazdňování je tak závislý na průběhu teplot vzduchu a radiace, které ovlivňují tání sněhu a později ledovce a tím i přítok vody do jezera. Prudký jarní nárůst výšky hladiny je způsoben především tajícím sněhem. Tání ledovce se spíše projevuje v letním období a je příčinou pravidelného denního cyklu výšky hladiny. Maximální úroveň hladiny jezera je v letním období v době nejintenzivnějšího tání, minimální na konci jara, před jarním impulzem. Celková rozkolísanost jezera Adygine byla v období 2007/08 a 2008/09 asi 3 m (Beitlerová, 2010). Jezero má také vyvinutý pravidelný denní rytmus kolísání hladiny, typický pro ledovcový hydrologický režim.



Obr. 3.1 - Roční průběh kolísání hladiny jezera Adygine, (pozn.: nadmořská výška povrchového odtoku vyznačena přerušovanou čarou (Falátková, 2014))

#### 4. Zkoumané lokality

Obě dvě zkoumané lokality, jak Hincové Oká tak Skalnaté pleso, se nacházejí nad horní hranicí lesa v závěrech dolin. Jedná se o poměrně mělká jezera s relativně plochým dnem nebo příbřežní zónou (Obr. 4.1, Obr. 4.2), kde se vyskytují tříděné formy strukturních půd.



*Obr. 4.1 – Hincové Oká – největší jezero J2*



*Obr. 4.2 – Skalnaté pleso*

Předložená práce se zabývá hydrologickým režimem těchto lokalit. V následujících kapitolách jsou lokality na základě dostupné literatury podrobně popsány. K detailnějšímu popisu byla zhotovena řada vlastních výstupů, převážně v podobě map. Tato kapitola je tedy na rozhraní teoretické a praktické části předkládané práce.

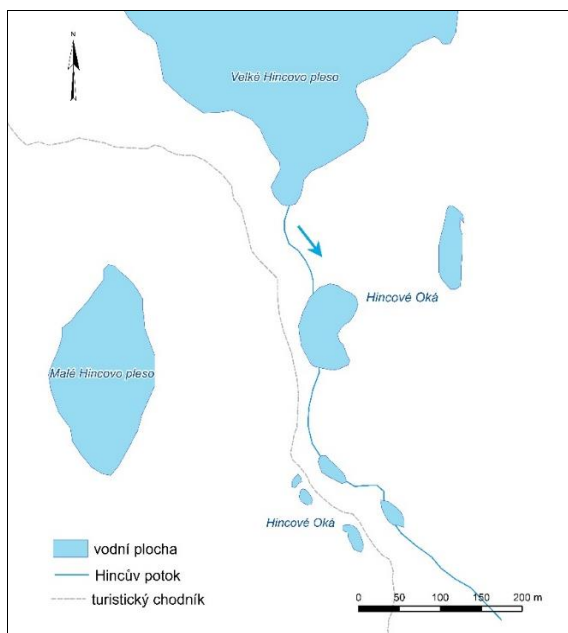
K tomu aby mohla být podrobněji popsána fyzicko-geografická charakteristika daných povodí, musela být nejprve tato povodí správně vymezena. K tomu byl použit ArcMap, centrální aplikace programu ArcGIS Desktop společnosti ESRI. Hydrologické modelování, které nabízí nadstavba Spatial Analyst, umožňuje vytvořit hydrologicky korektní model. Ze vstupních dat (digitální model reliéfu) dokážou jednotlivé funkce určit směr odtoku z každé buňky rastru, vyhledit hladinu vodní plochy, eliminovat bezodtoké deprese nebo vytvořit rastr akumulace vody, který vypočítává, kolik vody z okolních buněk přitéká do jedné buňky rastru. Po úpravě vstupních dat se do rastru akumulace vody vyznačí závěrový profil povodí, načež následuje samotné vytvoření rastru povodí (skupina buněk, z nichž voda odtéká do stejného bodu – závěrového profilu), (ArcGIS Help, 2014). Tímto způsobem byla vymezena povodí Hincových Ok a Skalnatého plesa. Pro tvorbu map a jako vstupní data byl použit digitální model Vysokých Tater s rozlišením 10x10 m, jehož autorem je Marcin Guzik, Tatrzański Park Narodowy a také ortofota s rozlišením 1x1 m. Některé výstupy v podobě rastů mohou mít vzhledem k rozlišení rastru menší kvalitu.

#### 4.1. Hincové Oká

V závěru Mengusovské doliny se nachází karový amfiteátr Hincových ples, tvořený dvěma ledovcovými koryty. Dno amfiteátru se rozkládá ve výškách od 1800 m n. m. do 2170 m n. m. (Lukniš, 1973). Velké Hincovo pleso, největší jezero slovenské strany Tater, leží asi o 20 m výše než sousední Malé Hincovo pleso. Koryta, v nichž se daná jezera nacházejí, od sebe odděluje výrazný skalní hřbet (oblík), který se táhne od západního břehu Velkého Hincova plesa směrem k jihovýchodu. Pánev Velkého Hincova plesa hradí na JJV nízká skalní příčka, kterou slabě překrývá moréna. Právě v této moréně se nachází skupina malých jezírek zvaná Hincové Oká. Jedná se celkem o sedm jezer (Obr. 4.3), která se nacházejí na dně ledovcového koryta Velkého Hincova plesa mezi bočními morénami. Jejich dna leží ve výškách od 1930 do 1950 m n. m. a celková plocha jejich povodí činí 188 771 m<sup>2</sup>

(Obr. 4.12). Tři jezera, včetně největšího z nich, jsou napájena přítékajícím Hincovým potokem, který po soutoku s Krupou tvoří řeku Poprad. Jezera nedosahují velkých rozměrů. Největší z nich, ležící v nadmořské výšce 1942 m, je asi 80 m dlouhé a 50 m široké, plocha jeho povodí činí 40 050 m<sup>2</sup> (21,21 % celkové plochy povodí Hincových Ok), (Obr. 4.12). Podrobnější údaje o velikosti všech jezer obsahuje Tab. 4.1.

Kolísání hladiny je monitorováno pouze na největším jezeře – J2 (*pozn.: J2 – pracovní označení*). Polygony strukturních půd se sice nacházejí i u jiných jezírek, u nich však není velká pravděpodobnost jejich periodického zaplavování jako u J2.



Obr. 4.3 – Poloha Hincových Ok vůči Velkému a Malému Hincovu plesu

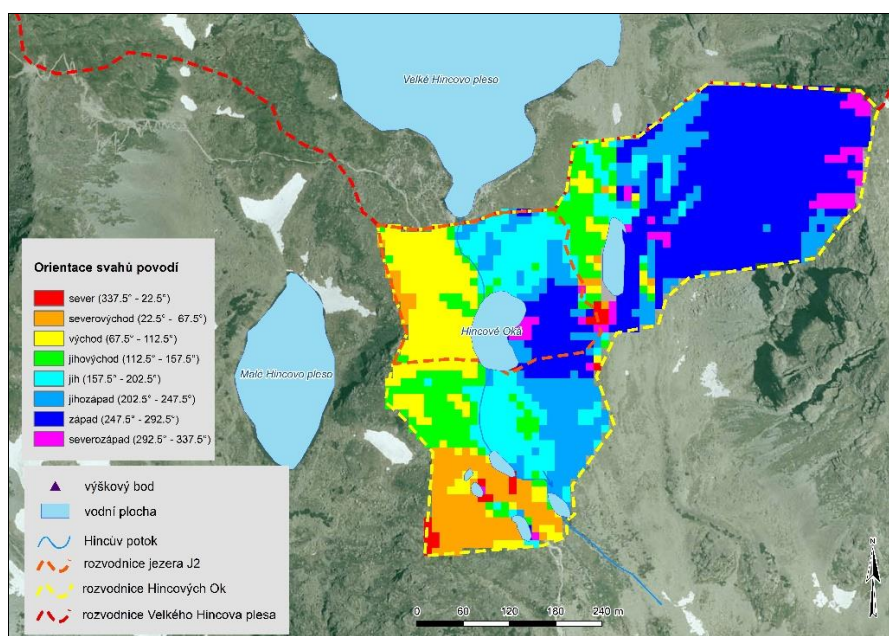
Tab. 4.1 – Rozměry jednotlivých jezer Hincových Ok

Jezero	Plocha (m <sup>2</sup> )	Délka břehové linie (m)	
J1	1 223	258	
J2	5 896	355	
J3	562	107	
J4	106	43	
J5	215	60	
J6	669	117	
J7	851	128	

#### 4.1.1. Fyzicko-geografická charakteristika povodí

##### ▪ Orientace

Na orientaci povodí Hincových Ok odkazuje Obr. 4.4. Je zřetelné, že velká plocha povodí je orientována západním směrem (téměř 35 % plochy celého povodí). Povodí samotného jezera J2 je orientováno převážně jižním směrem (37,2 % plochy povodí). Poměrně velká část povodí jezera J2 je orientována také na jih (23,22 % plochy povodí). Podrobnější přehled o orientaci svahů v celém povodí Hincových Ok přináší Tab. 4.2. Orientace povodí Velkého Hincova plesa a Hincových OK se nachází v Příloze 1.



Obr. 4.4 – Hincové Oká – orientace svahů povodí podle světových stran

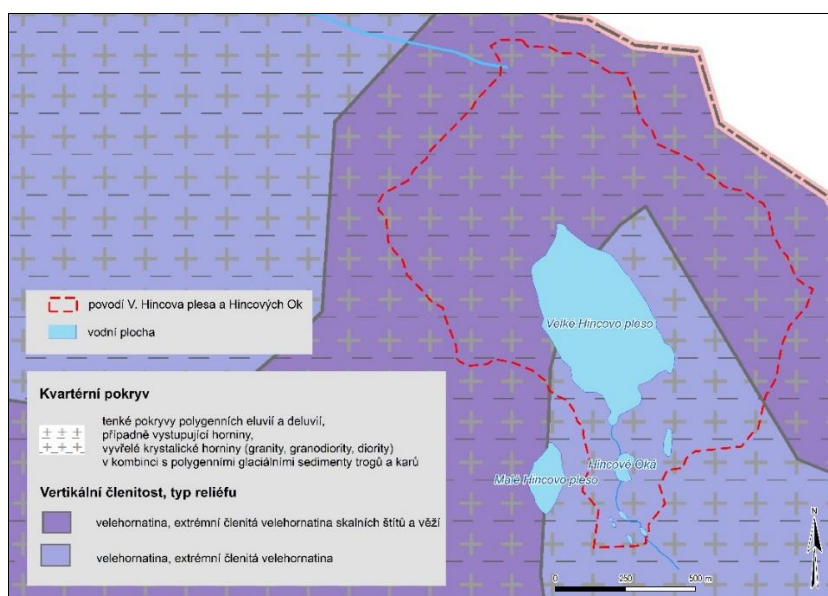
Tab. 4.2 – Hincové Oká – zastoupení kategorií orientace svahů dle světových stran

SVĚTOVÁ STRANA	PODÍL PLOCHY POVODÍ (%)
rovina	1.07
S	1.34
SV	8.06
V	12.95
JV	10.59
J	12.95
JZ	14.78
Z	34.82
SZ	3.44

- *Geologický podklad*

Geologické podloží povodí Hincových Ok, je tvořeno obdobně jako většina vrcholových partií centrálních Vysokých Tater téměř nepropustnými horninami krystalinika (Nemček, 1994), (Obr. 1.3), především biotickými granodiority a křemitými diority (Gorek, Kahan, 1973).

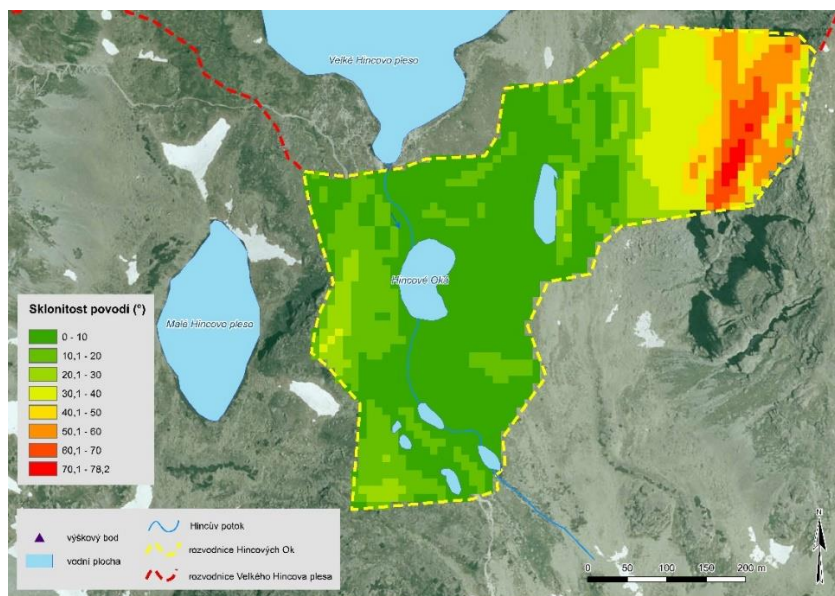
Na Obr. 4.5 je zmapován vývojově nejmladší kvartérní pokryv, a současně vertikální členitost a typ reliéfu.



Obr. 4.5 – *Kvartérní pokryv, vertikální členitost a typ reliéfu povodí Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno*

- *Sklonitost*

Závěr Mengusovské doliny, stejně jako každé jiné doliny s karovým uzávěrem, je tvořen velmi strmými svahy (Příloha 2), které jsou ve vyšších partiích skalnatého rázu, u své paty pak vytváří výrazné suťové akumulace. Průměrný sklon svahu v závěru Mengusovské doliny je 29,5°, přičemž čtvrtinu vymezeného území zaujímá třída sklonitosti 30 – 40° (Příloha 1). Sklon povodí samotných Hincových Ok je výrazně nižší (Obr. 4.6). Téměř polovina povodí se nachází v nejnižší třídě sklonu do 10°. Průměrný sklon je 17,15°. Procentuální přehled zastoupení dalších tříd sklonu uvádí Tab. 4.3.



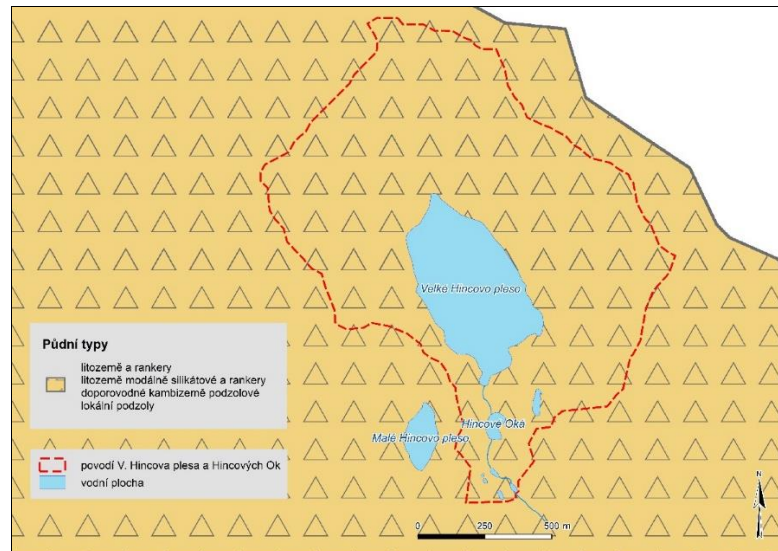
Obr. 4.6 – Hincové Oká – sklon svahů povodí

Tab. 4.3 – Hincové Oká – zastoupení kategorií sklonu svahů povodí

SKLON (°)	PODÍL PLOCHY POVODÍ (%)
0 - 10	49.97
0 - 20	21.12
20 - 30	6.93
30 - 40	9.35
40 - 50	4.30
50 - 60	5.43
60 - 70	2.31
70 - 80	0.59

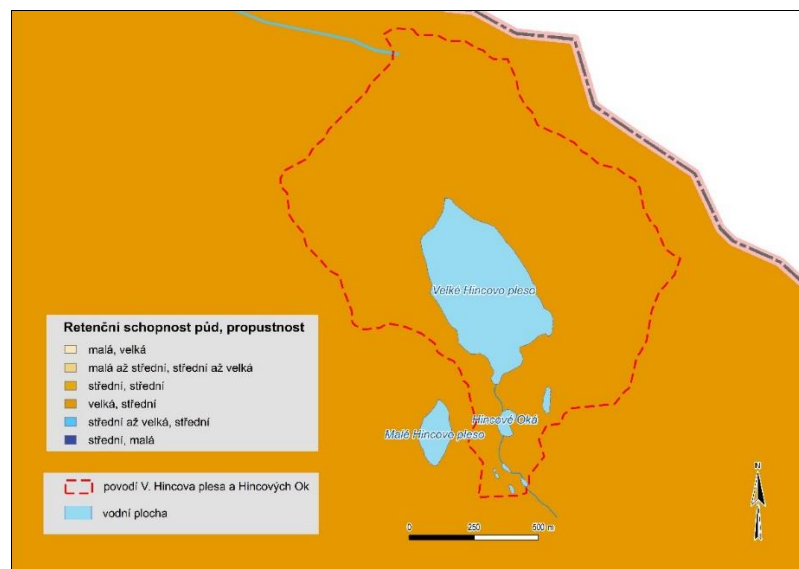
- *Půdní pokryv*

Podle Obr. 1.4 i podle Atlasu krajiny Slovenskej republiky (Obr. 4.7), se kterým je možné pracovat prostřednictvím webové mapové služby (WMS) v ArcMap, je závěr Mengusovské doliny tvořen zmíněnými podzoly, surovými silikátovými půdami a rankery, které se nacházejí na eluviích a deluviích hlavního hřebene (Linkeš, 1981). Výskyt podzolů ve Vysokých Tatrách je mimo jiné vázán na morénové podloží, ve kterém se Hincové Oká nacházejí.

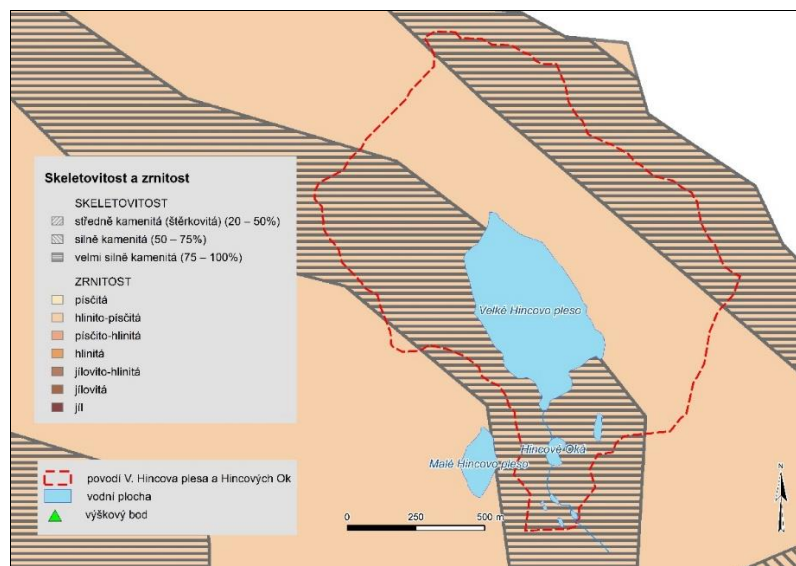


Obr. 4.7 – Půdní typy v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno

Podle stupnice retenční schopnosti a propustnosti půd na Obr. 4.8 se v povodí Hincových ples nacházejí půdy s velkou retenční schopností a střední propustností. Stupnice na Obr. 4.9 odkazují v závěru Mengusovské doliny na velmi silně kamenité a hlinito – písčité půdy.



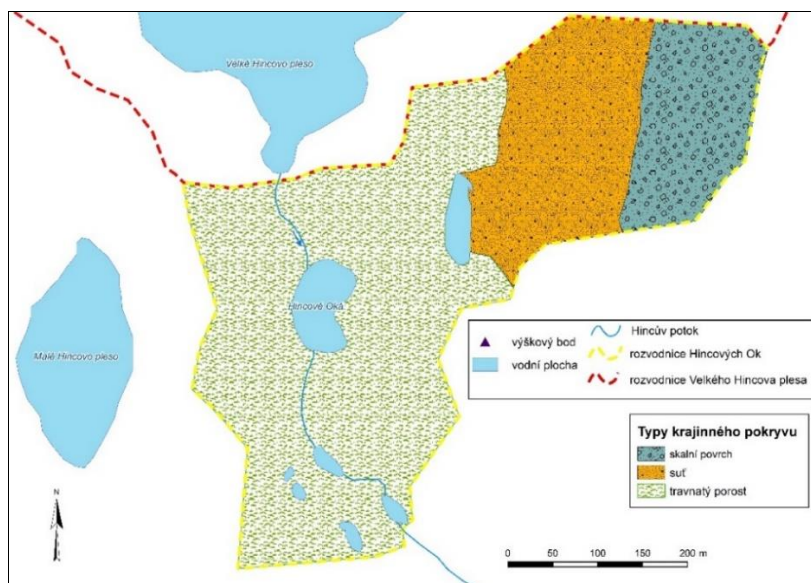
Obr. 4.8 – Retenční schopnost a propustnost půd v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno



Obr. 4.9 – Skeletovitost a zrnitosť pŕd v povodí V. Hincova plesa a Hincových Ok, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno

▪ *Krajinný pokryv (land cover)*

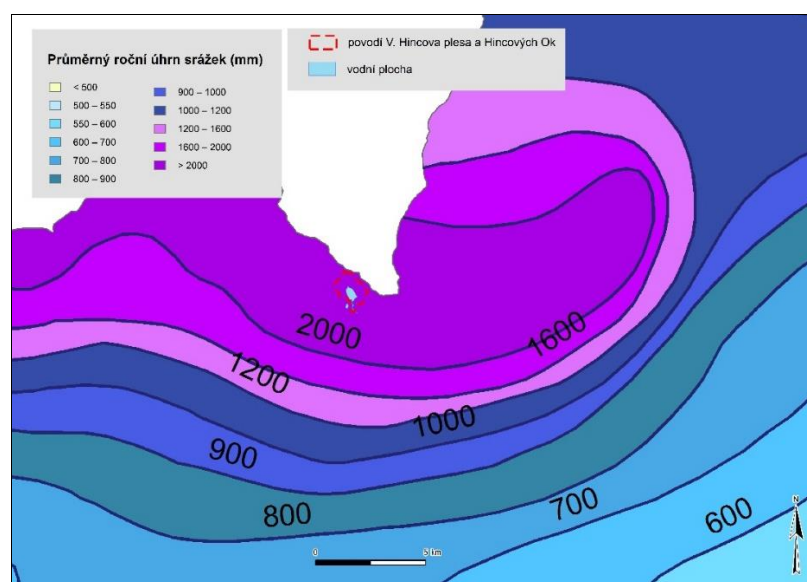
Krajinný pokryv povodí Hincových Ok tvorí jen tři třídy (Obr. 4.10). Na 63 % plochy povodí se vyskytuje travnatý porost. Východní část povodí je tvořena hlavním tatranským hřebenem, ten zde pokrývá téměř 15 % plochy (skalní povrch). U paty skalního hřebene se nalézají suťové akumulace, které tvorí 22 % plochy.



Obr. 4.10 – Krajinný pokryv povodí Hincových Ok

- *Srážky*

Povodí Hincových Ok se nachází v nejexponovanějších polohách Slovenské republiky. Tomu odpovídají i srážkové úhrny. Přestože se nachází na závětrné straně pohoří (jižní strana) ročně zde úhrn srážek dosahuje průměrně hodnoty přibližně 2000 mm (Obr. 4.11). Na Obr. 4.11 je také dobře viditelné orografické zesílení srážek způsobené horským masivem Tater. Jelikož se v závěru Mengusovské doliny nenachází žádný srážkoměr, musí pro představu o srážkových poměrech postačit výtah z poměrně zobecněné mapy Atlasu krajiny Slovenskej republiky.



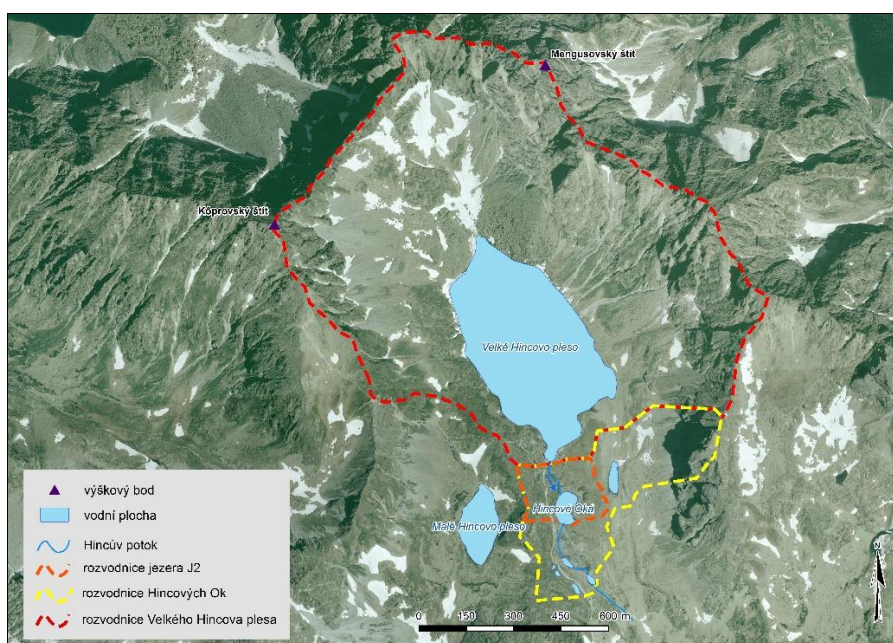
Obr. 4.11 – Průměrný roční úhrn srážek severní části Slovenska, průměr za období 1961 – 1990, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) - upraveno

- *Hydrologické poměry*

Vysoké srážkové úhrny a nízký klimatický výpar v závěru Mengusovské doliny (stejně jako v jiných vrcholových částech Tater) zaručují dostatek vody po celý rok. Nепropustný povrch a velký sklon navíc zaručují rychlý odtok vody – průměrný specifický odtok má hodnotu 50 – 60 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (Pacl, 2010).

Obr. 4.12 porovnává povodí Hincových Ok (188 771 m<sup>2</sup>) s povodím Velkého Hincova plesa (1 278 675 m<sup>2</sup>). Z obrázku je zřejmé, že velkou většinu srážek spadlých v závěru Mengusovské doliny nejprve přijme Velké Hincovo pleso. Spadlé

srážky odtékají po skalním podkladu (okolní štíty) velmi rychle, v zóně osypů se sice rychlost odtoku sníží, přesto lze očekávat, že voda po srážkové události přitéká do Velkého Hincova plesa poměrně rychle. Velké Hincovo pleso s plochou hladiny 200 800 m<sup>2</sup> (Gregor, Pacl, 2005) dokáže snadno srážkovou vlnu přetransformovat, čímž dojde ke zpomalení jejího odtoku. Hráz je tvořena skalní příčkou, voda tedy odtéká pouze povrchově a navíc průtok Hincova potoka je v tomto místě velmi nízký a proto ani jeho přítok do J2 není žádným výrazným, přestože pravidelným, zdrojem vody.



Obr. 4.12 – Povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok

Hladina J2 je závislá především na přímých srážkách spadlých na hladinu jezera a na vodě přitékající z povodí, které je tvořeno propustným morénovým materiálem s vysokou retenční schopností. Reakce jeho hladiny na srážkovou událost bude patrně o mnoho pomalejší než reakce V. Hincova plesa, které je obklopeno strmými skalními štíty.

Stejně tak je tomu i u ostatních jezer, i u těch, které neleží na Hincově potoku – nejvýznamnějším zdrojem jsou přímé srážky a voda přitékající z povodí.

Povrchový odtok mají vyvinuté pouze jezera ležící na Hincově potoku (J2, J3, J7) a to pouze v období dostatečného množství vody. V období sucha mají stejně jako zbylá jezera (J1, J4, J5, J6) vyvinuté pouze podzemní odtok. Jezera leží na bazální moréně mengusovského ledovce, hladina jezer tedy díky propustnému podloží

výrazně kolísá. Často dochází i k úplnému vyschnutí a opětovnému naplnění jezerní pánve (Obr. 4.13). K tomu může dojít i během jediné sezóny.

Dalším výrazným zdrojem vody je, obzvláště v jarních měsících, voda přitékající z tajícího sněhu. Sněhová pokrývka se zde vyskytuje velkou část roku, často se objevuje i během léta. Výraznější tání sněhu začíná v období dubna a května

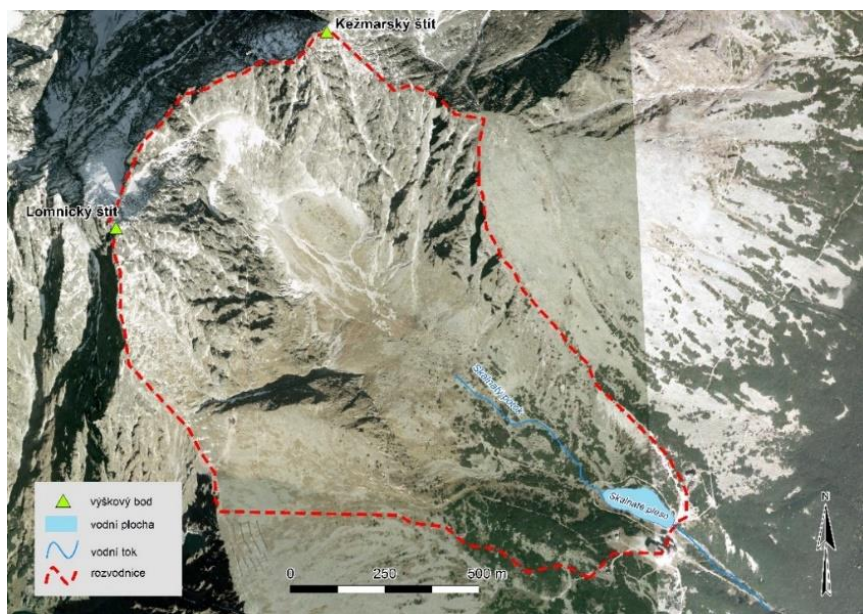


*Obr. 4.13 – Vysychání jezera JI – podzim 2012 a 2014*

## 4.2. Skalnaté pleso

Skalnaté pleso se nachází pod jihovýchodními svahy Lomnického štítu v nejzazší části Skalnaté doliny (Obr. 4.14). Hladina jezera, při maximálním vodním stavu, leží v nadmořské výšce 1751 m (Gregor, Pacl, 2005). Jezero se rozkládá na ploše 12 400m<sup>2</sup> (maximální vodní stav) a dle Gregora, Pacla (2005) maximální hloubka činí 4,5 m. povodí jezera má rozlohu 1 308 712 m<sup>2</sup>.

Jezero se nachází v terminální pánvi ledovce výrazné pozdní glaciální oscilace, kdy sněžná čára byla ve výšce asi 1900 m n. m. (Lukniš, 1973). Jedná se o morénou hrazené jezero. Spodní okraj morény, jež hradí jezero, končí pod stanicí lanovky v nadmořské výšce 1670 m. Odtékající voda vymývá z morény drobné písčité a prachové frakce, čímž patrně došlo ke zvýšení propustnosti morénového valu. Velký vliv na tento stav však mělo i budování nedaleké stanice lanovky, kdy stavebními pracemi došlo k narušení těsnosti hráze. Tyto důvody jsou příčinou každoročního i opakovaného vysychání jezera. Pro snížení propustnosti hráze proběhly na jezeře upevňovací práce, do této doby však neúspěšné. Díky dlouhému období bez vody dno pánve v zimě hluboko promrzá. Kombinací důležitých faktorů (promrzání, zrnitost materiálu, sklon povrchu, vlhkost) se zde vyskytují již zmíněné tříděné formy strukturních půd. Ze suťového pole nad jezerem přitéká do jezerní pánve Skalnatý potok, který jezerem protéká a v údolí tvoří levý přítok řeky Poprad. V blízkosti jezera se nachází Meteorologická observatoř Astronomického ústavu Slovenské akademie věd a stanice lanovky.



Obr. 4.14 – Povodí Skalnatého plesa

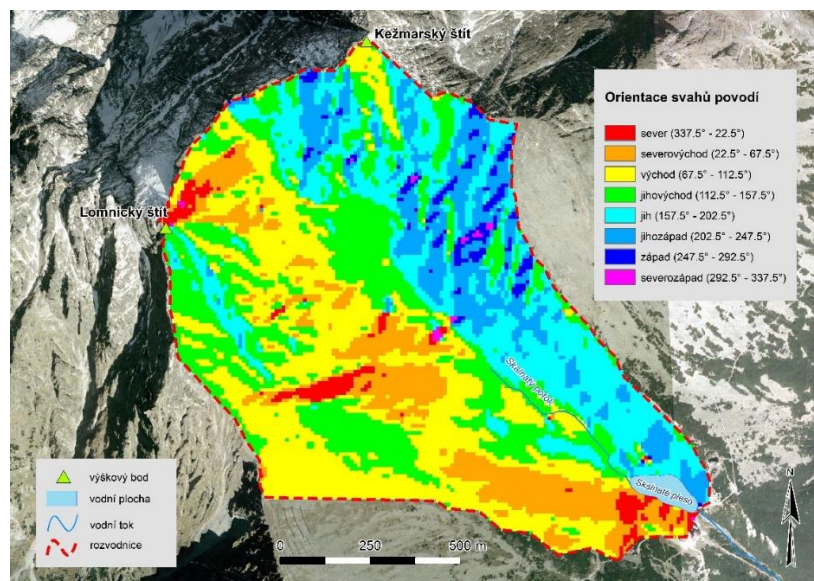
#### 4.2.1. Fyzicko-geografická charakteristika povodí

- *Orientace*

Orientaci svahů v povodí Skalnatého plesa zobrazuje Obr. 4.15. Největší plochu povodí zaujímají svahy orientované na východ (27,74 % plochy povodí) a na jihovýchod (23,79 % plochy povodí). Procentuální zastoupení tříd sklonu svahů dle jednotlivých světových stran přináší Tab. 4.4.

Tab. 4.4 – Skalnaté pleso – zastoupení kategorií orientace svahů dle světových stran

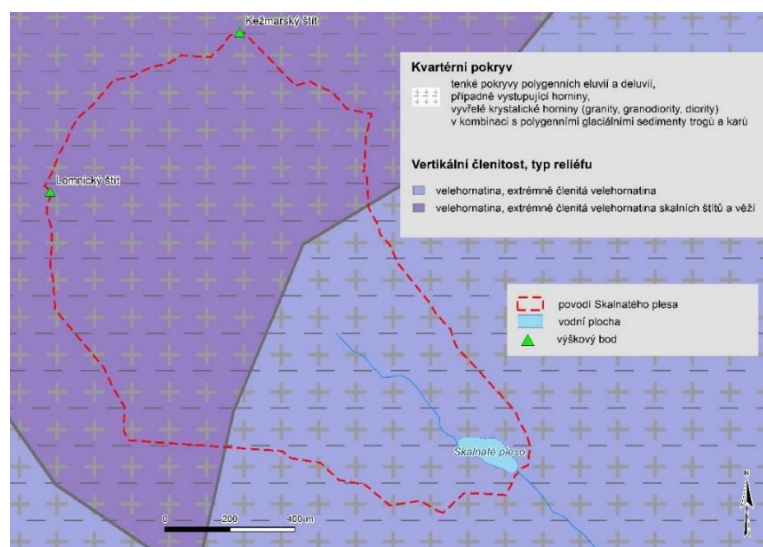
SMĚR	PODÍL PLOCHY POVODÍ (%)
rovina	0.05
S	2.47
SV	12.28
V	27.74
JV	23.79
J	19.85
JZ	11.56
Z	2.00
SZ	0.24



Obr. 4.15 – Skalnate pleso – orientace svahů povodí podle světových stran

- *Geologický podklad*

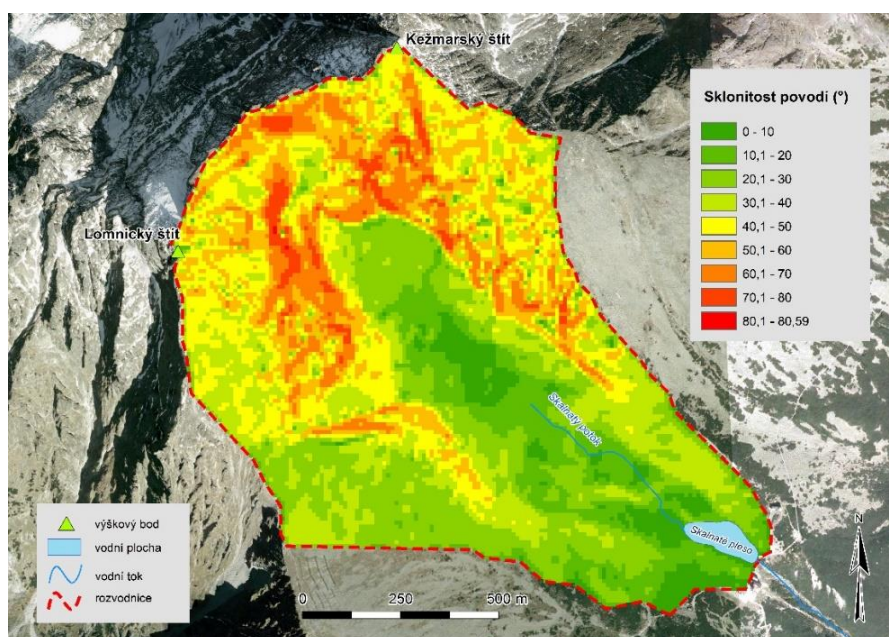
Geologické podloží povodí Skalnatého plesa tvoří stejně jako povodí Hincových Ok nepropustné krystalinikum tvořené biotickými granodiority a křemitými diority. Podle Obr. 4.16, který mapuje nejsvrchnější kvartérní pokryv a typ reliéfu, se v povodí Skalnatého plesa nachází skalní výchozy a jejich zvětraliny (eluvia a deluvia). Charakteristický je také velmi členitý reliéf.



Obr. 4.16 – Kvartérní pokryv, vertikální členitost a typ reliéfu povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno

- *Sklonitost*

Sklon svahů povodí Skalnatého plesa zobrazuje Obr. 4.17. Průměrný sklon povodí je 36,58°, přičemž největší plochu zaujímá třída 20 – 30° (21,39 % plochy povodí). Velkou sklonitost povodí potvrzuje i poměrně velké zastoupení svahů se sklonem 50 – 60°. Procentuální zastoupení ostatních kategorií sklonu ukazuje Tab. 4.5.



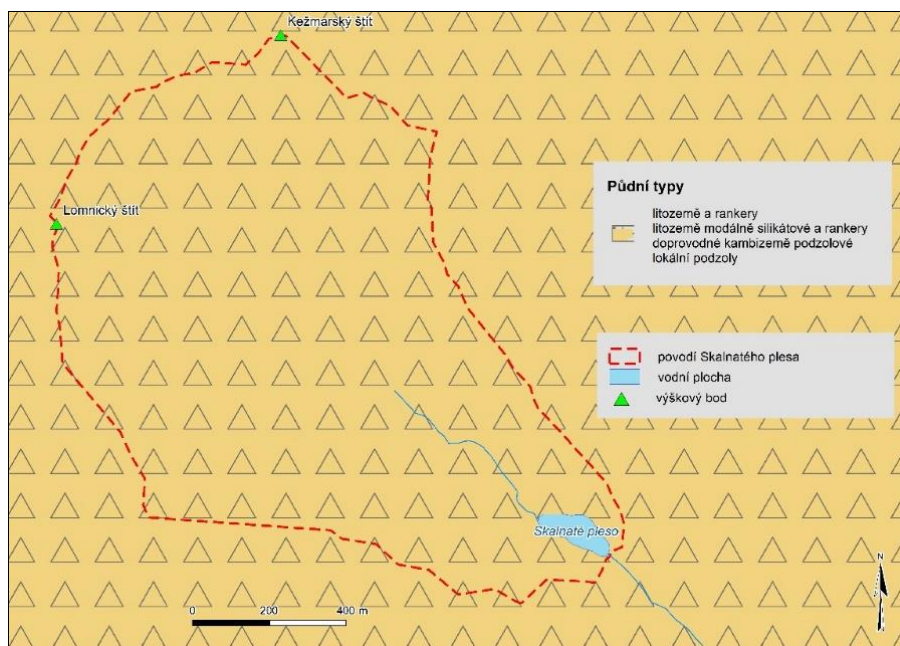
Obr. 4.17 – Skalnaté pleso – sklon svahů povodí

Tab. 4.5 – Skalnaté pleso – zastoupení kategorií sklonu svahů v povodí

SKLON (°)	PODÍL PLOCHY POVODÍ (%)
0 - 10	5.89
10 - 20	12.17
20 - 30	21.39
30 - 40	18.28
40 - 50	17.69
50 - 60	13.67
60 - 70	8.68
70 - 80	2.19
80 - 80.59	0.02

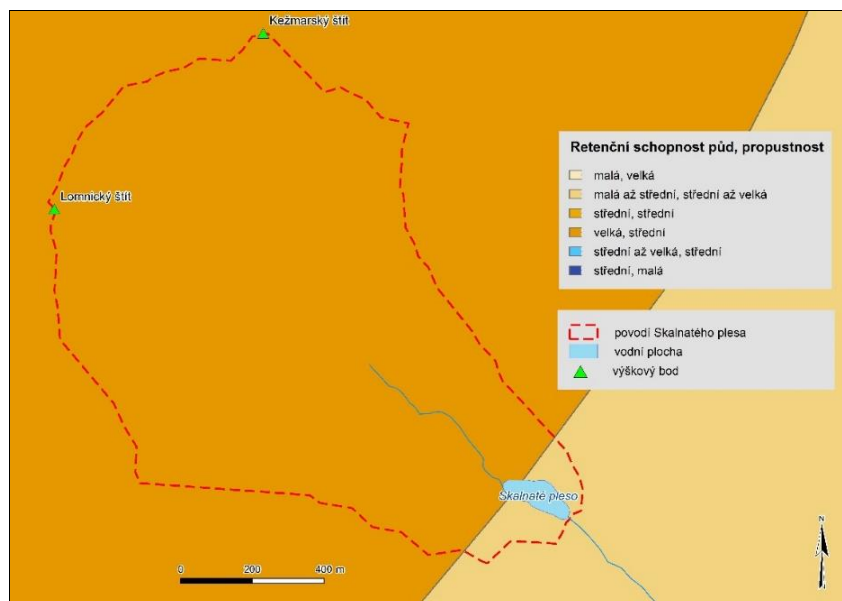
- *Půdní pokryv*

Stejně jako v povodí Hincových Ok, i zde se shoduje Obr. 1.4 a Atlas krajiny Slovenskej republiky (Obr. 4.18) na výskytu surových silikátových půd, rankerů a podzolů, které se nacházejí na eluviích a deluviích hlavního hřebene (Linkeš, 1981). I zde se nacházejí morény, na které je vázán výskyt podzolů.

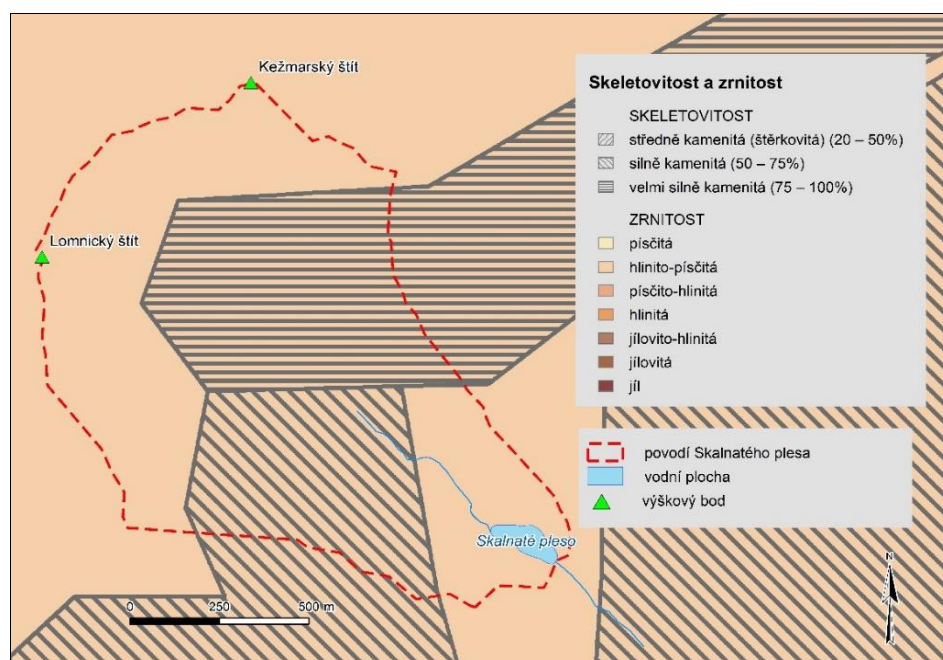


*Obr. 4.18 – Půdní typy v povodí Skalnatého plesa*

Dle Atlasu krajiny Slovenskej republiky se v povodí Skalnatého plesa nacházejí půdy s velkou retenční schopností a střední propustností a půdy s malou až střední retenční schopností a střední až velkou propustností (Obr. 4.19.) Druhý typ těchto půd pokrývá jen malou plochu povodí v okolí závěrového profilu (Obr. 4.19). Z pohledu skeletovitosti se zde nacházejí půdy silně až velmi silně kamenité. Zrnitostní třídu zastupují půdy hlinito – písčité (Obr. 4.20), (Atlas krajiny Slovenskej republiky, 2002).



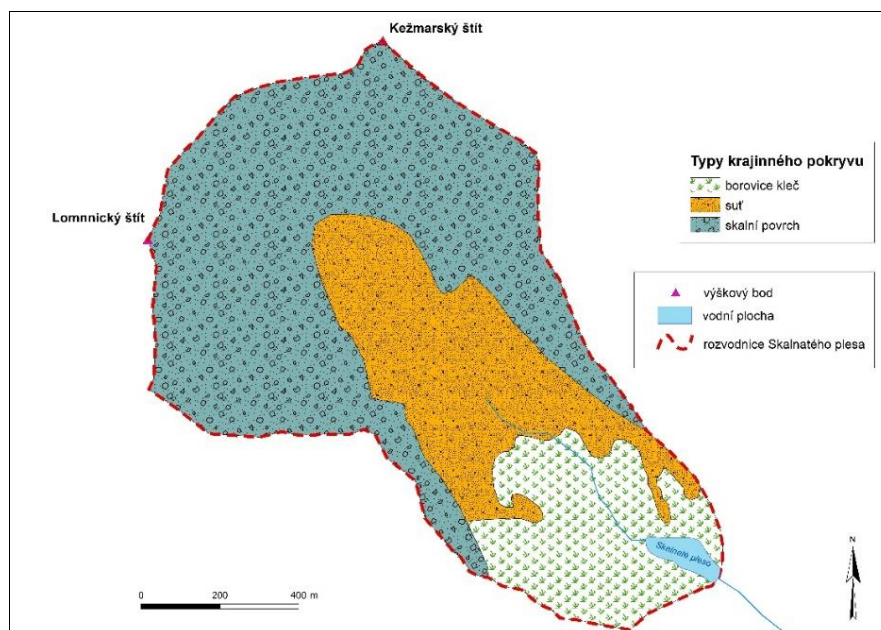
Obr. 4.19 – Retenční schopnost a propustnost půd v povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno



Obr. 4.20 – Skeletovitost a zrnitost půd v povodí Skalnatého plesa, (Atlas krajiny Slovenskej republiky, WMS, 2002) – upraveno

### ▪ *Krajinný pokryv*

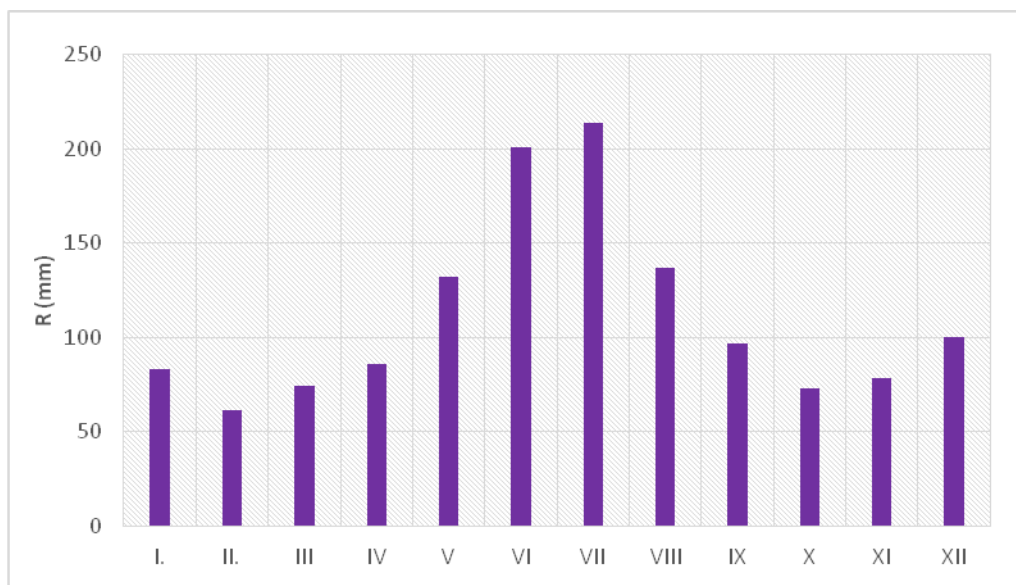
V povodí Skalnatého plesa se, stejně jako v povodí Hincových Ok, nacházejí jen tři kategorie krajinného pokryvu (Obr. 4.21). Více než polovinu plochy povodí pokrývá skalní povrch (58,21 % plochy povodí). Suťová pole kryjí 24,55 % plochy povodí. Jelikož se Skalnaté pleso nachází těsně nad hranicí lesa, objevuje se zde i porost borovice kleče. Ta kryje 17,24 % plochy povodí.



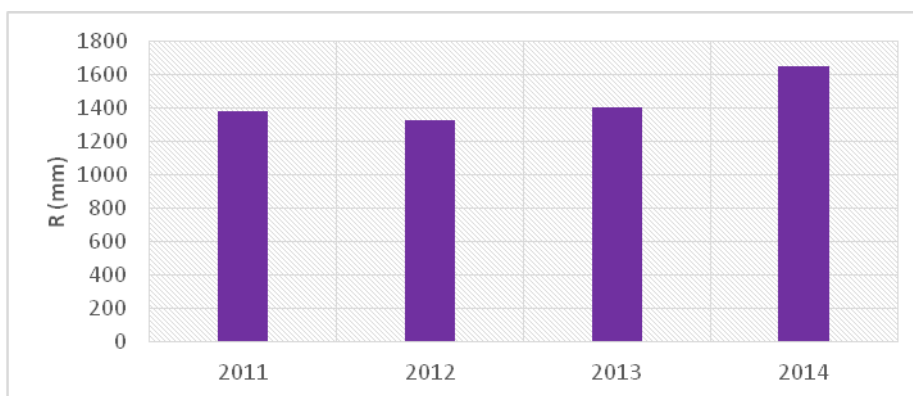
Obr. 4.21 – Krajinný pokryv povodí Skalnatého plesa

### ▪ *Srážky*

Skalnate pleso se nachází na závětrné straně Vysokých Tater. Průměrný roční úhrn srážek z období 1951 – 1961 je cca 1300 – 1400 mm srážek (Chomicz, Šamaj, 1974). Jak ukazuje Obr. 4.22, srážkové úhrny zde vykazují stejný trend jako v jiných oblastech pohorí (Obr. 1.2). Maxima se objevují v červnu a červenci, minima v únoru. Podobné roční úhrny spadlých srážek (Obr. 4.23) potvrzují i novodobá měření provedená na Meteorologické observatoři Skalnaté pleso Slovenské Akademie Věd, která leží nedaleko jezera.



Obr. 4.22 – Skalnaté pleso – roční průměrné srážkové úhny z období 1951 – 1961, dle dat Chomicz, Šamaj (1974)



Obr. 4.23 – Roční úhrn srážek – Meteorologická observatoř Skalnaté pleso SAV, (vypůjčená data)

- *Hydrologické poměry*

Klimatické podmínky (nízký klimatický výpar, vysoké srážkové úhny) totožné ve všech takto exponovaných lokalitách Vysokých Tater zaručují v závěru Skalnaté doliny dostatek vody po celý rok. Vysoké srážkové úhny, velká plocha povodí, vysoký sklon svahů, více než polovina plochy povodí tvořená skalním povrchem a vysoký průměrný specifický odtok (50 - 60 l/s/km<sup>2</sup>, Pacl, 2010) předurčují rychlý odtok vody z povodí do závěrového profilu (výtok jezera). U paty skalních svahů se však nacházejí rozsáhlé akumulace skalní sutě, které odtok zpomalují. Dá se však

předpokládat, že hladina jezera bude na srážkovou událost reagovat velmi rychle a vzhledem k velikosti povodí bude i přítok srážkové vody trvat relativně dlouhou dobu. Hráz jezera však byla antropogenně porušena (*viz. 4.2 Skalnaté pleso*), a jezero tak nedokáže dlouhodobě zadržovat vodu.

Hlavním zdrojem vody jsou přímé srážky spadlé na hladinu jezera a voda přitékající z povodí skrz suťová pole. Na jaře v období intenzivního tání sněhu má jezero vyvinutý povrchový přítok, po zbytek roku však voda do jezerní pánve přitéká pouze podzemními cestami. Povrchový odtok se zde objevuje pouze za nejvyššího vodního stavu, kdy voda přetéká přes umělou hráze jezera (Obr. 4.24, Obr. 4.25), jejíž schematický plán zobrazuje Obr. 4.26. Po většinu roku má však jezero vyvinutý pouze podzemní odtok, kdy voda prosakuje skrz morénu a umělou hráze.

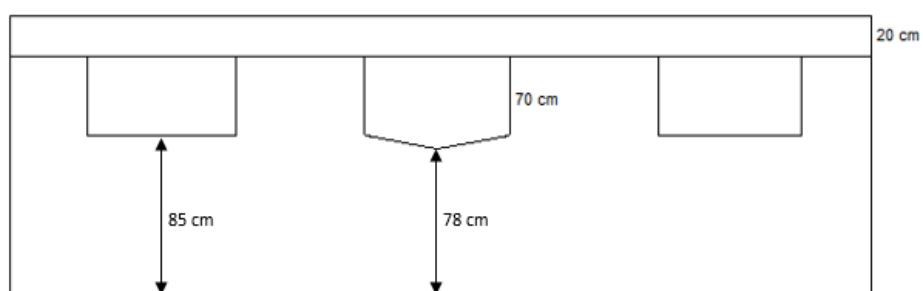
Hladina jezera díky narušení hráze během roku velmi výrazně kolísá. Jezero tak během jediné sezóny může i vícekrát vyschnout a opět se naplnit.



*Obr. 4.24 – Umělá hráze Skalnatého plesa – pohled od jezera*



*Obr. 4.25 – Umělá hráz Skalnatého plesa – pohled pod výtokem*



*Obr. 4.26 – Schematické zobrazení propustí umělé hráze Skalnatého plesa*

### III. PRAKTICKÁ ČÁST

#### 5. Data a měření

##### 5.1. Výška vodní hladiny

K monitoringu výšky hladiny jezer byly použity tlakové hladinoměry značky Solinst vyžadující barometrickou kompenzaci. Samotný hladinoměr, umístěný na dně jezera, snímá kombinaci hydrostatického a barometrického tlaku, kterou následně převede na odpovídající výšku vodního sloupce nad sebou. Jelikož hydrostatický tlak je velmi ovlivňován tlakem atmosférickým, skutečná výška vodní hladiny proto vyžaduje kompenzaci o atmosférický tlak. V blízkosti jezer ve stejné nadmořské výšce proto byly umístěny tlakoměry, které ve stejném časovém kroku zaznamenávají tlak vzduchu. Příslušný software provede kompenzaci dat z hladinoměru o atmosférický tlak, čímž získáme skutečnou výšku vodní hladiny. Kompenzaci dat je možné provést i manuálně podle příslušného vzorce i za použití dat z meteorologické stanice, která však nesmí být vzdálená více než 30 km a vzájemné převýšení meteorologické stanice a hladinoměru nesmí přesahovat 300 m (Levellogger Solinst – User Guide, 2010).

Hladinoměry na obou lokalitách zaznamenávali údaje v hodinovém kroku v období říjen 2010 – září 2014.

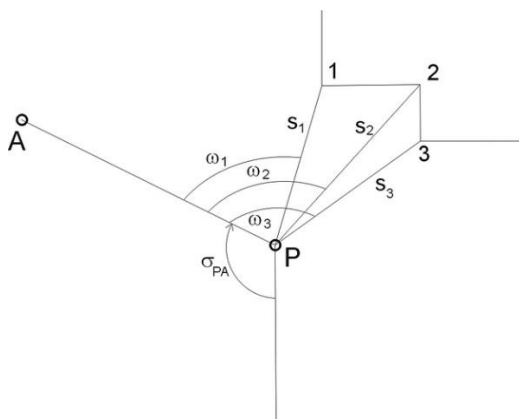


Obr. 5.1 – Levellogger značky Solinst (Zdroj: [www.solinst.com](http://www.solinst.com))

## 5.2. Sběr batymetrických dat

Pro zjištění tvaru a hloubky jezerní pánve bylo provedeno batymetrické mapování. Jelikož se jedná o lokality specifické malou hloubkou, bylo možné k mapování použít jen teleskopickou výtyčku a totální stanici.

Břehová linie byla mapována polární metodou, při které se jednotlivé body určují vodorovným úhlem a délkou. Úhel je měřen mezi orientačním směrem a určovaným bodem. Délka je vodorovná vzdálenost mezi stanovištěm a určovaným bodem. V tomto případě bylo použito pevné stanoviště. Princip měření ukazuje Obr. 5.2. Mapované lokality se nacházejí nad horní hranicí lesa, vizuální kontakt tak mezi totální stanicí a geodetickou výtyčkou byl bezproblémový, použití této metody se tedy jevilo jako nejvhodnější.



Obr. 5.2 – Princip polární metody s pevným stanovištěm, (Zdroj: <http://www.gis.zcu.cz>)

Složitější postup měření byl zvolen při mapování Hincových Ok. Bylo nutné změřit nejen batymetrická data, ale také správně zaměřit polohu jednotlivých jezerních pánví vůči sobě. Díky členitějšímu reliéfu a relativně velké vzdálenosti jezer nebylo možné z jednoho místa zaměřit všechna jezera. Proto bylo stanoviště vícekrát přesunováno a zpětně doměřováno.

Přes jezerní pánev byla vedena řada příčných i podélných měrných profilů, kde byly zaznamenávány jednotlivé body o souřadnicích X, Y, Z, přičemž vzdálenost sousedních bodů se pohybovala v rozmezí 5 až 15 m v závislosti na členitosti dané

části jezerní pánve (Obr. 5.3). Batymetrická data nebyla naměřena u J4 (Hincové Oká), jelikož se jedná o velmi malé a mělké jezírko zaměřena byla jen břehová linie.



*Obr. 5.3 – Sběr batymetrických dat Skalnaté pleso – měrné body se souřadnicemi XYZ*

Mapování nebylo zasazeno do existujícího geografického souřadnicového systému, jelikož se v těchto odlehlých místech nenacházejí použitelné body trigonometrické sítě. Toto však nebylo nutné. Veškerá mapování byla provedena ve vlastním souřadnicovém systému s orientací k severu, což v bohaté míře postačilo pro účely předložené diplomové práce (Hincové Oká).

### 5.3. Klimatická data

Pro zhodnocení hydrologického režimu a jeho závislosti na srážkách, bylo nutné mít tato data k dispozici. Katedra fyzické geografie a geoekologie vlastní srážko-měrné stanice na daných lokalitách nemá. Obecně se v těchto velmi exponovaných místech srážko-měrných stanic mnoho nevyskytuje. Tato zařízení vyžadují vysoké technické zázemí, aby dokázala odolat povětrnostním podmínkám a zároveň dokázala měřit reálné údaje nezkreslené poryvy větru, mrazem apod.

Pro hodnocení hydrologického režimu Skalnatého plesa byla použita data měřená na nedaleké meteorologické observatoři SAV, která na vyžádání velmi ochotně poskytli její zaměstnanci. Jedná se o denní úhrny srážek za období 2011 – 2014 a hodinové záznamy tlaku vzduchu z období 2011 – 2014.

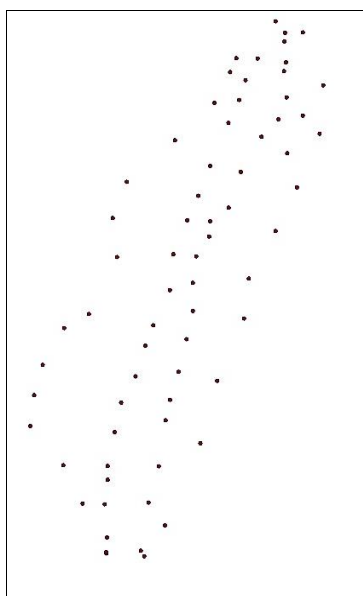
Pro hodnocení hydrologického režimu Hincových Ok nejsou k dispozici údaje z žádné blízké meteorologické stanice. Interpolace srážkových úhrnů v horském terénu není kvůli složité orografii vhodná. Pro Hincové Oká tedy byla použita stejná data jako pro Skalnaté pleso. V případě Hincových Ok je můžeme považovat za směrodatná jen z pohledu trendu nikoliv absolutních úhrnů.

## 6. Metodika

### 6.1. Batymetrické mapy

Zpracování naměřených bodových dat a tvorba batymetrických map byla provedena v programech MS Excel a ArcMap. Schematický postup je znázorněn na Obr. 6.4.

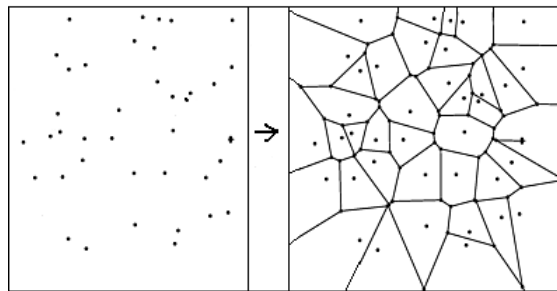
Nástrojem ASCII 3D to Feature Class (ArcMap) bylo převedeny souřadnice naměřených bodů na tzv. shapefile, datový formát pro ukládání vektorových prostorových dat pro geografické informační systémy. V tomto okamžiku vznikla bodová vrstva reprezentující tvar jezerní pánve.



*Obr. 6.1 – Bodová vrstva reprezentující tvar jezerní pánve*

Pro plošné vyjádření tvaru jezerní pánve je nutné vytvořit z těchto vektorových dat data rastrová, a to pomocí některého z interpolačních nástrojů, které nabízí ArcMap v nadstavbách 3D Analyst nebo Spatial Analyst. Na výběr je skutečně velké množství interpolačních metod vhodných pro nejrůznější účely. Navíc řada z nich má mnoho nastavitelných parametrů, jimiž je možné výsledný rastr modifikovat. Princip fungování jednotlivých interpolačních funkcí lze nalézt v práci Křikavová (2009), jejich použití při tvorbě batymetrických map podrobně popisuje Kučera (2014).

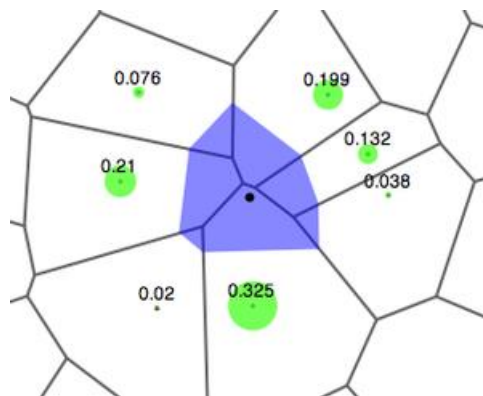
Pro vytvoření batymetrických map předkládané práce byla vybrána *metoda přirozeného souseda (Natural Neighbor)*, která pro určení vah využívá Thiessenovy (Voronioiovy) polygony (Křikavová, 2009). Thiessenovy polygony pracují na základě jednoduché geometrie, kdy kolem každého měřeného bodu je vytvořen jeden polygon (Obr. 6.2). Uvnitř tohoto polygonu jsou všechny body nejbližší právě tomuto měřenému bodu.



*Obr. 6.2 – Vytvoření Thiessonových polygonů z měřených dat, Zdroj: [www.kge.zcu.cz](http://www.kge.zcu.cz)*

Vložení interpolovaného bodu do sítě Thiessonových polygonů dojde ke vzniku nového polygonu kolem vloženého interpolovaného bodu (Obr. 6.3). V tomto okamžiku vznikají dvě sítě polygonů – původní a nová. Polygon okolo interpolovaného bodu z části překrývá původní polygony kolem měřených bodů, tyto body se nazývají přirození sousedé a jejich hodnoty jsou využity při interpolaci bodu nového. Váhami přirozených sousedů jsou plochy oddělené novým polygonem z původního polygonu (Obr. 5.3), (Křikavová, 2009).

Metoda přirozeného souseda je metodou obecnou aplikovatelnou na data různé povahy (hustá, řídká, rovnoměrná, rozptýlená). Metoda je však nejefektivnější pokud jsou měřené hodnoty rozmístěny pravidelně (Křikavová, 2009). Na použití metody při rovnoměrně rozmístěných datech při tvorbě batymetrických map se shoduje i Kučera (2014).



Obr. 6.3 – Metoda přirozeného souseda – vytvoření nového polygonu kolem interpolovaného bodu nad sítí Thiessonových polygonů, pozn.: velikost zelených kruhů symbolizuje váhu přirozeného souseda při interpolaci;  
(Zdroj: [http://en.wikipedia.org/wiki/Natural\\_neighbor](http://en.wikipedia.org/wiki/Natural_neighbor))

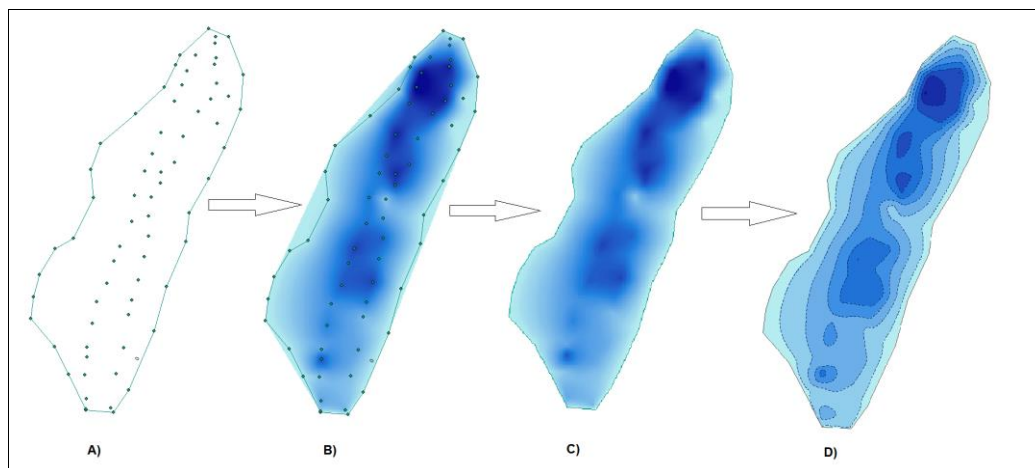
Nejpřesnější způsob jak zjistit, zda výběr interpolační metody i samotná interpolace jsou správné, nabízejí statistické analýzy, které určují přesnost, s jakou interpolace byla provedena. Pro takovou analýzu je vhodné použití validace (*Validation*) nebo křížové validace (*Cross Validation*), (Křikavová, 2009).

Validace je závislá na poměrně velkém množství vstupních dat, jelikož je nutné část dat do výpočtu nezahrnout. Těmito nepoužitými daty se daná interpolace v závěru otestuje. Tento postup však ve velkém množství případů není možný kvůli již zmíněnému množství vstupních dat. Použitelnou alternativou nabízí křížová validace. Ta pracuje na principu vypouštění jednoho bodu (jeden po druhém), jehož hodnotu odhaduje na základě bodů zbývajících. Poté porovnává měřenou a odhadnutou hodnotu daného bodu.

Dle Kučery (2014) je však možné při tvorbě batymetrických map hodnotit kvalitu interpolace také subjektivně dle výsledné mapy. Jelikož zkoumané lokality nejsou příliš plošně rozsáhlé ani hluboké, navíc často vysychají, je tvar jejich pánve poměrně dobře čitelný a odhadnutelný. Výběr interpolační funkce byl v tomto případě tedy proveden subjektivně na základě posouzení výsledných rastrů provedených vícero interpolačními funkcemi.

Po provedení interpolace bodových dat vznikne rastr reprezentující tvar jezerní pánve (Obr. 6.4B). Ten je nutné oříznout do správného tvaru břehové linie, k tomu byl použit nástroj Extract by Mask (Obr. 6.4C). Po oříznutí rastru následuje jeho

úprava do kartografické podoby dle kartografických metod a pravidel. Pro tyto účely byla zvolena metoda izoplet, velmi často používaná při tvorbě batymetrických map. Podstatou této metody je vyplnění plochy mezi dvěma izoliniemi (izobátami) jedním odstínem barvy (Čerba, 2009). Izoplety jsou doplněny izoliniemi, které se v případě batymetrických map nazývají izobáty či hloubnice (Krtička, 2007).



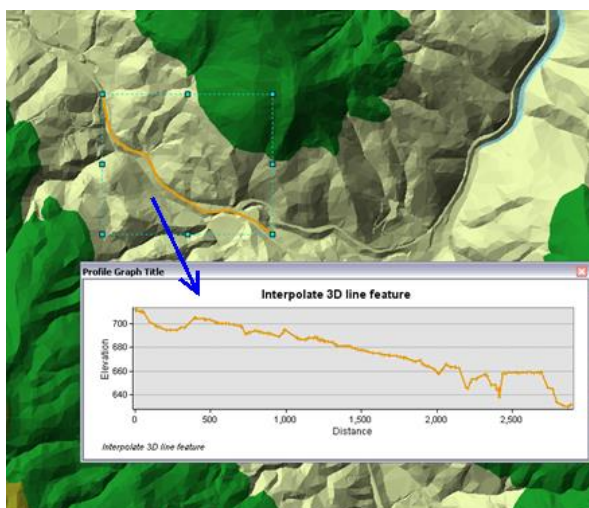
*Obr. 6.4 – Schéma vytváření batymetrické mapy*

## 6.2. Morfologické analýzy jezerních pánví

Z provedeného geodetického měření bylo možné odvodit řadu morfologických charakteristik jezerních pánví. Z vytvořených DMR (digitální model reliéfu) reprezentujících tvar jezerní pánve byl pomocí nástroje *Surface Volume* (nastavba 3D Analyst, ArcMap) vypočten objem daného jezera a plocha jeho dna. Nástroj *Surface Volume* vypočítává dané charakteristiky rastru nad nebo pod (dle nastavení) referenční hladinou (ArcGIS Help, 2014). V tomto případě byla jako referenční hladina určena vždy nadmořská výška nejnižší položeného bodu rastru (nejhlubší místo jezera), nad ní byly vypočteny požadované hodnoty, které byly vyexportovány ve formě textového souboru.

Jelikož sklon svahu je jedním z faktorů předurčující výskyt polygonů strukturních půd, z DMR byly vytvořeny rastry sklonitost jezerních pánví. K tomuto byl použit nástroj *Slope*, opět ze sady nástrojů 3D Analyst nebo Spatial Analyst (ArcMap). Nástroj *Slope* vypočítává pro každou buňku rastru maximální velikost změny nadmořské výšky vůči sousedním buňkám, udává tedy nejvýraznější klesání výšky z dané buňky vůči jedné z osmi buněk sousedních (ArcGIS Help, 2014). Ve Vysokých Tatrách je obecná hranice výskytu tříděných forem strukturních půd přibližně 12°, přičemž hranice aktivních tříděných polygonů, sítí a kruhů ve Skalnatém plese, resp. Hincových Okách, je podstatně nižší, a to do 5° (Křížek, ústní sdělení). Proto výsledné rastry sklonitosti jsou klasifikovány pouze do dvou tříd – do 5° a nad 5° sklonu.

Pomocí nástroje *Interpolate Line* (3D Analyst) byly vytvořeny příčné a podélné terénní profily jezerními pánvemi (u Hincových Ok jen u jezera J2) ukazující průběh jejich tvaru podél daného transektu. V případě Hincových Ok byly provedeny také profily, ukazují vzájemnou polohu jednotlivých jezer. U Skalnatého plesa je profilem znázorněn i výtok Skalnatého potoka z jezera. Nástrojem *Interpolate Line* byla nad rastrem v místech požadovaného vytvoření profilu nakreslena linie. Interpolací výšek v místě nakreslené linie dojde k vytvoření 3D linie, ze které je vytvořen bodový nebo liniový graf. Výsledný profil ukazuje změnu výšky povrchu podél nakreslené linie (Obr. 6.5), (ArcGIS Help, 2014)



*Obr. 6.5 – Vytvoření profilu terénu pomocí nástrojů 3D Analyst (Zdroj: ArcGIS Help, 2014)*

### 6.3. Kolísání jezerní hladiny během roku

V kapitole 5.1 *Výška vodní hladiny* je popsán princip běžného používání hladinoměru Solinst, kdy data z hladinoměru jsou softwarově kompenzována daty z tlakoměru umístěného v blízkosti jezera. Takové tlakoměry byly umístěny i v blízkosti Hincových Ok a Skalnatého plesa a jejich záznamy byly stahovány se stejnou pravidelností jako data z hladinoměrů. Po softwarové kompenzaci dat a vizualizaci stavu hladiny se však naměřené hodnoty nezdály reálné. Objevilo se mnoho chyb v podobě několikametrových výkyvů hladiny během pár hodin apod. Proto byl navržen alternativní způsob zpracování dat, a to sice manuální kompenzace dat z hladinoměru za použití jiných tlakových dat, a to sice tlaku vzduchu měřeného na meteorologické observatoři Skalnaté pleso SAV, která se nachází pár desítek metrů od Skalnatého plesa. Dle uživatelské příručky Solinst (Levelogger Solinst – User Guide, 2010) by neměla být daná meteorologická stanice, ze které jsou data použita, vzdálena víc než 30 km od jezera a jejich převýšení by nemělo přesahovat 300 m. Hincové Oká jsou od Skalnatého plesa vzdálena vzdušnou čarou přibližně 13 km a jejich převýšení je 180 m, tlaková data z observatoře na Skalnatém plesu mohla být tedy využita i pro kompenzaci hladinových dat v případě Hincových Ok.

Celý proces manuální kompenzace dat byl proveden dle uživatelské příručky Solinst (Levelogger Solinst – User Guide, 2010). Prvním krokem byl přepočítání tlaku vzduchu na ekvivalentní vodní sloupec. Tedy převod tlakových jednotek na jednotky výšky. V tomto případě jde o převod hPa na metry. K této konverzi jednotek udává uživatelská příručka Solinst přesný přepočítání (Obr. 6.6).

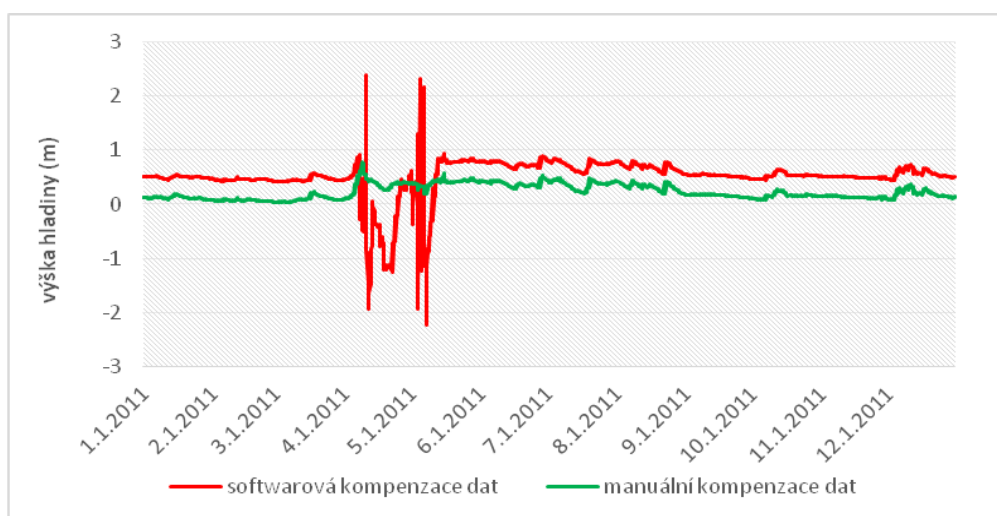
Common barometric units to water column equivalent conversions		
Barometric unit	Water column equivalent (ft)	Water column equivalent (m)
1 psi	2.3108	0.7043
1 atm	33.959	10.351
1 kPa	0.3352	0.1022
1 mm - Hg	0.04469	0.01362
1 in - Hg	1.1330	0.3453
1 mb	0.03352	0.01022

Obr. 6.6 – Převod tlaku vzduchu na ekvivalentní vodní sloupec, (Levelogger Solinst – User Guide, 2010)

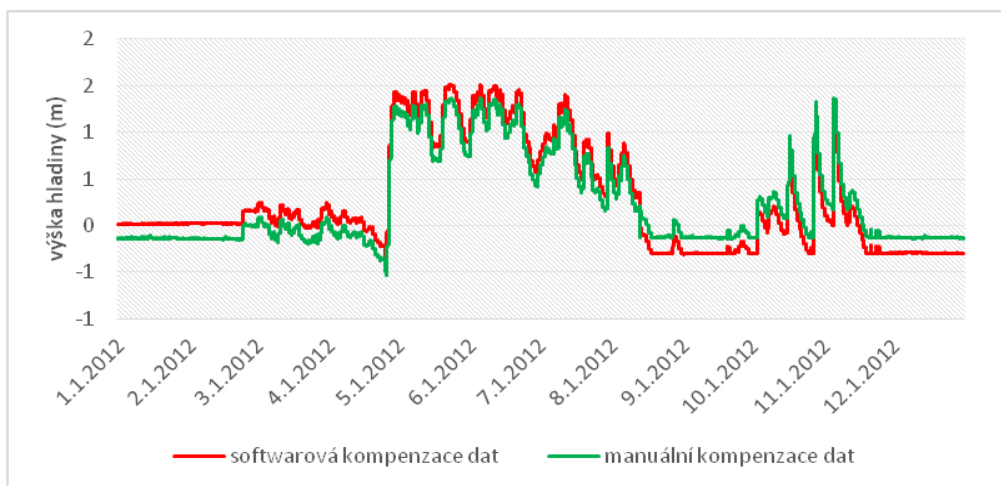
Protože tlak vzduchu je běžně přepočtený na hladinu moře, bylo nutné provést výškovou korekci tlaku k nadmořské výšce hladinoměru. Tato hodnota, vypočtena dle návodu, opravuje výpočet o změnu tlaku vzduchu s rostoucí nadmořskou výškou a byla tedy odečtena od tlaku převedeného na vodní sloupec. Takto nadmořskou výškou opravený tlak převedený na jednotky vodního sloupce byl jednoduše odečten od dat měřených hladinoměrem. Výsledkem jsou hladinová data zkompenzovaná tlakovými daty, čímž by mělo být dosaženo skutečných hodnot stavu hladiny.

Manuálně zkompenzovaná data se jevila reálněji než data kompenzovaná softwarově. Většina extrémních vzestupů či poklesů hladiny zmizela (Obr. 6.7, Obr. 6.8). Celkový trend hladiny zůstal ve velké míře zachován, avšak manuálně zkompenzované řady (zkompenzované tlakovými daty z meteorologické observatoře Skalnaté pleso SAV) měly menší rozkolísanost. Bylo tedy přistoupeno k jejich použití a dalšímu zpracování.

Zdrojem chyby softwarové kompenzace dat v tomto případě s velkou pravděpodobností není samotná softwarová kompenzace, ale spíše chybné měření tlakoměrů Solinst umístěných v blízkosti jezera. Důvodem jejich nesprávného měření může být mnoho. Domníváme se však, že hlavními příčinami vzniklých chyb může být dočasné zatopení, pokrytí sněhem či špatné uzavření tlakoměru a následná vlhkost, která se dovnitř přístroje může dostat. V těchto poměrně klimaticky extrémních lokalitách jsou takové chyby očekávatelné.



Obr. 6.7 – Porovnání manuální a softwarové kompenzace dat z hladinoměru (Hincové Oká, 2011)



Obr. 6.8 – Porovnání manuální a softwarové kompenzace dat z hladinoměru (Skalnaté pleso, 2012)

K vyhodnocení hydrologického režimu Hincových Ok byla použita data z období 2011 – září 2014. Přičemž za rok 2013 byla použita pouze data z období duben – prosinec, jelikož data z první čtvrtiny roku vykazovala velké nesrovnalosti (výška hladiny 14 m) i po manuální kompenzaci dat.

K vyhodnocení hydrologického režimu Skalnatého plesa byla použita data za stejné období, čili 2011 – září 2014. V datovém souboru Skalnatého plesa se v zimním období často objevovaly záporné hodnoty. Tuto chybu si vysvětlujeme dvěma způsoby. Vodní sloupec nad hladinoměrem celý promrzl a hladinoměr tak zůstal v ledu. Druhá možnost, která se vzhledem k častému vysychání jezera jeví jako pravděpodobnější, je situace, kdy se hladinoměr dostává na sucho a nedokáže tak snímat hydrostatický tlak. Záporné hodnoty výšky hladiny jsme proto uvažovali jako nulové.

Z takto upravených dat byly zjištěny maximální a minimální stavy hladiny v jednotlivých letech sledovaného období i celková rozkolísanost jezer. Byly vybrány situace, kdy došlo k výraznému vzestupu hladiny a jejímu následnému poklesu. Přibližně byla stanovena doba mezi srážkovou událostí a kulminací hladiny, která po ní následovala. Byla určena rychlost plnění a vyprazdňování jezerní pánve v případě povrchového i podzemního odtoku. V případě Skalnatého plesa bylo možné vytvořit měrnou křivku rychlosti plnění jezera v závislosti na množství spadlých srážek. Pro sestavení křivky byly vybrány srážkové události, kterým alespoň 2 dny nepředcházely ani po nich nenásledovaly jiné srážkové

události, které by danou závislost mohly zkreslit. Křivka byla sestrojena jen pro Skalnaté pleso, u něhož známe přesné úhrny srážek za sledované období. V případě jezera J2 (Hincové Oká) byla použita stejná srážková data, která jsou směrodatná pouze v období výskytu nikoliv vlastních úhrnů. Proto taková data pro sestrojení křivky závislosti plnění jezera na množství srážkových úhrnů nemůžeme použít.

## 7. Výsledky – Hincové Oká

### 7.1. Batymetrie

Výsledky batymetrického mapování Hincových Ok ukazuje Příloha 3, kde je v podrobném měřítku zobrazeno jezero J2, a Příloha 4, která zobrazuje batymetrii všech sedmi jezer Hincových Ok.

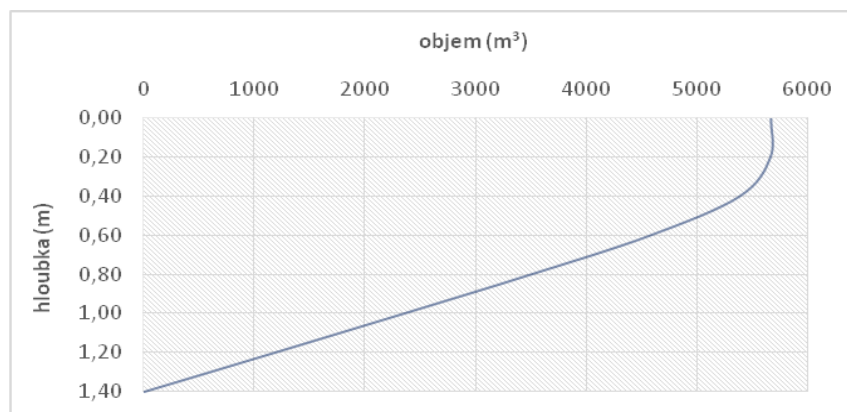
### 7.2. Morfologické analýzy jezerních pánví

- *Morfometrické parametry*

Nejobjemnějším i plošně nejrozsáhlejším jezerem Hincových Ok je jezero J2 (5 658 m<sup>3</sup> 5 896 m). Nejhlubším jezerem je J7 (1,58 m). Hlavní morfometrické parametry (objem, plocha, obvod) Hincových Ok uvádí Tab. 7.1. Pro lepší představu o objemu jezera J2 byla sestavena měrná křivka objemu (Obr. 7.1)

*Tab. 7.1 – Hincové Oká – morfometrické charakteristiky,  
(pozn.: \* – batymetrická data nenaměřena, \*\* – při maximálním vodním stavu)*

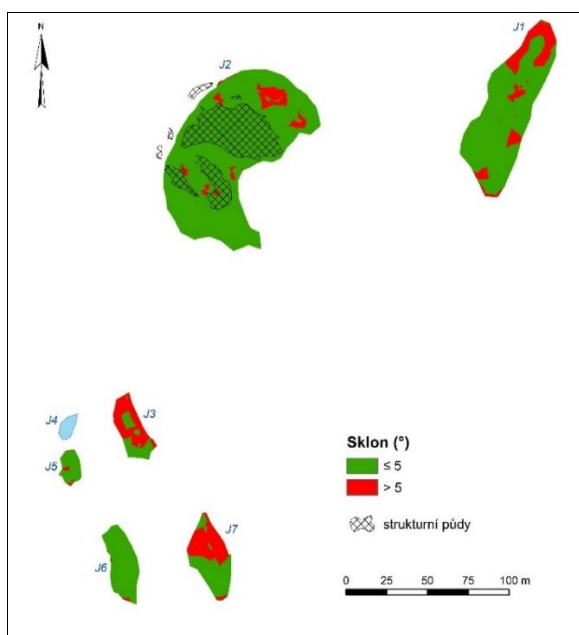
	<b>J1</b>	<b>J2</b>	<b>J3</b>	<b>J4</b>	<b>J5</b>	<b>J6</b>	<b>J7</b>
<b>objem (m<sup>3</sup>)</b>	192	5 658	482	-*	57	232	796
<b>plocha dna (m<sup>2</sup>)</b>	1 226	5 901	569	-*	215	670	855
<b>plocha hladiny (m<sup>2</sup>) **</b>	1 223	5 896	562	106	215	669	851
<b>obvod (m)</b>	258	355	107	43	60	117	128
<b>maximální hloubka (m)</b>	1,35	1,40	1,34	-*	0,29	0,59	1,58



Obr. 7.1 – Jezero J2 – měrná křivka objemu

▪ *Sklonitost jezerních pánví*

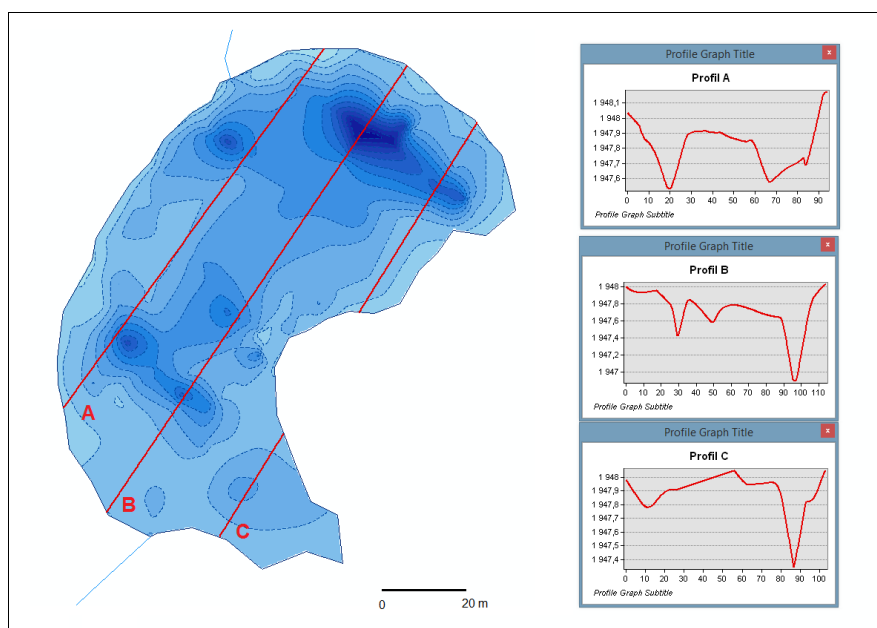
Aktivní tříděné polygony, sítě a kruhy strukturálních půd se v Hincových Okách vyskytují na svazích se sklonem do 5° (Křížek, ústní sdělení). Na Obr. 7.2 jsou takové svahy vymezeny zelenou barvou. Hranice sklonu je však jen jeden z mnoha faktorů předurčujících výskyt strukturálních půd. Tato analýza by tedy mohla posloužit jako jedna ze vstupních informací, pro nalezení dalších tvarů tříděných forem strukturálních půd. Obr. 7.2 také ukazuje současný výskyt tříděných tvarů strukturálních půd.



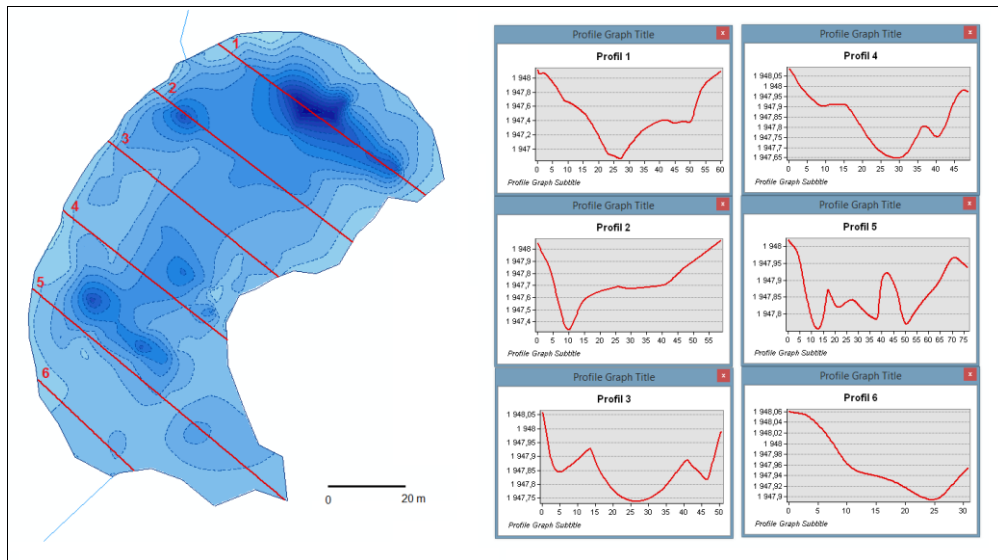
Obr. 7.2 – Hincové Oká – sklonitostní hranice možného výskytu aktivních tvarů tříděných půd, (pozn.: do 5° sklonu možný výskyt)

- *Profily jezerní pánvi*

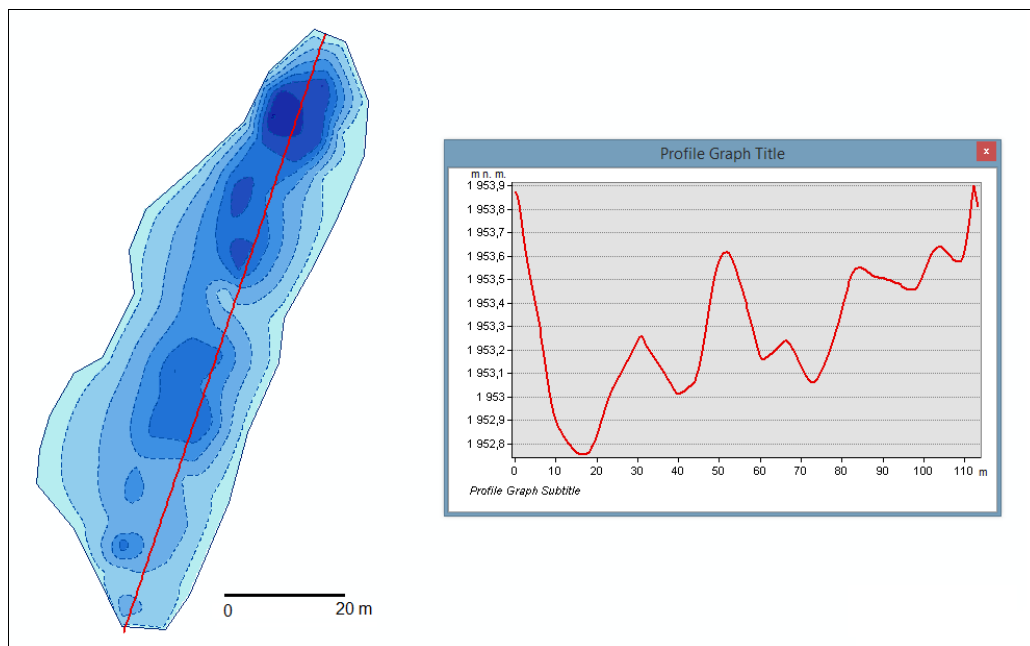
Z Obr. 7.3, 7.4 a 7.5 je zřetelná velká členitost pánve jezera J2. Hincové Oká leží v moréně Mengusovského ledovce, nejedná se však o morénou hrazená jezera, pro která je typický spíše pravidelný tvar jezerní pánve, vzniknuvší po ústupu ledovce. Hincové Oká můžeme dle klasifikace Hutchinsona (1957) řadit spíše do kategorie zahloubených jezer. Ta dle Romana (2014) vznikají v depresích ledovcových uloženin vzniklých po roztátí mrtvého ledu v morénách, na výplavových plošinách nebo kamových terasách. K určení, zda Hincové Oká vznikla v moréně Mengusovského ledovce po roztátí mrtvého ledu, bychom museli provést rozsáhlejší výzkum lokality. Jezerní pánve však mohly vzniknout pouhým sesedáním morénového materiálu po ustoupení ledovce, čemuž by odpovídala velká členitost jezerní pánve i nepravidelné rozmístění jezer v ledovcovém korytě pod Velkým Hincovým plesem (Obr. 7.6).



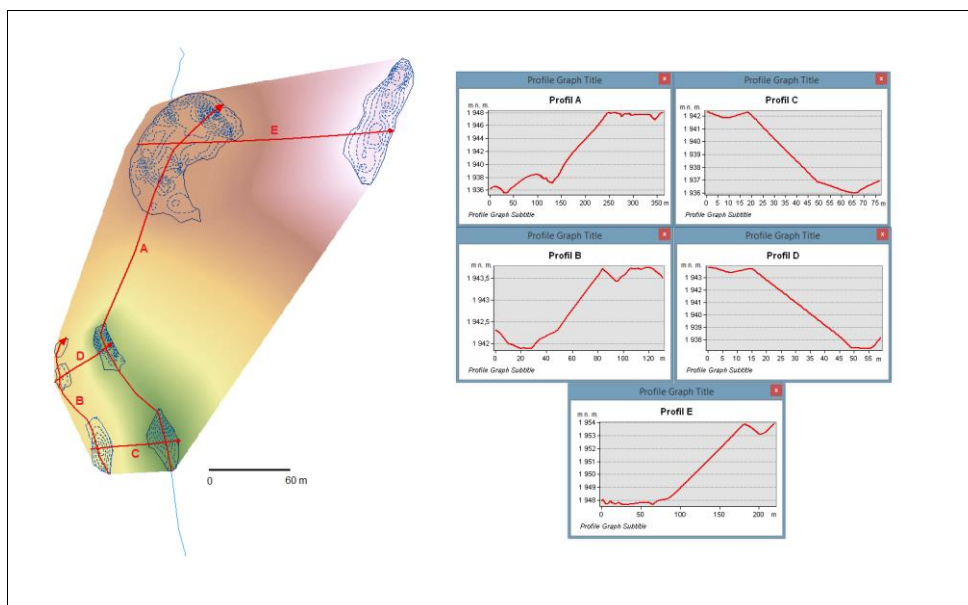
Obr. 7.3 – J2 (Hincové Oká) – podélné terénní profily



Obr. 7.4 – J2 (Hincové Oká) – příčné terénní profily



Obr. 7.5 – J1 (Hincové Oká) – podélné terénní profily

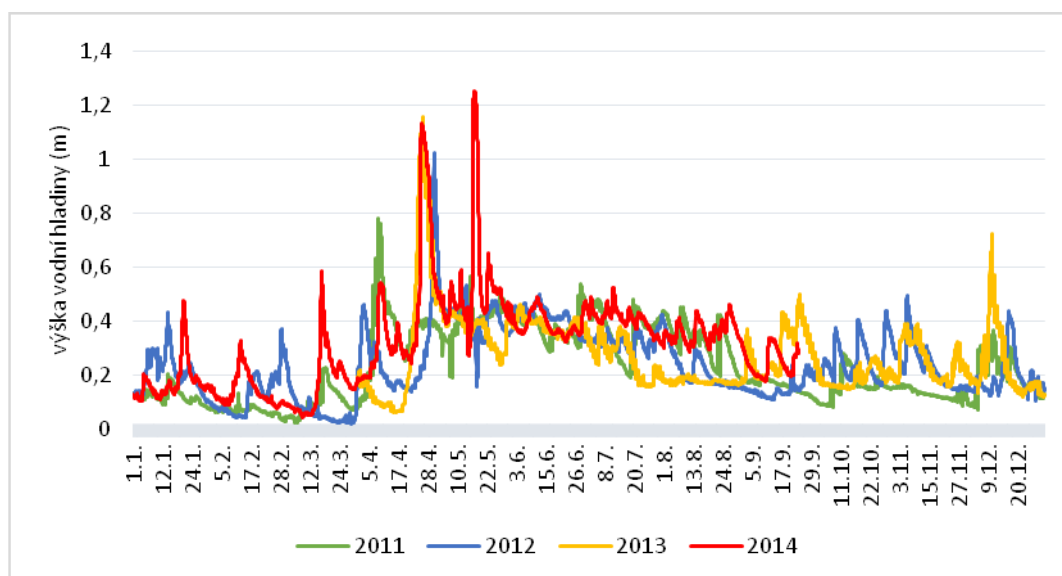


Obr. 7.6 – Hincové Oká – podélné a příčné terénní profily

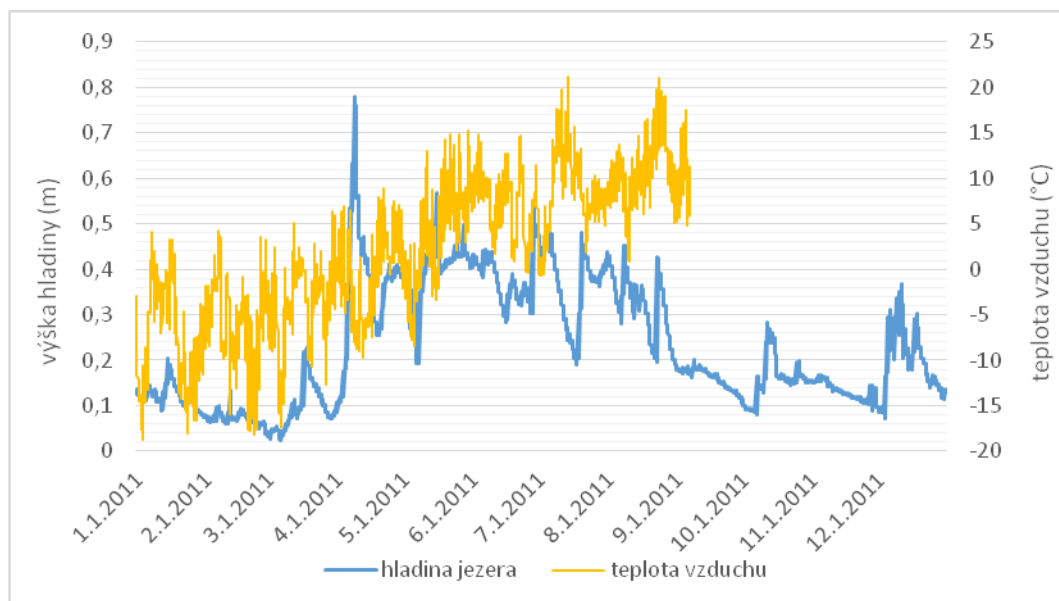
### 7.3. Kolísání hladiny

Úroveň hladiny jezera J2 vykazuje rysy typické pro hydrologický režim tatranských jezer jen z části. Dosažení nejvyšší úrovně hladiny je pro tatranská jezera charakteristické v červnu a červenci, nejnižší stav hladiny jezera mají od ledna do dubna, hydrologický režim je řízen režimem srážkovým. Ve všech sledovaných letech byla však maximální výška hladiny zaznamenána již v jarních měsících (Tab. 7.2, Příloha 6, Příloha 7, Obr. 7.7). Vždy se jednalo o krátkodobé ale velmi intenzivní zvýšení hladiny, které mohlo být způsobeno jak vodou z tající sněhové pokrývky tak také její kombinací se srážkami. Každé překročení teploty vzduchu nad  $0^{\circ}\text{C}$  v zimních a jarních měsících je spojené s krátkodobým zvýšením hladiny jezera, jak uvádí Obr. 7.8 na příkladu roku 2011. Hlavní příčinou takového náhlého zvýšení hladiny jezera je pravděpodobně orientace jeho povodí, jelikož 23,22 % plochy povodí je orientováno jižním směrem. Při překročení teploty vzduchu nad  $0^{\circ}\text{C}$  a za jasného počasí dochází k intenzivnímu tání sněhové pokrývky a tím i výraznému vzestupu hladiny. S tímto korespondují také grafy v Příloze 6 a 7, které ukazují, že jarní maxima v roce 2012 a 2013 nebyla způsobena výraznou srážkovou událostí. Zde se můžeme domnívat, zda dané maximum bylo způsobeno pouze tající sněhovou pokrývkou či onou kombinací srážek a tajícího sněhu, jelikož pro posouzení

hydrologického režimu Hincových Ok byla použita srážková data naměřená na meteorologické observatoři Skalnaté pleso. Lokální srážková událost se v závěru Mengusovské doliny mohla objevit, musela by být však velmi intenzivní, neboť reakce hladiny jezera J2 byla velmi výrazná. Domnívám se, že k lokálním srážkovým událostem takového charakteru bude docházet spíše v létě v podobě bouřek nikoliv v jarních měsících. Jarní maxima hladiny v roce 2012 a 2013 jsou tedy výsledkem výrazného oteplení a tání sněhové pokrývky. Tímto se ukazuje, že tavná voda ze sněhové pokrývky je za přispění vhodných faktorů na tolik významným zdrojem vodnosti, který posunuje roční kulminaci hladiny o několik měsíců dříve než je pro běžné pro většinu tatranských jezer. Toto maximum výšky hladiny je však jen velmi krátkodobé. Většina déletrvajících vyšších vodních stavů se objevuje typicky v letních měsících, kdy je jezero zásobováno vysokými srážkovými úhrny. Zimní minimální vodní stavy odpovídají charakteristickým znakům hydrologického režimu tatranských jezer (Obr. 7.7).



Obr. 7.7 – J2 (Hincové Oká) – porovnání vodního stavu jezera v jednotlivých letech sledovaného období (pozn.: 2014 pouze období leden – září)



*Obr. 7.8 – Průběh výšky hladiny jezera J2 a teploty vzduchu v roce 2011, (pozn.: teplota vzduchu k dispozici do září 2011)*

Hladina jezera J2 vzhledem k nízkému sklonu povodí reaguje na srážkovou událost poměrně rychle. Vždy po výraznějších srážkách hladina začíná stoupat a svého aktuálního maxima, navazujícího na daný srážkový impuls, dosahuje přibližně po 24 h. V těchto případech může hladina stoupat rychlostí až 0,14 m/den, ve většině případů však stoupala rychlostí 0,08 – 0,1 m/den. Toto je způsobeno vysokou propustností povodí, které tvoří silně kamenité půdy se střední propustností (Obr. 4.8) a velká pórovitost morénového materiálu, který tvoří základ povodí.

V některých případech během intenzivních vícedenních srážkových událostí hladina kulminuje už v průběhu takové události a hladina jezera klesá i v případě stálého deště. V tomto případě je úroveň hladiny tak vysoko, že dochází k vyvinutí povrchového odtoku a tím k účinnějšímu vyprazdňování jezerní pánve. Takový případ nastal např. 9. 4. 2011, kdy hladina kulminovala ve 22:39, přestože se srážky objevovaly ještě dalších šest následujících dní (např. denní úhrn 11. 4. 2011 byl 18,1 mm), (Příloha 6).

Jak ukazuje Příloha 6 a 7 hladina jezera během roku velmi kolísá, tímto se v jezerní pánvi často vytvářejí retenční prostory, které dokážou zadržet po srážkové události rychle přitékající vodu z povodí a tím zpomalit její odtok. Rychlost poklesu hladiny po její místní kulminaci je o mnoho pomalejší než její vzestup po srážkové události. Ve většině případech v následujících dnech bez deště hladina klesala rychlostí 0,014

– 0,02 m/den. V případě vyvinutí povrchového odtoku hladina po kulminaci klesala rychleji, a to přibližně 0,04 m/den.

Hladinoměr snímající výšku hladiny není v jezeře J2 umístěn v nejhlubším místě jezera, ale v blízkosti polygonů strukturních půd. Ve sledovaném období nezaznamenal ani v jednom případě nulovou hodnotu, roční rozkolísanost hladiny se ve sledovaném období pohybovala od 0,76 m v roce 2011 do 1,21 m v roce 2014 (Tab. 7.2).

*Tab. 7.2 – Minimální a maximální dosažená úroveň hladiny a celková rozkolísanost jezera J2 v jednotlivých letech sledovaného období*

Rok	Minimální úroveň		Maximální úroveň		Rozkolísanost (m)
	datum	výška hladiny (m)	datum	výška hladiny (m)	
<b>2011</b>	7. 3.	0,02	9. 4.	0,78	0,76
<b>2012</b>	28. 3.	0,02	30. 4.	1,02	1,00
<b>2013</b>	15. 4.	0,06	26. 4.	1,16	1,1
<b>2014</b>	9. 3.	0,04	17. 5.	1,25	1,21

## 8. Výsledky – Skalnaté pleso

### 8.1. Batymetrie

Výsledky batymetrického mapování Skalnatého plesa jsou ukázány v Příloze 5.

### 8.2. Morfologické analýzy jezerních pánví

- *Morfometrické parametry*

Základní morfometrické parametry Skalnatého plesa uvádí Tab. 8.1. Skalnaté pleso je nepoměrně větší než největší jezero Hincových Ok. Svým objemem (17 294 m<sup>3</sup>) a svou plochou (12 514 m<sup>2</sup>) se řadí mezi středně velká jezera Vysokých Tater. Pro lepší představu byla sestrojena měrná křivka objemu (Obr. 8.1).

Na začátku 60. let 20. století Gregor a Pacl provedli podrobné mapování většiny tatranských jezer, mezi nimiž bylo i Skalnaté pleso. Výsledky jejich práce jsou uvedeny v Gregor, Pacl (2005). Porovnání hodnot z obou provedených mapování Skalnatého plesa uvádí Tab. 8.2.

*Tab. 8.1 – Skalnaté pleso – morfometrické charakteristiky,*

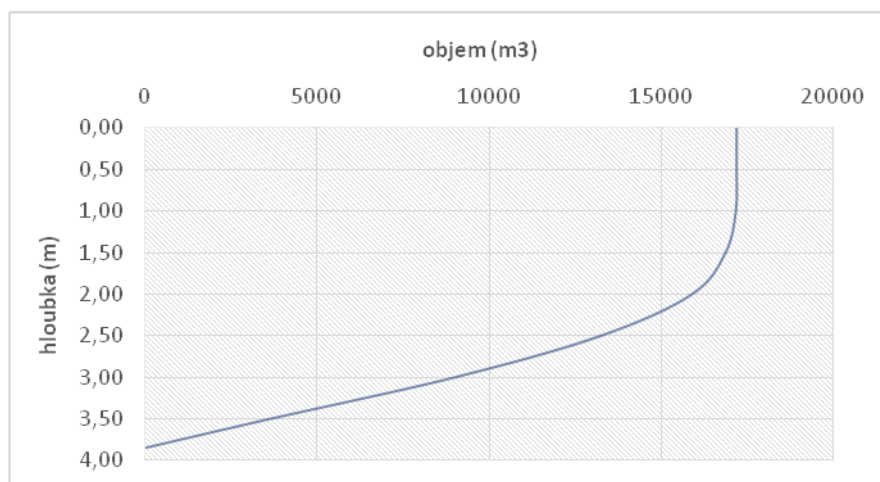
<b>objem (m<sup>3</sup>)</b>	17 294
<b>plocha dna (m<sup>2</sup>)</b>	12 480
<b>plocha hladiny (m<sup>2</sup>)*</b>	12 514
<b>obvod (m)</b>	521
<b>maximální hloubka (m)</b>	3,85

(pozn.: \* – při maximálním vodním stavu)

Tab. 8.2 – Skalnaté pleso – porovnání výsledků mapování 1961 – 1964 (Gregor, Pacl) a mapování 2014 (Sankotová, Šobr),  
(Zdroj: Gregor, Pacl (2005) a vlastní měření)

	MAPOVÁNÍ 1961 - 1964	MAPOVÁNÍ 2014
objem (m3)	15 873	17 294
plocha hladiny (m2)*	12 380	12 514
obvod (m)	525	521
maximální hloubka (m)	4,5	3,85

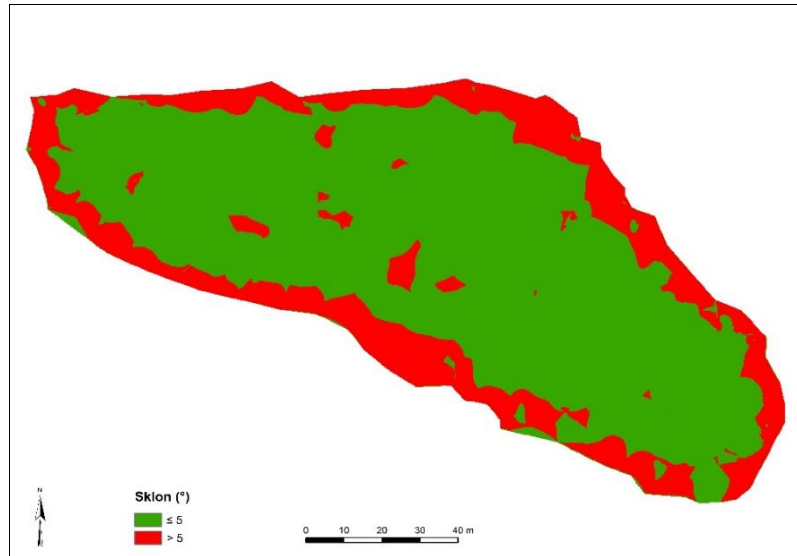
(pozn.: \* - při maximálním vodním stavu)



Obr. 8.1 – Skalnaté pleso – měrné křivka objemu

- *Sklonitost jezerních pánví*

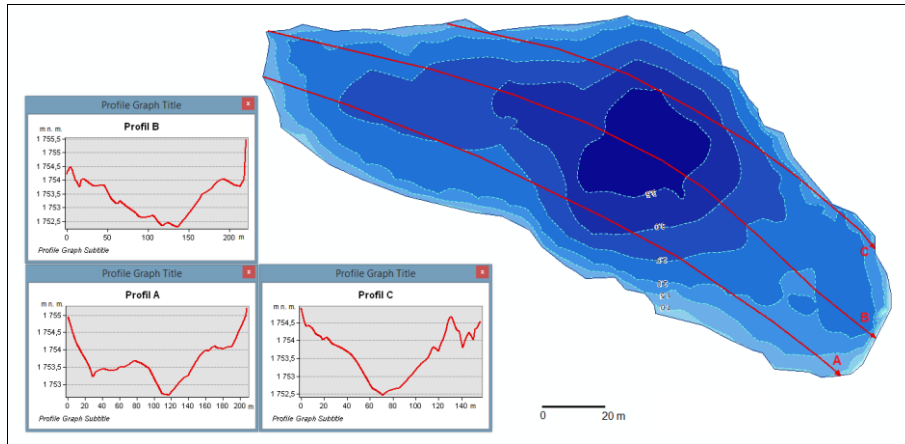
Stejně jako v případě Hincových Ok se i ve Skalnatém plesu objevují aktivní tříděné polygony, sítě a kruhy strukturních půd na svazích se sklonem do 5° (Křížek, ústní sdělení). Obr. 8.2 takové svahy vymezuje zelenou barvou. Téměř 75 % plochy pánve Skalnatého plesa spadá do sklonitostí třídy  $\leq 5^\circ$ . I v tomto případě může sklonitostí analýza sloužit jako jedna ze vstupních informací pro nalezení vhodných lokalit výskytu strukturních půd.



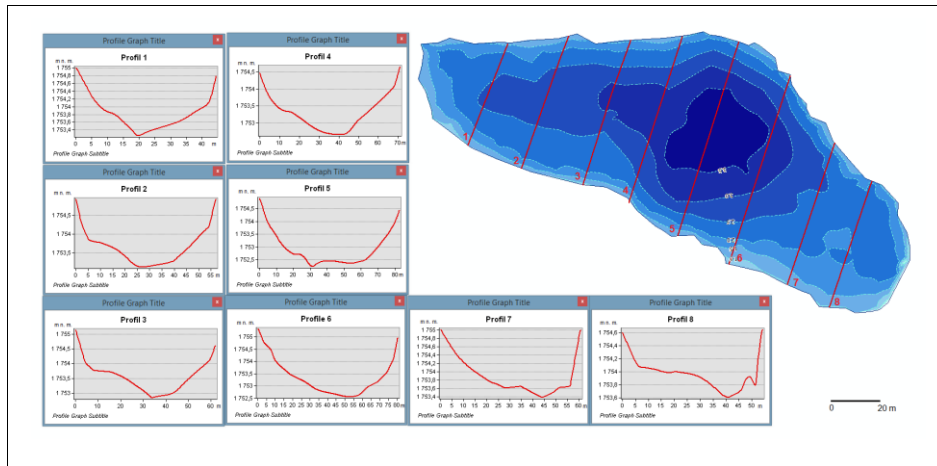
*Obr. 8.2– Skalnate pleso – sklonitostní hranice možného výskytu aktivních tvarů tříděných půd, (pozn.: do 5° sklonu možný výskyt)*

- *Profily jezerní pánvi*

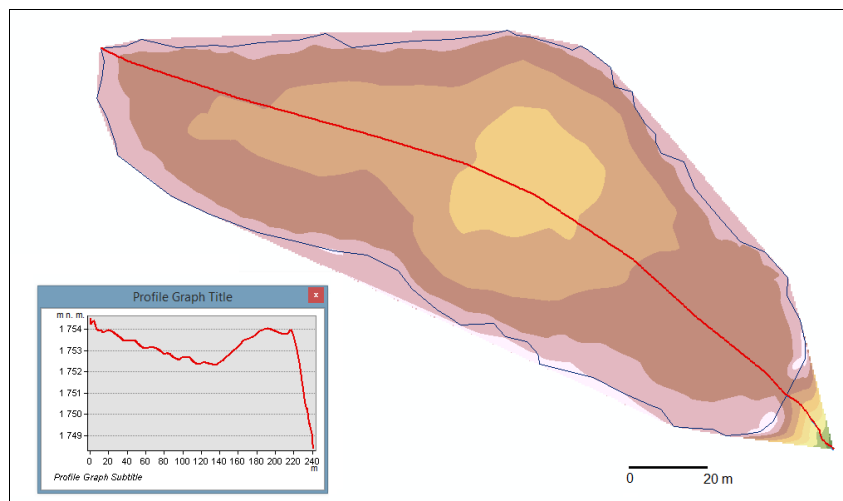
Dno Skalnatého plesa není zdaleka tak členité jako v případě Hincových Ok. Skalnatého pleso je klasické morénou hrazené jezero, čemuž odpovídá i tvar jeho pánve (Obr. 8.3 a 8.4). Nejhlubší místo se nachází přibližně uprostřed jezera, odkud se pozvolna zvedá do stran. Málo vyvinutá a nepříliš dlouhá břehové linie je dalším typickým znakem pro jezera hrazená morénou (Pacl, 1973). Obr. 8.5 zobrazuje podélný terénní profil jezerem a výtokem Skalnatého potoku. Velký sklon Skalnatého potoka ihned po vyústění z jezera ukazuje na strmost vnějšího valu morény hradící jezero.



Obr. 8.3 – Skalnaté pleso – podélné terénní profily



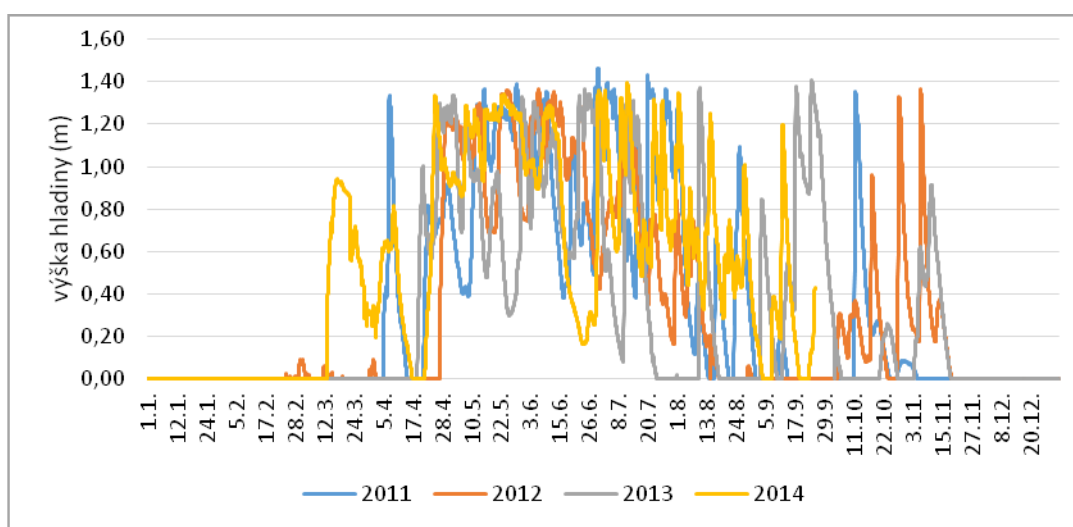
Obr. 8.4 – Skalnaté pleso – příčné terénní profily



Obr. 8.5 – Podélný terénní profil Skalnatým plesem a Skalnatým potokem po výtoku z jezera

### 8.3. Kolísání hladiny

Stejně jako v případě jezera J2 (Hincové Oká) také Skalnaté pleso vykazuje rysy typické pro hydrologický režim tatranských jezer jen z části. Hladina kulminuje v letním období, minimální hodnoty jezero vykazuje v zimě ale také v průběhu roku a to často i v letních měsících (Příloha 8, Příloha 9, Obr. 8.6).



Obr. 8.6 – Skalnaté pleso – porovnání vodního stavu jezera v jednotlivých letech sledovaného období (pozn.: 2014 pouze období leden – září)

Díky poškozené hrázi (viz kapitola 4.2 Skalnaté pleso) jezero během roku však často celé vysychá. Nejdelší období bez vody se u všech sledovaných let vyskytuje v zimním období. Tento fakt koresponduje s nízkými zimními srážkovými úhrny a také se zápornými teplotami vzduchu, které znemožňují přítok vody z povodí. Pokud se delší období nevyskytují srážky, hladina jezera rychle klesá a jezero tak často vysychá (i když jen v řádech několika dní) také v průběhu roku, a to i v letních měsících, kdy je pro většinu tatranských jezer typická maximální úroveň hladiny. Tyto případy vyschnutí jsou způsobeny poškozenou hrází, která nedokáže účinně zadržovat vodu v jezeře po delší časový úsek. Je třeba dodat, že hladinoměr snímající výšku hladiny není umístěn v nejhlubším místě jezera, ale stejně jako u Hincových

Ok v blízkosti polygonů strukturních půd, a to v hloubce přibližně 2 m. Maximální hloubka jezera byla naměřena 3,85 m, tudíž v případě, kdy hladinoměř ukazoval nulové hodnoty, jezero zcela vyschlé být nemuselo. V případě dlouhodobějšího vyschnutí je však velmi pravděpodobné, vzhledem k propustnému morénovému materiálu, který tvoří také dno, že jezero vysychalo celé. Tab. 8.3 udává přehled období, kdy hladinoměř vykazoval nulové hodnoty. Je evidentní, že pánev jezera je bez vody velkou část roku, v roce 2012 a 2013 dokonce více než půl roku.

*Tab. 8.3 – Skalnaté pleso – období s nulovými hodnotami na hladinoměru, (pozn.:\* - leden až září)*

<b>ROK</b>	<b>2011</b>	<b>2012</b>	<b>2013</b>	<b>2014*</b>
	1. 1. - 5. 4.	1. 1. - 1. 3.	1. 1. - 19. 4.	1. 1. - 13. 3.
	15. 4. - 21. 4.	5. 3. - 11. 3.	23. 7. - 9. 8.	17. 4. - 22. 4.
	13. 8. - 16. 8.	13. 3. - 29. 3.	18. 8. - 3. 9.	4. 9. - 8. 9.
	21. 8. - 23. 8.	1. 4. - 27. 4.	10. 9. - 12. 9.	19. 9. - 23. 9.
	1. 9. - 10. 9.	16. 8. - 28. 8.	6. 10. - 21. 10.	-
	14. 9. - 11. 10.	1. 9. - 3. 10.	28. 10. - 4. 11.	-
	25. 10. - 28. 10.	23. 10. - 27. 10.	18. 11. - 31. 12.	-
	5. 11. - 31. 12.	18. 11. - 31. 12.	-	-
<b>CELKEM DNÍ</b>	<b>110</b>	<b>187</b>	<b>193</b>	<b>85</b>

Maximální úroveň hladiny byla v letech 2011, 2012 a 2014 zaznamenána v červnu nebo červenci (Tab. 8.3), což je typické pro tatranská jezera. V roce 2013 hladina kulminovala až 24. 9. (Tab. 8.3). I v letním období však hladina dosahovala velmi vysokých hodnot, např.: 25. 6. 2013 1,36 m. Všechny výrazné vzestupy výšky hladiny byly vždy spojeny s intenzivní srážkovou událostí (Příloha 8, Příloha 9). Vzhledem k častému a výraznému kolísání hladiny jezera je jeho celková rozkolísanost poměrně vysoká, největší roční rozkolísanost doložená měřením byla v roce 2011 a to 1,46 m (Tab. 8.4). Navíc vzhledem k úplnému vysychání jezera můžeme předpokládat roční rozkolísanost 3,85 m (nejhlubší místo jezera). Jelikož přirozená hráz jezera byla antropogenně poškozena, jezero vykazuje některé odlišnosti (vyschnutí v letním období) od hydrologického režimu běžného pro

většinu tatranských jezer. Vzhledem k dlouhodobému zimnímu období bez vody a vysokým letním stavům hladiny závislých na srážkových úhrnech se můžeme však domnívat, že v případě nepoškození hráze by byl hydrologický režim Skalnatého plesa obdobný jako u jiných tatranských jezer.

*Tab. 8.4 - Minimální a maximální dosažená úroveň hladiny a celková rozkolísanost Skalnatého plesa v jednotlivých letech sledovaného období*

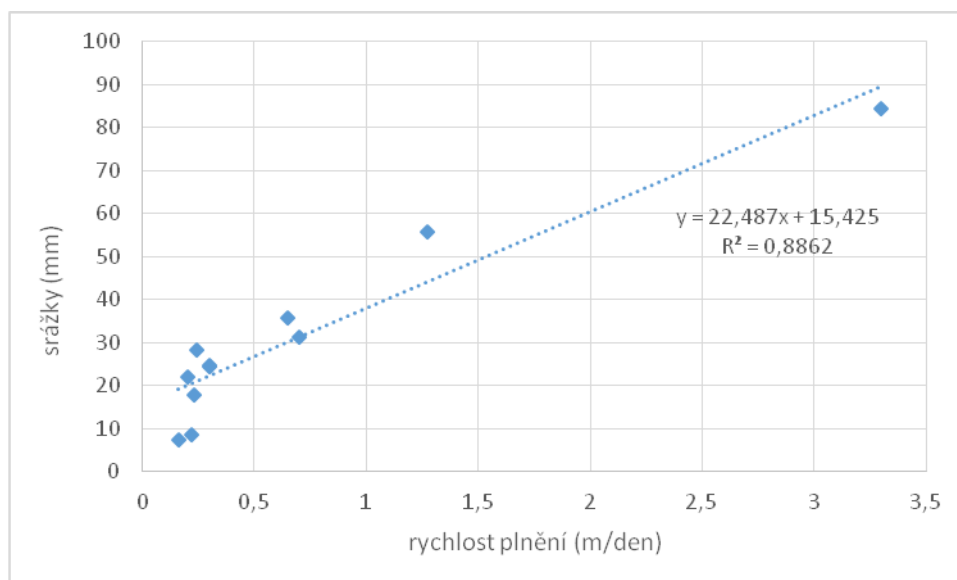
Rok	Minimální úroveň		Maximální úroveň		Rozkolísanost (m)
	datum	výška hladiny (m)	datum	výška hladiny (m)	
<b>2011</b>	-	0,0	30. 6.	1,46	1,46
<b>2012</b>	-	0,0	5. 6.	1,37	1,37
<b>2013</b>	-	0,0	24. 9.	1,41	1,41
<b>2014</b>	-	0,0	12. 7.	1,40	1,40

Hladina Skalnatého plesa reagovala na srážkovou událost vždy velmi rychle a výrazně. Jelikož ze srážkových dat není možné přesně určit začátek a konec deště, není možné přesně určit dobu od srážkové události do kulminace hladiny. Vždy ale hladina kulminovala do 24 hodin po srážkové události, jako například 11. 7. 2014, kdy denní úhrn srážek byl 45 mm a 12. 7. 2014 v 6:28 byla dosažena nejvyšší úroveň hladiny jezera v daném roce, hladina se na kulminační úrovni držela 3 hodiny, po té začala klesat.

Z Přílohy 8 a Přílohy 9 jsou zřetelné velmi rychlé reakce hladiny na srážky, což koresponduje s propustnými a kamenitými půdami (Obr. 4.19, Obr. 4.20) a velkou sklonitostí povodí jezera, kde se vyskytují i svahy se sklonem nad 50° (Obr. 4.17). Ve sledovaném období hladina po srážkové události stoupala velmi vysokou rychlostí. V případě rychlých a silných srážkových událostí byl vzestup hladiny tak rychlý, že v jednom z extrémních případů (10. 8. 2013), kdy předchozí den během srážkové události napadlo 84,4 mm srážek, hladina stoupla o 1,37 m během 10 hodin. Po přepočtu by tento rychlý nástup odpovídal rychlosti vzestupu 3,3 m/den (0,14 m/hod). Takové rychlosti vzestupu jsou však spojeny jen s opravdu velkými srážkovými úhrny a udrží se v tak vysokých hodnotách jen pár hodin. Přesto hladina jezera stoupá velmi rychle od 0,14 do 3,3 m/den v závislosti na množství spadlých srážkových úhrnů. Tato vlastnost jezera opět odkazuje na velkou sklonitost povodí,

jež dokáže velké množství srážkové vody rychle přesunout do jezerní pánve. Závislost rychlosti plnění jezerní pánve na množství spadlých srážek je ukázána na grafu na Obr. 8.7. Jednotlivé body v grafu odpovídají rychlosti vzestupu hladiny po vybrané konkrétní srážkové události. Tyto údaje jsou proloženy lineární spojnicí trendu (čím vyšší srážky, tím vyšší rychlost plnění), jejíž hodnota spolehlivosti R udává, že téměř 89 % vstupních dat bylo prokázáno jako lineárně závislých.

Jezero je hrazeno umělou hrází s propustmi (Obr. 4.26). Voda nejnižším místem hráze začala odtékat při hladině 1 m. V tomto okamžiku se vyvinul povrchový odtok, kdy hladina opět strmě klesala a to rychlostí 0,15 – 0,25 m/den. V době, kdy povrchový odtok vyvinutý není a voda odtéká jen podzemními cestami, je rychlost klesání hladiny po srážkové události menší, a to 0,09 – 0,15 m/den.



Obr. 8.7 – Skalnaté pleso – závislost rychlosti plnění jezerní pánve na množství spadlých srážek

## IV. DISKUZE

Hlavním cílem práce bylo podání uceleného a podrobného přehledu o hydrologickém režimu a morfologických vlastnostech Skalnatého plesa a Hincových Ok, jež by posloužil pro další výzkum především výzkumnému týmu geomorfologie Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze.

### ▪ Batymetrické mapy

Jedním z dílčích cílů předkládané práce bylo vlastní batymetrické zmapování Skalnatého plesa a Hincových Ok. Pro interpolaci naměřených dat byla vybrána metoda přirozeného souseda (*Natural Neighbor*), jež je metodou obecnou aplikovatelnou na data různé povahy. Její využití je však nejefektivnější pokud jsou vstupní data rozmístěna pravidelně (Křikavová 2009). Na vhodnosti použití metody přirozeného souseda při tvorbě batymetrických map za podmínky pravidelnosti vstupních dat se shoduje i Kučera (2014). Tato podmínka byla v případě Hincových Ok a Skalnatého plesa z velké části dodržena (Obr. 5.1, Obr. 4.3).

Pro interpolaci bodových dat však existuje velké množství interpolačních metod vhodných pro různá data. Nejpřesnější způsob, jak se ujistit, zda výběr interpolační funkce byl správný je použití křížové validace (*Cross Validation*) (Křikavová, 2009), jejíž princip je popsán v kapitole 4.1 *Batymetrické mapy*. Křížová validace je však poměrně dlouhodobý výpočetní proces. Dle Kučery (2014) při tvorbě batymetrických map lze však výběr interpolační metody hodnotit i subjektivně z výsledných rastrů. Sledované lokality mají mělkou jezerní pánev a opakovaně vysychají, jejich dna jsou často obnažená a tak tvar jejich pánve je dobře odhadnutelný. Proto rastry vytvořené vícero interpolačními metodami (*Natural Neighbor*, *IDW*, *Kriging*) byly porovnány pouze subjektivně na základě znalosti terénu a porovnáním naměřených hodnot. Metoda *IDW* vytvářela, pro ní typické, koncentrické izolonie (tzv. *bull eyes*) kolem vstupních dat, tato metoda byla tedy nepoužitelná. Její aplikaci při tvorbě batymetrických map nedoporučuje ani Kučera (2014). Použití metody *Kriging* se na první pohled zdálo velmi vhodné, po bližším prozkoumání rastrů však bylo zjištěno, že rastry nenesou maximální naměřené hodnoty. Maximální hloubka těchto rastrů byla menší než převýšení nejvýše a nejniže položeného bodu

vstupních dat, jezera byla tedy „mělčí“, čímž také došlo ke zmenšení jeho objemu. Rastr vytvořený metodou nejbližšího souseda obsahoval maximální i minimální naměřené hodnoty a tvar jezerní pánve odpovídal skutečnosti, pro vytvoření batymetrických dat byla tedy vybrána tato metoda. Je však možné že po aplikaci křížové validace, by byla použita jiná metoda interpolace a výsledné hodnoty (maximální hloubka, objem apod.) by se do jisté míry lišily.

### ▪ **Morfometrické analýzy jezerních pánví**

Na základě provedeného měření jezer byly stanoveny morfometrické parametry (objem, plocha, obvod, maximální hloubka) všech jezerních pánví (Tab. 6.1, Tab. 7.1). Tab. 7.2 porovnává nově naměřené údaje Skalnatého plesa s údaji naměřenými na začátku 60. let Gregorem a Paclm (Gregor, Pacl, 2005). U všech hodnocených parametrů, kromě maximální hloubky, vykazují nová měření vyšší hodnoty. Příčinou těchto rozdílů je pravděpodobně použití jiných metod a přístrojů ale také nepřesnosti vzniklé při měření, například nezaznamenání skutečné maximální hloubky nebo malá hustota měrných bodů.

Obr. 6.3, 6.4, 6.5, 7.3 a 7.4 ukazují podélné a příčné terénní profily sledovaných lokalit. Z obrázků je patrný rozdíl tvaru jezerních pánví Hincových Ok a Skalnatého plesa. Pánve Hincových Ok jsou nepravidelné a velmi členité, zatímco tvar Skalnaté plesa je poměrně pravidelný z nejhlubším místem uprostřed jezera, odkud se dno zvolna zvedá do stran. Tyto odlišnosti ve tvaru jezerní pánve jsou způsobeny odlišným genetickým typem jezera. Obě jezera jsou morénová, avšak Hincové Oká bychom mohli nazvat jako jezera zahlobená, jejichž pánve vznikaly sesedáním morénového materiálu po ústupu ledovce. Zatímco Skalnaté pleso je typické jezero hrazené morénou s typickým málo členitým dnem. Dle (Pacl, 1973) mají morénová okrouhlý tvar s málo vyvinutou a nepříliš dlouhou břehovou čarou, což jezera Hincových Ok i Skalnatého plesa splňují.

### ▪ **Hydrologický režim a kolísání hladiny**

K posouzení hydrologického režimu jezera J2 byla použita srážková data měřená na meteorologické observatoři Skalnaté pleso vzdálené vzdušnou čarou 13 km od

Hincových Ok. Vzdálenost obou lokalit není velká, přesto skutečné srážkové úhrny se v různých částech členitého horského prostředí mohou zcela jistě lišit. Srážkové úhrny byly proto brány jako směrodatné pouze z pohledu doby jejich výskytu. Po vizualizaci ročního chodu hladiny jezera J2 (Hincové Oká) a srážkových úhrnů měřených na Skalnatém plesu byla objevena téměř ve všech případech těsná závislost mezi srážkovou událostí a reakcí hladiny jezera. Největším úskalím takového použití dat je výskyt bouřek letním období, které se mohou vyskytovat pouze lokálně v jedné dolině. K takovému případu pravděpodobně došlo 9. 8. 2013, kdy na Skalnatém plesu byl naměřen denní úhrn srážek 84,4 mm, hladina jezera J2 nevykázala žádnou výraznou změnu, zatímco hladina Skalnatého plesa zaznamenala nárůst hladiny o 1,34 m za 10 h. Takto mimořádné lokální srážkové události tedy nebyly v případě jezera J2 (Hincové Oká) brány v úvahu.

Dle Pacla (1973), Pacla (1963) a Turka (2002) je hydrologický režim tatranských jezer řízen srážkovými úhrny. Nejvyšších vodních stavů dosahují jezera v období maximálních srážkových úhrnů, tedy v červnu a červenci, naopak nejnižší vodní stavy jsou běžné pro období od prosince do dubna, kdy nejen že srážkové úhrny jsou velmi nízké, ale především přítok srážkové vody z povodí je díky teplotám pod bodem mrazu znemožněn. U sledovaných lokalit pozorujeme podobné rysy jen z části.

V případě Hincových Ok byla nalezena odlišnost v období roční kulminace hladiny. Ve všech letech sledovaného období byl roční maximální vodní stav zaznamenán již v jarním období (2011, 2012, 2013 – duben; 2014 – květen). Vždy se jednalo o krátkodobý, ale výrazný vzestup hladiny. Jelikož téměř čtvrtina povodí je orientována jižním směrem, tání sněhu je při vhodných podmínkách velmi rychlé a na vodním stavu jezera se výrazně projevuje. Zde se tedy ukazuje, že tavná voda ze sněhu je v případě Hincových Ok na tolik významným zdrojem vodnosti, který dokáže posunout roční kulminaci hladiny do jarních měsíců, což pro většinu tatranských jezer není obvyklé. Opačný charakter výšky hladiny Ľadového plesa, Starolesnianského plesa a jezera Długi Staw Gąsienicowy pro měsíc duben zaznamenal Turek (2002) a to sice nejnižší vodní stav celého roku. Příčinou takto odlišného dubnového kolísání hladiny může být orientace povodí jednotlivých jezer, ta však nebyla Turkem (2002) zpracována. Jelikož ale Ľadové a Starolesnianské pleso se nachází v horních partiích Velké Studené doliny orientované převážně na jihovýchod a Długi Staw Gąsienicowy se nachází na severních svazích Vysokých Tater (Google Maps, 2015), je velmi pravděpodobné, že v takto orientovaných povodích dochází k tání sněhu

později než v povodích orientovaných na jih a jihozápad, kde v dubnu mohou hladiny dosahovat svých ročních maximálních hodnot.

Stejně jako jezero J2 (Hincové Oká) i Skalnaté pleso vykazuje odlišnosti od hydrologického režimu tatranských jezer. Výraznou odlišností je krátkodobé vysychání během léta, které je způsobeno několikadenním obdobím beze srážek. Toto vysychání se tak v daném roce může i opakovat. Tato odlišnost je však způsobena antropogenním poškozením morénové hráze jezera, která nedokáže po delší časový úsek akumulovat vodu do dní bez srážkových úhrnů. Pokud tedy nastane delší období beze srážek, jezero může celé vyschnout. Přihlédneme-li však k ostatním znakům režimu kolísání vodní hladiny, je evidentní, že jezero kolísá v závislosti na srážkových úhrnech, nejvyšší vodní stavy se objevují v letních měsících a dlouhodobé období bez vody je typické pro zimní měsíce. Tající sníh se na stavu hladinoměru také odráží, ale ne tak výrazně jako v případě Hincových Ok. Můžeme se tedy domnívat, že v případě nepoškození hráze jezera by Skalnaté pleso vykazovalo hydrologický režim běžný pro většinu tatranských jezer.

Rychlost reakce vodní hladiny srážkovou událost je u obou lokalit rychlá, vždy do 24 h. V případě Skalnatého plesa je však reakce o mnoho výraznější, hladina stoupá velmi rychle, rychle dosáhne svého maxima a opět klesá. Rychlost vzestupu hladiny jezera J2 (Hincové Oká) následovaná po srážkách rozhodně není tak vysoká jako v případě Skalnatého plesa. Zde se zřetelně projevuje velikost a sklon povodí. Povodí Skalnatého plesa (1 308 712 m<sup>2</sup>) je vzhledem k velikosti jezera (12 400 m<sup>2</sup>) velmi rozsáhlé. V případě, že na povodí spadne velký úhrn srážek, do jezera přitéká velké množství vody, které v souvislosti s vysokým sklonem povodí (průměrný sklon 36,58°) a více než polovinou povodí krytou skalním povrchem (58,21 % plochy povodí) přitéká vysokou rychlostí, na což reaguje hladina rychlým vzestupem. Povodí jezera J2 je malé (40 050 m<sup>2</sup>) se sklonem menším než 10° a jeho povodí je celé kryto travnatým porostem. Množství přitékající srážkové vody tedy v poměru k velikosti jezera (5 893 m<sup>2</sup>) nebude velké, nízký sklon povodí a částečný však vody vegetací nezajistí rychlý přítok vody jako u Skalnatého plesa. Vlivu krajinného pokryvu na rychlost kulminace hladiny po srážkové události si všímá také Turek (2002) a Ljunggren (2002). Hladina Ladového plesa, jehož povodí je ze 45 % kryto sutí, kulminuje po 6 – 8 dnech od srážkové události (Ljunggren, 2002). Zatímco hladina Nižného Terianského plesa, v jehož povodí převažuje skalní povrch, kulminuje po srážkových úhrnech rychle a vysoké vodní stavy v jezeře se udržují jen pár hodin (Turek, 2002). Projevuje se zde tedy stejný trend jako u Skalnatého plesa, kde souvislý

skalní povrch umocňuje rychlost odtoku vody v povodí. Podobná situace platí i pro tatranská jezera nacházející se pod horní hranicí lesa. Vysoká retence povodí Štrbského plesa způsobuje jeho opožděnou kulminaci oproti srážkovým úhrnům. Ze sledovaného desetiletého období dokonce vyplývá, že hladina Štrbského plesa dlouhodobě kulminuje až o měsíc později, než je dlouhodobé srážkové maximum (Pacl, 1963).

Pacl (1973) i Porubský (1991) uvádějí roční rozkolísanost hladiny jezer hrazených morénou přibližně 1 m. Hincové Oká v průměru tuto hodnotu potvrzují, nejmenší rozkolísanost byla v roce 2011 (0,76 m) největší v roce 2014 (1,21 m). Roční rozkolísanost Skalnatého plesa je vyšší (v roce 2011 až 1,46 m). Důvodem je zcela jistě antropogenní narušení těsnosti hráze, díky kterému jezero často celé vysychá. Dle Pacla (1973) nejvíce kolísá hladina malých a bezodtokových jezer a nejméně hladina jezer hlubokých a objemných. Toto potvrzuje i Turek (2002) na jezeře Długi Staw Gąsienicowy (jezero bez povrchového odtoku), jehož hladina ve sledovaném období 2000/2001 kolísala v rozsahu 5 m. Zatímco hladina Štrbského plesa z dlouhodobého hlediska ročně kolísá v rozsahu 0,21 m (Pacl, 1963).

Hydrologický režim obou sledovaných lokalit je tedy z velké části totožný s hydrologickým režimem typickým pro tatranská jezera, objevují se zde však zajímavé odlišnosti.

Při porovnání tatranských jezer s jinými vysokohorskými jezery, nalezneme mnoho odlišností v jejich hydrologickém režimu i hlavní zdrojnicí vody. Hydrologický režim šumavských jezer je závislý na množství protékající vody (průtočná jezera) a na výšce sněhové pokrývky a jejím následném tání v jarních měsících. Množství protékající vody je zcela jistě řízeno srážkovými úhrny a také výparem, jelikož se jezera nacházejí v relativně nízkých nadmořských výškách. Díky tající sněhové pokrývce se maximální vodní stavy šumavských jezer vyskytují převážně v dubnu (Šobr, 1999; Kocum, 2004; Zbořil, Janský, 2003). Což v našem případě odpovídá situaci na jezeře J2 (Hincové Oká). Tající sněhová pokrývka se však výrazně projevuje na stavu všech tatranských jezer, i když ve většině případů přibližně o měsíc později a nezpůsobuje jejich roční maxima. Minimální vodní stavy se u šumavských jezer objevují v období červenec – září (Šobr, 1999; Kocum, 2004; Zbořil, Janský, 2003), tedy v opačné části roku než je typické pro tatranská jezera.

V porovnání tatranských jezer z jezery s ledovcovým hydrologickým režimem nacházíme zajímavé shody v období výskytu maximálních (léto) a minimálních vodních stavů (zima)

(Beitlerová, 2010; Falátková, 2014). Velké rozdíly se však objevují v jednotlivých prvcích hydrologické bilance. Zatímco u tatranských jezer můžeme povrchový přítok téměř zanedbat a naopak srážky uvažovat jako nejvýznamnější zdroj vodnosti (Pacl, 1973), u jezer s ledovcovým hydrologickým režimem je to opačně, povrchový přítok je hlavním zdrojem vodnosti a srážky a výpar jsou zanedbatelné (Hood, Hayashi, Roy, 2007). Shodu nacházíme, stejně jako u šumavských jezer, jen v jarním období, kdy se hlavním zdrojem vodnosti stává voda z tající sněhové pokrývky.

## V. ZÁVĚR

Vytvoření batymetrických map, morfologická analýza jezerních pánví a podrobný rozbor hydrologického režimu sledovaných lokalit, jakožto cíle této práce, byly splněny. Hlavní poznatky vyplývající z práce lze shrnout takto:

- Použití metody přirozeného souseda pro interpolaci bodových dat reprezentujících tvar jezerních pánví sledovaných lokalit se při daném charakteru dat jevílo jako nejvhodnější
- Jedním z výsledků předkládané práce jsou batymetrické mapy Hincových Ok, jejichž batymetrie až do této doby nebyla podrobně zmapována
- Stejně tak práce přináší přehled hlavních morfometrických hodnot jejich jezerních pánví, které dosud nebyly známy
- Batymetrické zmapování Skalnatého plesa bylo provedeno po 50 letech
- Hydrologický režim sledovaných lokalit vykazuje jisté odlišnosti od hydrologického režimu většiny tatranských jezer, který je řízený srážkovými úhrny, nejvyšších vodních stavů jezera dosahují v letních měsících, nejnižších v zimních měsících

### **Jezero J2 (Hincové Oká)**

- Kulminace hladiny jezera je posunuta do jarního období. Příčinou tohoto výrazného jarního vzestupu hladiny je tavná voda ze sněhové pokrývky, jejíž tání je v jarních měsících zintenzivněno orientací povodí, kde přibližně 23 % plochy je orientováno jižním směrem
- Hlavním řídicím faktorem kolísání hladiny a zdrojem vodnosti však zůstávají srážkové úhrny – vysoké vodní stavy v průběhu léta jsou déletrvající než jarní maxima
- Kulminace hladiny jezera po srážkové události se ve sledovaném období objevila do 24 hodin
- Ve sledovaném období hladina stoupala většinou rychlostí 0,08 m/den – 0,1 m/den
- Při vysokém vodním stavu dochází k vyvinutí povrchového odtoku. Ve sledovaném období hladina v takovém případě klesala rychlostí 0,04 m/den
- Při nižších vodních stavech, kdy voda z jezera odtékala pouze podzemními cestami, hladina klesala pomaleji, a to rychlostí 0,014 – 0,02 m/den

- Roční rozkolísanost hladiny jezera odpovídá běžné roční rozkolísanosti hladiny většiny tatranských jezer

### **Skalnaté pleso**

- Skalnaté pleso v případě několikadenního období bez srážek často vysychá i během léta, tedy v době kdy srážkové úhrny dosahují maximálních hodnot. Toto vysychání je však způsobené antropogenně poškozenou hrází, která nedokáže v období bez srážek zadržovat vodu po delší časový úsek.
- Kulminace hladiny po srážkové události se ve sledovaném období objevila vždy do 24 hodin, stejně jako v případě jezera J2 (Hincové Oká). Rychlost vzestupu hladiny však byla o mnoho vyšší, v extrémních případech až 0,14 m/hod. Ve většině případů však stoupala rychlostí 0,14 – 0,4 m/den v závislosti na množství srážkových úhrnů. Tento rychlý přítok vody je způsoben velkou sklonitostí povodí, kde se vyskytují svahy se sklonem nad 50° a nepropustným skalním povrchem, který se nachází na více než polovině plochy povodí
- V případě vysokého vodního stavu také dochází k vytvoření povrchového odtoku, kdy hladina klesá rychlostí 0,15 až 0,25 m/den
- V případě podzemního odtoku hladina klesá pomaleji (0,09 – 0,15 m/den)
- Úplným vysycháním jezera je způsobena větší roční rozkolísanost hladiny, než je obecně typická pro morénová jezera Vysokých Tater. Maximální rozkolísanost hladiny doložená údaji z hladinoměru byla ve sledovaném období v roce 2011 (1,46 m)
- Zpracování hladinových dat a zhodnocení hydrologického režimu sledovaných lokalit může posloužit pro vlastní práci výzkumného týmu geomorfologie Katedry Fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze, který se ve sledovaných lokalitách zabývá výzkumem strukturních půd

## SEZNAM ZDROJŮ

BEITLEROVÁ, H. (2010): Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygene (Ťan - Šan, Kyrgyzstán). Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Praha, 74 s.

ČERBA, O. (2009): Úvod do kartografie. [online] Slidy z přednášek TKa. Fakulta aplikovaných věd, Západočeská univerzita v Plzni, Plzeň 2011. [cit. 2015-04-04 Dostupné z URL: <[http://www.gis.zcu.cz/studium/tka/Slides/uvod\\_do\\_kartografie.pdf](http://www.gis.zcu.cz/studium/tka/Slides/uvod_do_kartografie.pdf)>

ČERVENÝ, J. (1984): Podnebí a vodní režim ČSSR. SZN, Praha, 414 s.

DE WALLE, D.R., RANGO, A. (2008): Principles of snow hydrology. New York (USA): Cambridge University Press. 1. vyd., 403 s.

DUB, O. (1956): Hydrológia Tatranského národného parku. In *Príroda Tatranského národného parku*. HIRŠ, Milan. 1. vyd. Martin, 1956. s. 110-124.

FALÁTKOVÁ, K. (2014): Glaciální jezera v Kyrgyzstánu ohrožená průvalem (případová studie: ledovcový komplex Adygene). Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha, 114 s.

GOREK, A., KAHAN, Š. (1973): *Prehľadná odkrytá geologická mapa Tatier*. 1:100 000. In: STRNKA, M., MARČEK, A.: *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Správa Tatranského národného parku, Tatranská Lomnica, príloha.

GREGOR, V., PACL, J. (2005): Hydrológia tatranských jazier. *Acta hydrologica Slovaca*, roč. 6, č. 1, s. 161-187.

HOOD, J. L., M. HAYASHI a J. W. ROY (2007): 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 changes and meltwater discharge. International Association of Hydrological Sciences, s. 39-48.

HUTCHINSON, G. E. (1957): A treatise on limnology. Geography, Physics and Chemistry, Vol. 1, Wiley, New York, 1015 s.

CHOMICZ, K., ŠAMAJ, F. (1974): Zrážkové pomery. In: KONČEK, M.: *Klíma Tatier*. Veda, Bratislava, s. 443-536.

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

KALVODA, J. (1974): *Geomorfologický vývoj hřebenové části Vysokých Tater*. Academia, Praha, 65 s.

KLIMASZEWSKI, M. (1988): *Rzeźba Tatr Polskich*. Państwowe wydawnictwo geologiczne, Warszawa.

KOCUM, J. (2004): Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v českém povodí Řezné. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.

KONČEK, M. a kol. (1973): Klimatické pomery Tatier. In: STRNKA, M., MARČEK, A.: *Sborník prác o Tatranskom národnom parku*. Správa Tatranského národného parku, Tatranská Lomnica, s. 239-324. 15.

KOREŇ, M., SKIBA, S., KUKLA, J. (2010): Pedologie. In: BALÁŽ, E.: *Tatry: príroda*. Baset, Praha, s. 265 - 277.

KRÁL, P. (2006): Nové poznatky o vzniku Štrbského plesa. *Tatry*, č. 2.

KRTIČKA, L. 2007. Úvod do kartografie I. [online]. 1. vyd. Ostrava: Ostravská univerzita, 2007. [cit. 2015-04-04] 87 s. Dostupné z URL: <[http://www1.osu.cz/~krticka/Krticka\\_DiV\\_Kartografie.pdf](http://www1.osu.cz/~krticka/Krticka_DiV_Kartografie.pdf)>.

KUČERA, M. (2014): Kartografické a geoinformatické zhodnocení současných batymetrických map. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha, 71 s.

LAUKO, V. (2003): *Fyzická geografia Slovenskej republiky*. Mapa Slovakia, Škola, Bratislava, 106 s.

Levelogger Solinst (2010): *User Guide - Software Version 3.4.0*. Georgetown, Ontario. 74 s.

LINKEŠ, V. (1981): Geografia pôd Vysokých Tatier a ich predpolia. *Geografický časopis*, roč. 33, č. 1, s. 32-48.

LJUNGGREN, E. (2002): Water balance estimates and modelling hydrological processes in a small Alpine catchment: the High Tatra Mountains, Slovakia. MSc. Thesis. Czech Technical University in Prague, Faculty of Civil Engineering, Prague.

LUKNIŠ, M. (1959): Problémy Štrbského plesa a jeho ochrany. *Geografický časopis*, č. 11, s. 241-253.

LUKNIŠ, M. (1973): Reliéf Tatranského národného parku. In: STRNKA, M., MARČEK, A.: *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Správa Tatranského národného parku, Tatranská Lomnica, s. 89-142.

LUKNIŠ, M. (1973): *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Slovenská akadémia ved, Bratislava, 375 s.

NEMČOK, J. (1994): Horninové podložie. In: VOLOŠČUK, I.: *Tatranský národný park*. Gradus, Martin, s. 14-24.

NIEDŹWIEDŹ, T. (1992): Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research and Development*. 1992, Vol. 12, No. 2, s. 131-146.

PACL, J. (1963): Vodná bilancia Štrbského plesa. *Meteorologické zprávy*, roč. 16, č. 5, s. 123-129.

PACL, J. (1973): Hydrológia Tatranského národného parku. In: STRNKA, M., MARČEK, A.: *Zborník prác o tatranskom národnom parku*. Správa Tatranského národného parku, Tatranská Lomnica, s. 181-238.

PACL, J. (1994): Vodstvo. In: VOLOŠČUK, I.: *Tatranský národný park*. Gradus, Martin, s. 66-77.

PACL, J. (2010): Hydrologie. In: BALÁŽ, E.: *Tatry: príroda*. Baset, Praha, s. 247-254.

PACL, J. (2010): Vodstvo. In: BALÁŽ, E.: *Tatry: príroda*. Baset, Praha, s. 231-238.

PACL, J., GREGOR, V. (2010): Plesa. In: BALÁŽ, E.: *Tatry: príroda*. Baset, Praha, s. 237-246.

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

PORUBSKÝ, A. (1991): *Vodné bohatstvo Slovenska*. Veda, Bratislava, 318 s.

REICHWALDER, P. (2010): Geologie a petrologie. In: BALÁŽ, E.: *Tatry: príroda*. Baset, Praha, s. 17 - 32.

ROMAN, M. (2014): Holocénní vývoj arktických jezer. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha, 66 s.

RYBNÍČEK, K., RYBNÍČKOVÁ, E. (2006): Pollen and macroscopic analyses of sediments from two lakes in the High Tatra mountains, Slovakia. *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 15, n. 4, s. 345-356.

SANKOTOVÁ, T. (2012): Sledování ročních změn výšky hladin jezer ve Vysokých Tatrách. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha, 78 s.

SCHAFFER, J., STUMMER, F. (1930): *Atlas der Seen der Hohen Tatra*. Geographisches Institut der Deutschen Universität in Prag, Praha, 1 atlas (9 volných map. 1.).

SINGH, P., SINGH, V.P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publishers, 742 s.

ŠOBR, M. (1999): *Jezero Laka*. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.

TUREK, J. (2002): *Hydrologický režim vysokohorských jezer na území Vysokých Tater*. Magisterská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.

VAŠKOVSKÝ, I. (1977): *Kvartér Slovenska*. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 247 s.

VRÁNEK, T. (1999): *Plešné jezero*. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Praha.

ZBOŘIL, A., JANSKÝ, B. (2003): *Prášilské jezero*. In: JANSKÝ, B., ŠOBR, M. *Jezera České republiky*. Praha, Univerzita Karlova, s. 24-34.

#### Internetové zdroje:

ESRI (2014): *ArcGIS Help 10.2*. Dostupné na URL: <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.2/>

Google Maps. Citováno 26. 4. 2015. Dostupné na <https://maps.google.com>

Slovenská agentúra životného prostredia (2002): *Atlas krajiny Slovenskej republiky*. WMS vrstvy dostupné na <http://nipi.sazp.sk/ArcGIS/rest/services/atlassr>

## SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1 – Orientace svahů v povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok

Příloha 2 – Sklonitost povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok

Příloha 3 – Hincové Oká – J2 (batymetrie) – *uloženo v deskách*

Příloha 4 – Hincové Oká (batymetrie) – *uloženo v deskách*

Příloha 5 – Skalnaté pleso (batymetrie) – *uloženo v deskách*

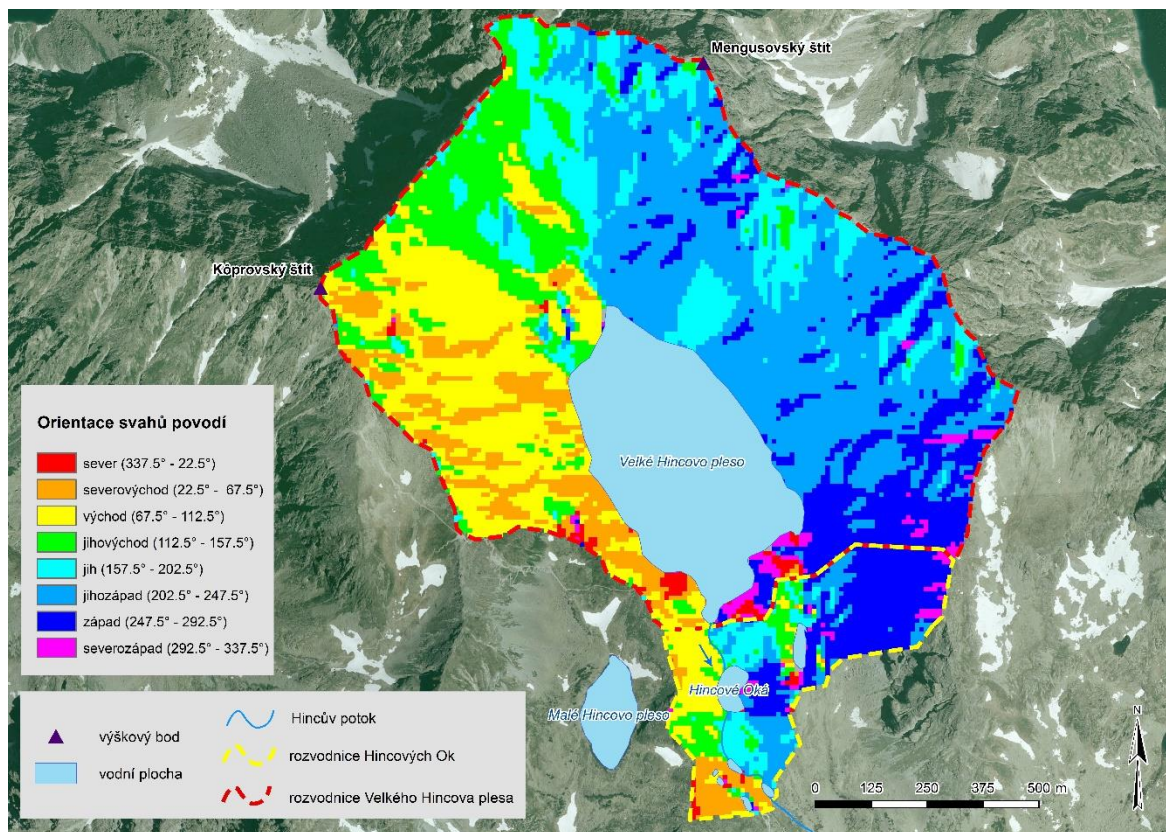
Příloha 6 – Průběh výšky hladiny jezera J2 (Hincové Oká) a srážkových úhrnů v letech 2011 a 2012

Příloha 7 – Průběh výšky hladiny jezera J2 (Hincové Oká) a srážkových úhrnů v letech 2013 a 2014

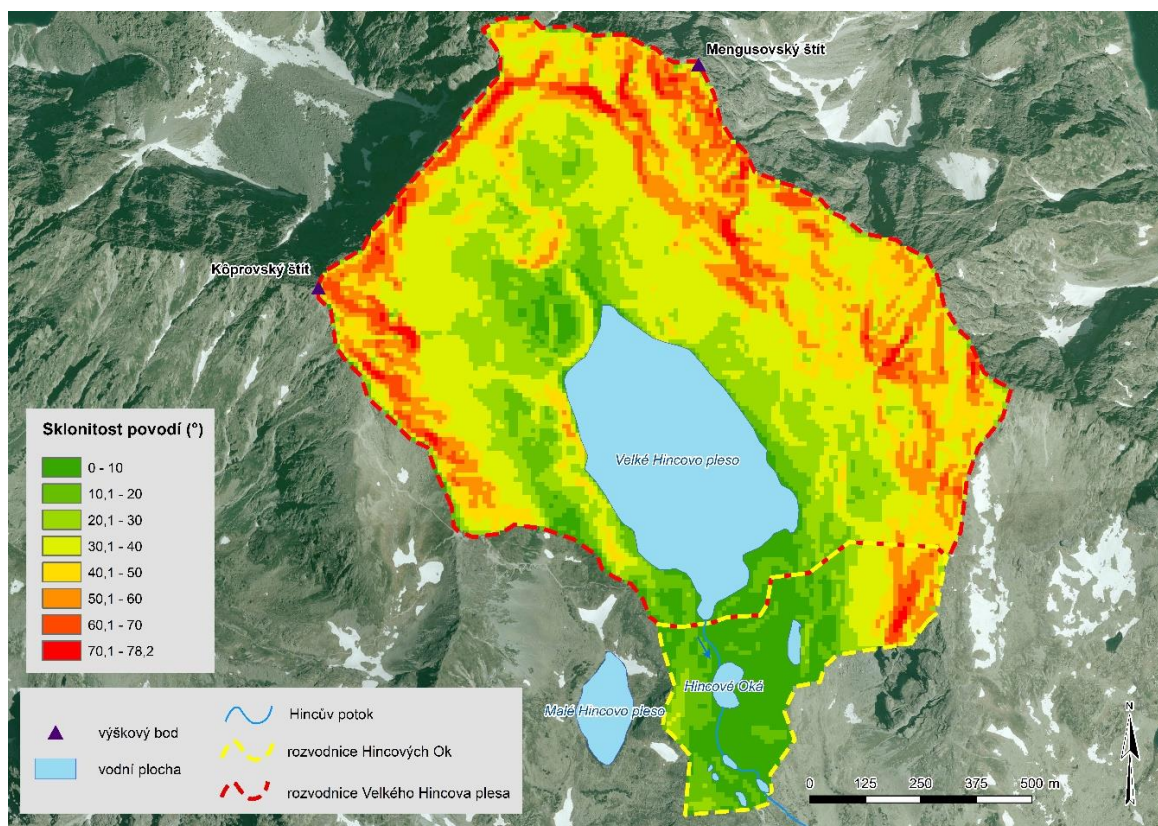
Příloha 8 – Průběh výšky hladiny Skalnatého plesa a srážkových úhrnů v letech 2011 a 2012

Příloha 9 – Průběh výšky hladiny Skalnatého plesa a srážkových úhrnů v letech 2011 a 2012

## Příloha 1 – Orientace svahů v povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok

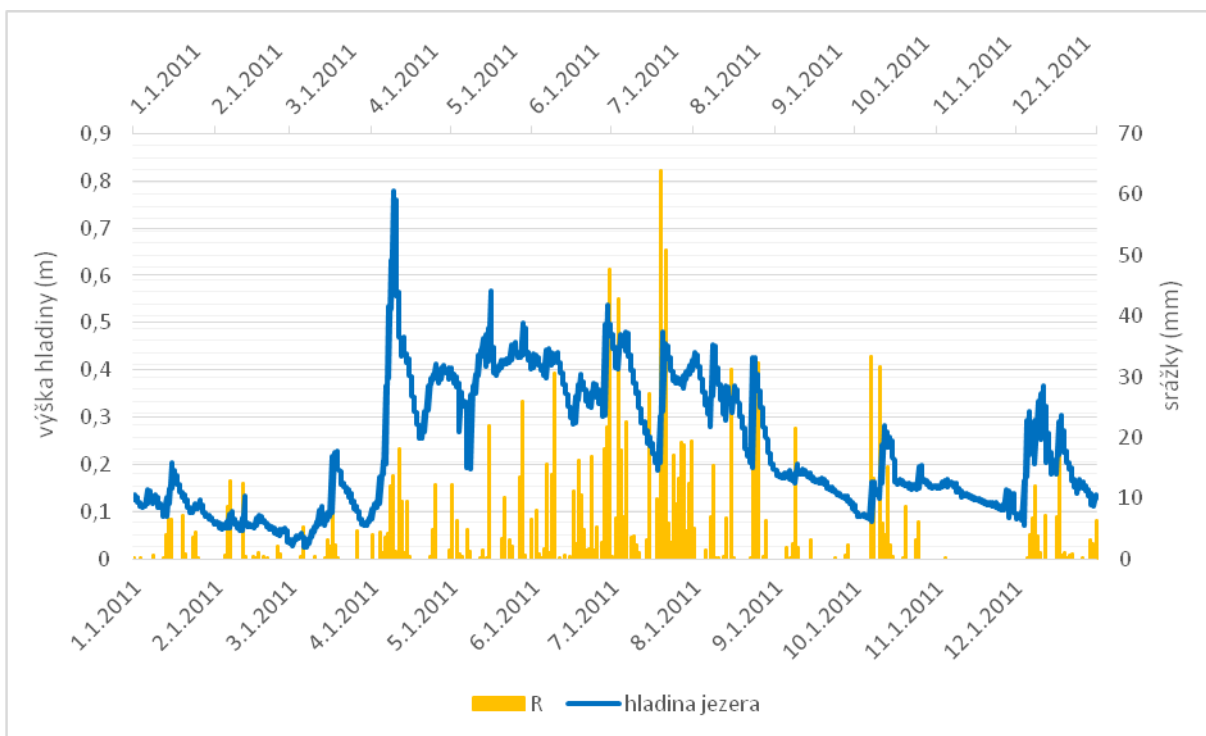


## Příloha 2 – Sklonitost povodí Velkého Hincova plesa a Hincových Ok

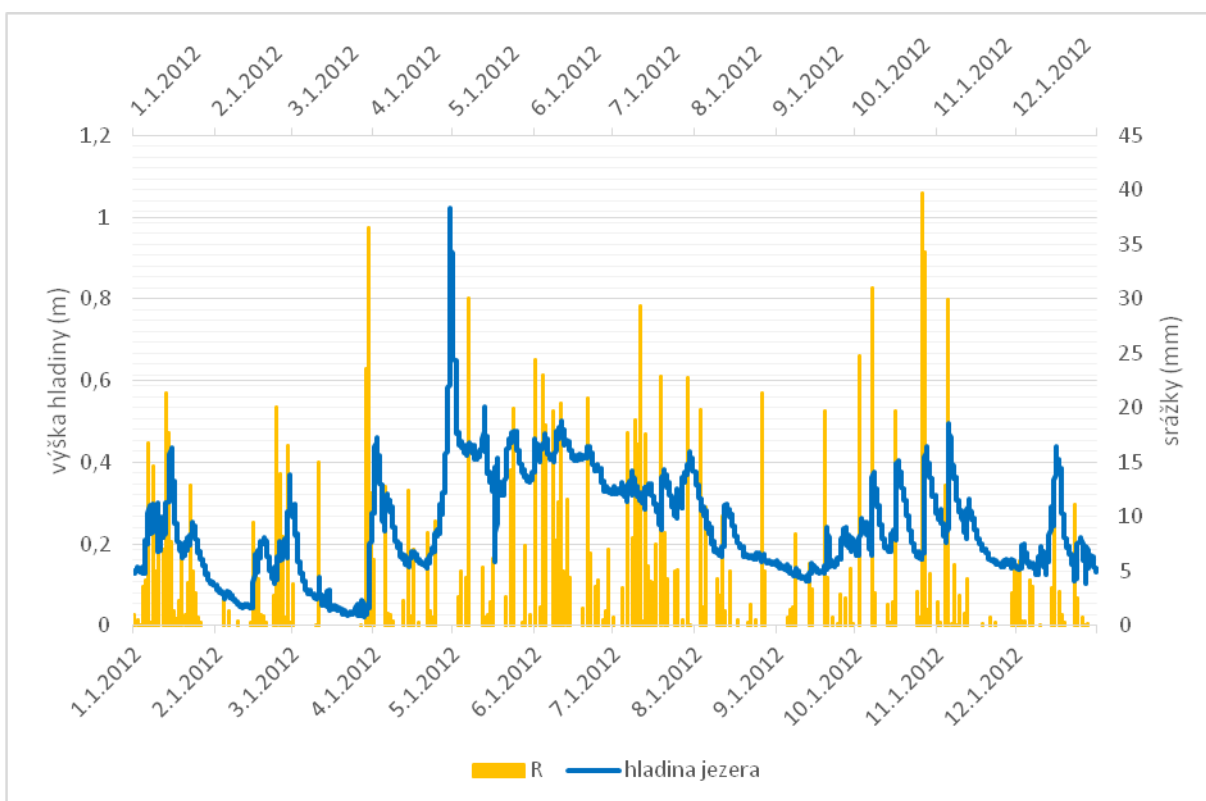


## Příloha 6 - Průběh výšky hladiny jezera J2 (Hincové Oká) a srážkových úhrnů v letech 2011 a 2012

2011

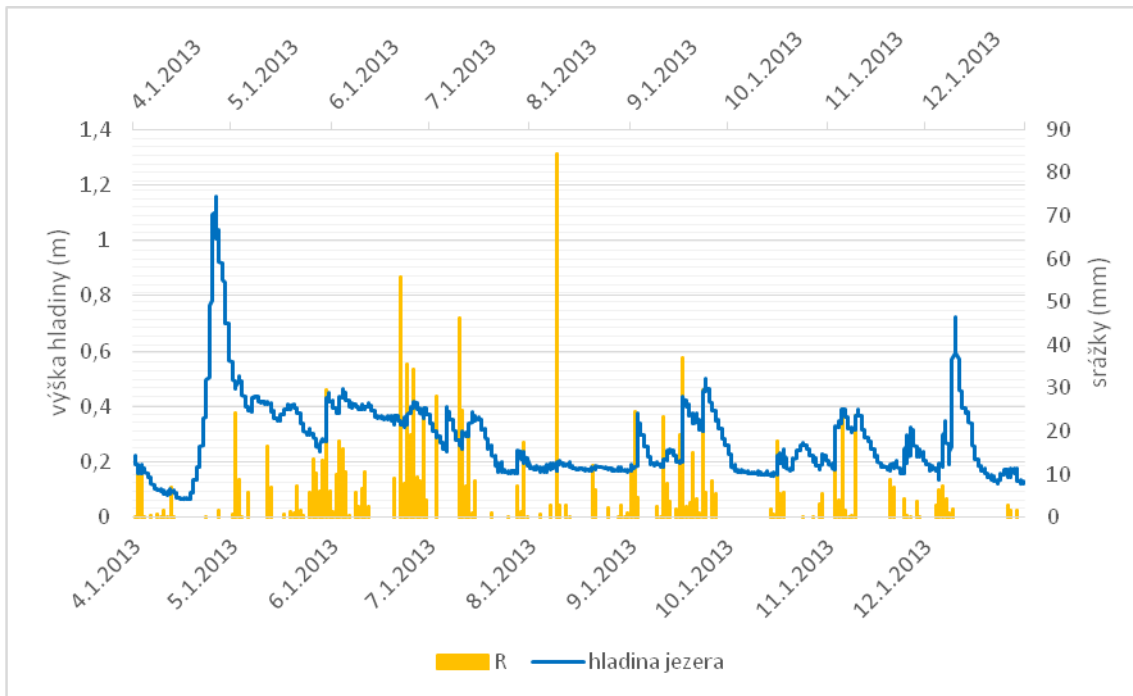


2012

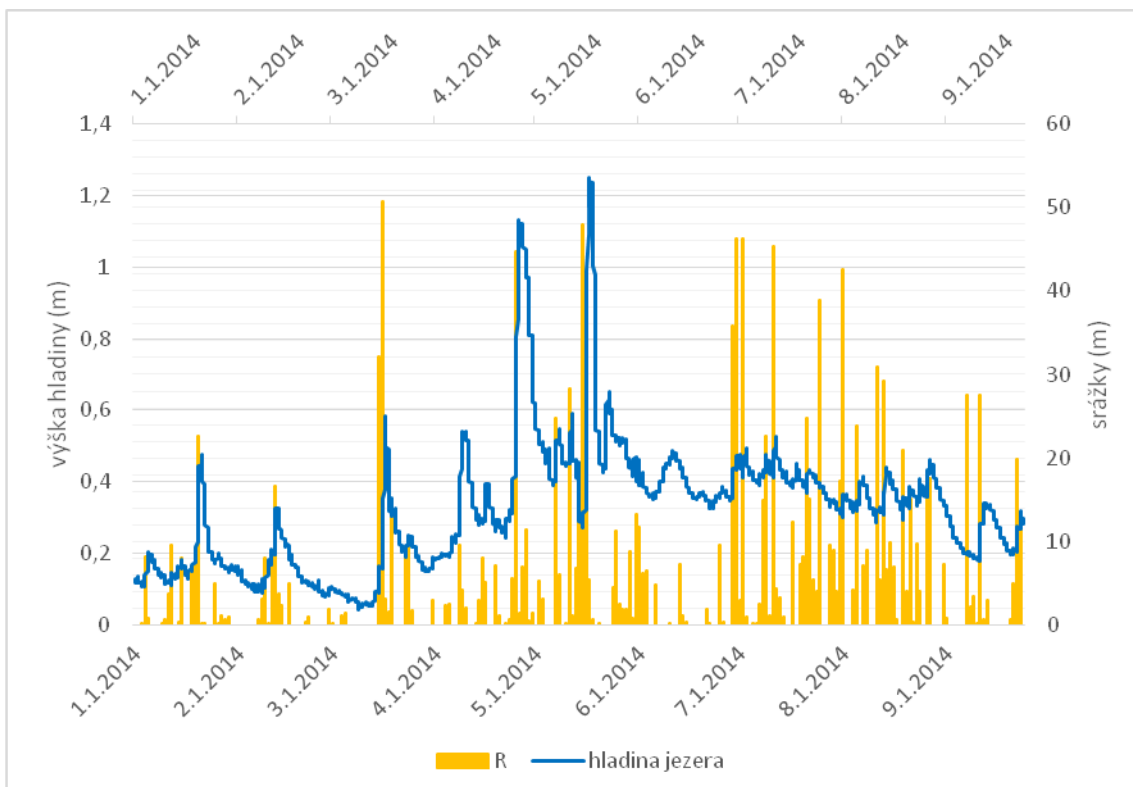


## Příloha 7 – Průběh výšky hladiny jezera J2 (Hincové Oká) a srážkových úhrnů v letech 2013 a 2014

2013

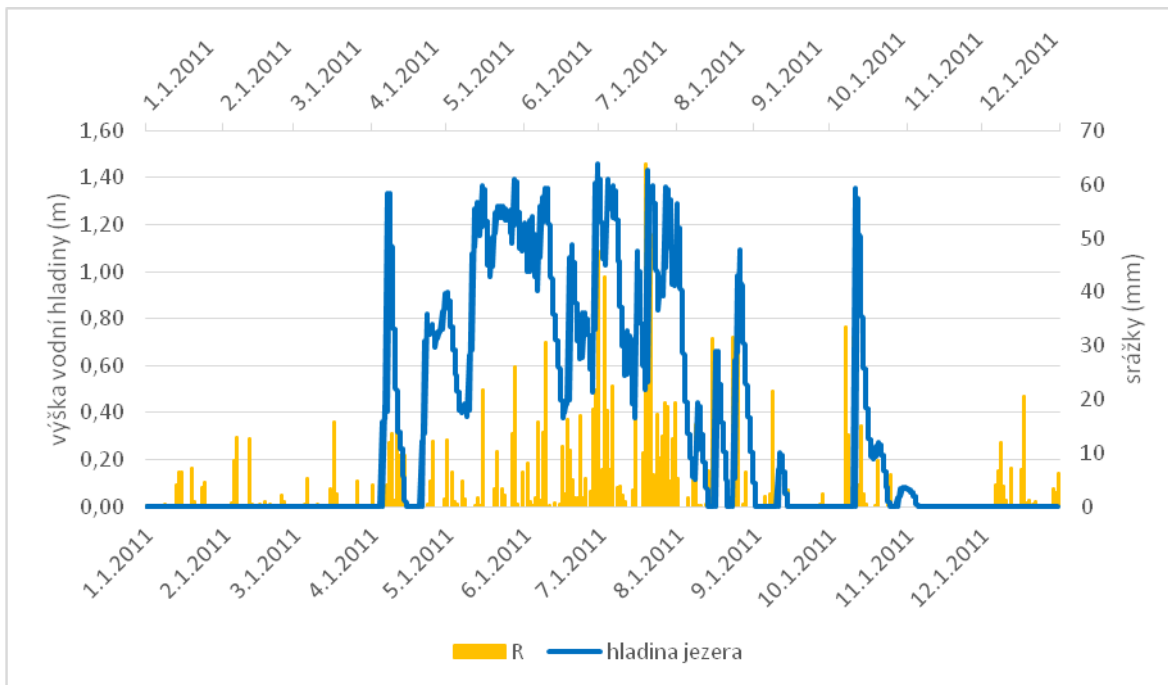


2014

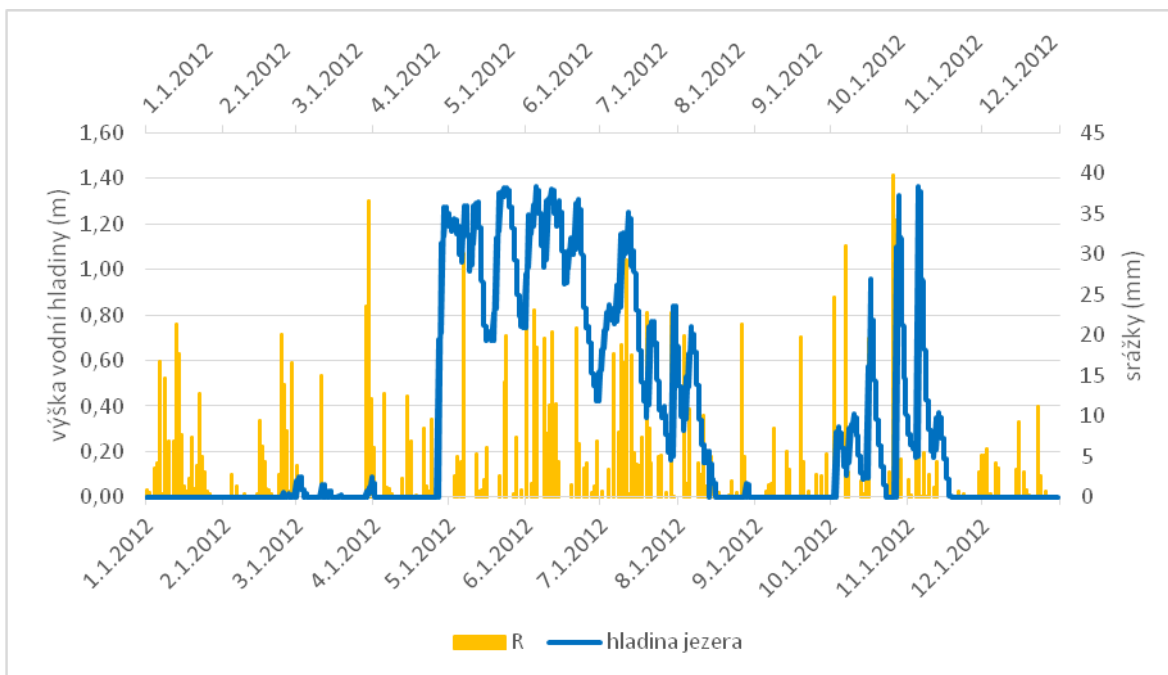


## Příloha 8 - Průběh výšky hladiny Skalnatého plesa a srážkových úhrnů v letech 2011 a 2012

2011

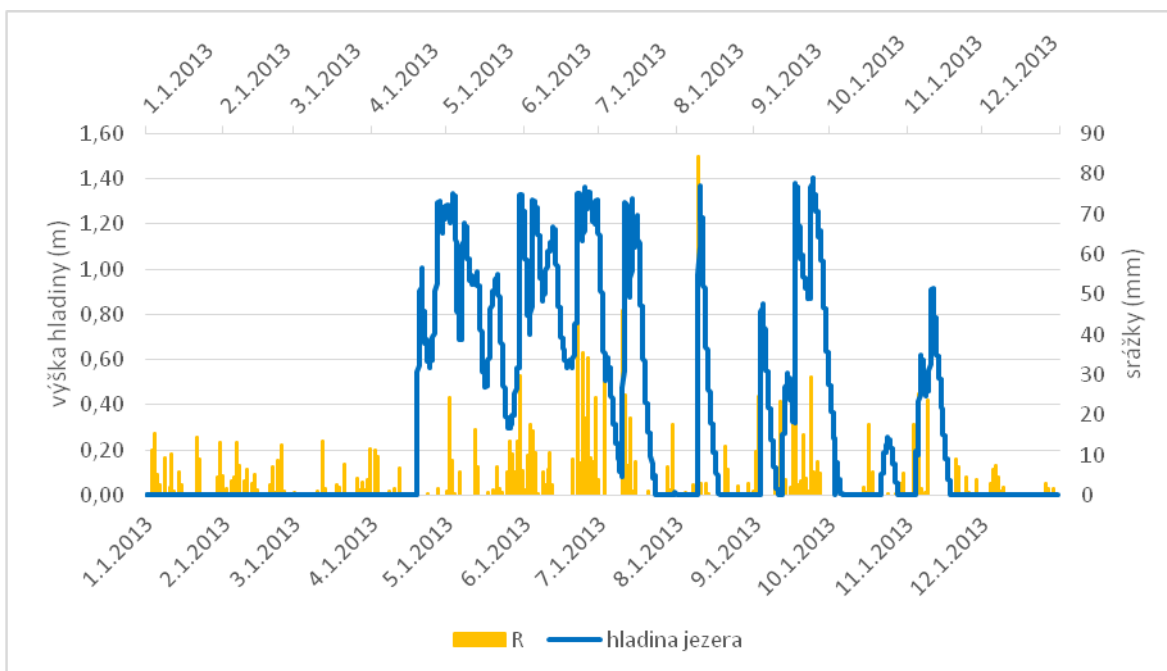


2012



## Příloha 9 - Průběh výšky hladiny Skalnatého plesa a srážkových úhrnů v letech 2013 a 2014

### 2013



### 2014

