

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

FAKULTA PEDAGOGICKÁ

CENTRUM BIOLOGIE, GEOVĚD A ENVIGOGIKY

**GEOFYZIKÁLNÍ ANALÝZA GLACIÁLNÍCH FOREM
RELIÉFU V OBLASTI KARU SCHWARZBACH**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

LEONA FINDŽOVÁ

Geografie se zaměřením na vzdělávání

Vedoucí práce: Mgr. Václav Duffek

Plzeň 2020

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně
s použitím uvedené literatury a zdrojů informací.

V Plzni, 30. června 2020

.....

vlastnoruční podpis

PODĚKOVÁNÍ

V první řadě bych chtěla poděkovat svému vedoucímu práce, Mgr. Václavovi Duffkovi, za jeho odborné rady zejména během konzultací, vstřícnost, pochopení a ochotu pomáhat, dále za poskytnutí dat a pomoci při jejich následném zpracování, a v neposlední řadě bych mu chtěla poděkovat za jeho celkové vedení práce, spolupráci a pomoci při terénním výzkumu.

Dále bych chtěla poděkovat Správě Národního parku Bavorský les za poskytnutá data a povolení ke vstupu a možnosti provedení terénního výzkumu v chráněných oblastech. Děkuji Ústavu struktury a mechaniky hornin za vypůjčení multi-elektrodoových kabelů. Rovněž děkuji Oddělení geověd Západočeské univerzity v Plzni za vypůjčení potřebné aparatury k terénnímu výzkumu.

Všem pracovníkům z Oddělení geověd Pedagogické fakulty a Katedry geografie Fakulty ekonomické Západočeské univerzity v Plzni, kteří se podíleli na výuce geografie, děkuji za cenné vědomosti a poznatky, které mi byly během studia poskytnuty.

Děkuji také mému tatínkovi a všem svým přátelům, kteří s námi ochotně spolupracovali při terénních výzkumech v Bavorském lese.

Nakonec bych chtěla poděkovat svojí rodině a přátelům za pochopení, vstřícnost a podporu během celého mého studia na Západočeské univerzitě v Plzni a rovněž během psaní této práce.

ZDE SE NACHÁZÍ ORIGINÁL ZADÁNÍ KVALIFIKAČNÍ PRÁCE.

OBSAH

Úvod	3
PŘEDSTAVENÍ PRÁCE	3
CÍLE PRÁCE, HYPOTÉZA A VÝZKUMNÁ OTÁZKA	3
STRUKTURA PRÁCE	3
1 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA	5
1.1 POLOHA A FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	5
1.2 GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	6
1.3 PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	8
1.4 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	8
1.5 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	8
1.6 VEGETACE ŠUMAVSKÉ KRAJINY A ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	9
2 TEORETICKÝ ÚVOD	11
2.1 GLACIÁLNÍ TVARY RELIÉFU	11
2.1.1 Kar	11
2.1.1.1 Podmínky pro genezi a samotná geneze karu	14
2.1.1.2 Geografické výzkumy	15
2.1.2 Moréna	16
2.1.2.1 Geneze morén	18
2.1.2.2 Geografické výzkumy	19
2.2 GEOFYZIKÁLNÍ METODY	21
2.2.1 Geoelektrické metody	23
2.2.1.1 Elektrická odporová tomografie, ERT	24
2.2.1.2 Princip metody ERT	25
2.2.1.3 Vybraná základní uspořádání elektrod	27
a) Schlumbergerovo uspořádání	28
b) Wennerovo uspořádání	28
c) Dipole–Dipole uspořádání	29
2.2.1.4 Využití metody ERT	29
2.2.1.5 Průzkumy ERT	30
a) 1-D průzkumy	30
b) 2-D průzkumy	30
2.2.1.6 Výhody a nevýhody metody ERT	30
3 METODIKA PRÁCE	32
3.1 TERÉNNÍ MĚŘENÍ	32
3.1.1 Lokalizace ERT profilů	33
3.1.2 Volba uspořádání elektrod a ERT modelování	34
3.1.3 Rozestup elektrod	35
3.1.4 Délka profilu a hloubkový dosah	35
3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT	36
4 VÝSLEDKY A INTERPRETACE DAT	37
4.1 ANALÝZA KARU SCHWARZBACH	37
4.1.1 Profil 2	37
4.1.2 Profil 3	38
4.1.3 Profil 4	39
4.2 ANALÝZA AKUMULAČNÍCH FOREM RELIÉFU	40
4.2.1 Profil 1	41

4.2.2	Profil 5.....	43
5	DISKUZE.....	47
5.1	KAR SCHWARZBACH	47
5.1.1	Interpretace dat získaných z topografického profilu ERT profilu č. 4.....	47
5.1.2	Interpretace dat získaných z ERT profilu č. 2.....	47
5.1.3	Interpretace dat získaných z ERT profilu č. 3.....	48
5.1.4	Interpretace dat získaných z ERT profilu č. 4.....	49
5.1.5	Syntéza interpretací dat získaných z ERT profilů č. 2, 3 a 4.....	49
5.2	AKUMULAČNÍ FORMY RELIÉFU V PŘILEHLÉM OKOLÍ KARU	50
5.2.1	Interpretace dat získaných z topografických profilů ERT profilů č. 1 a 5	50
5.2.2	Interpretace dat získaných z ERT profilu č. 1.....	51
5.2.3	Interpretace dat získaných z ERT profilu č. 5.....	52
5.2.4	Syntéza interpretací dat získaných z ERT profilů	52
	ZÁVĚR.....	I
	RESUMÉ.....	I
	SEZNAM LITERATURY	I
	SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A GRAFŮ	I

ÚVOD

PŘEDSTAVENÍ PRÁCE

Tato práce se zabývá geofyzikální analýzou glaciálních forem reliéfu v oblasti karu Schwarzbach. Ke sběru dat byla využita metoda elektrické odporové tomografie (ERT). Měření bylo prováděno v Národním parku Bavorský les na Šumavě.

Terénní výzkum byl prováděn zejména z důvodu podrobnějšího poznání zájmového území. Výzkum se zaměřoval na zkoumání glaciálních forem reliéfu a dále na formování reliéfu ovlivněného glaciální činností v minulosti. Jak ve své práci uvádí Tábořík (2012), geofyzikální metoda elektrické odporové tomografie (ERT) nám umožní získat informace o strukturách v podloží šetrným, neinvazivním a nedestruktivním způsobem. Díky této metodě jsme schopni zjistit nějaké informace o vlastnostech horninového prostředí a prozkoumat charakter některých podpovrchových struktur (Tábořík 2012). Výsledky budou přínosem pro další budoucí geomorfologické a glaciologické výzkumy.

CÍLE PRÁCE, HYPOTÉZA A VÝZKUMNÁ OTÁZKA

Cílem práce je hodnocení povrchových a podpovrchových vlastností glaciálních forem reliéfu (zkoumání mocnosti, rozsahu a vnitřní struktury) v oblasti karu Schwarzbach a přilehlého okolí pomocí elektrické odporové tomografie (ERT).

Hypotéza 1: Akumulační formy reliéfu, nacházející se v oblasti karu Schwarzbach, se na základě geofyzikální analýzy neliší svojí vnitřní strukturou od akumulčních forem reliéfu nacházejících se v přilehlém údolí.

Výzkumná otázka: Jak hluboko pod povrchem se nachází dno zazemněného karu Schwarzbach?

STRUKTURA PRÁCE

Práce je rozdělena do několika kapitol a podkapitol pro snadnější orientaci a přehlednost informací. První kapitola se zabývá vymezením zájmového území a jeho charakteristikou. Obsahuje fyzicko-geografickou, geomorfologickou, pedologickou, klimatickou a geologickou charakteristiku a zmiňuje se také o vegetaci šumavské krajiny a zájmového území.

Druhá kapitola se zaměřuje na teoretickou část práce. Jsou v ní obsaženy informace o glaciálních tvarech reliéfu (kary a morény), jejich genezi a poté je zde i zmínka o geografických výzkumech těchto forem. Dále se v této kapitole dočteme o geofyzikálních metodách zaměřených na geoelektrické metody, mezi něž patří právě metoda elektrické odporové tomografie. Je zde uveden popis a charakteristika metody ERT, její princip, výhody a nevýhody, vybraná uspořádání elektrod a taktéž její využití. V závěru kapitoly je krátké uvedení do 1-D a 2-D průzkumů.

Třetí kapitola se věnuje metodice práce a je popsána ve dvou podkapitolách, kde první z nich popisuje průběh terénního měření a druhá z nich je zaměřena na zpracování dat.

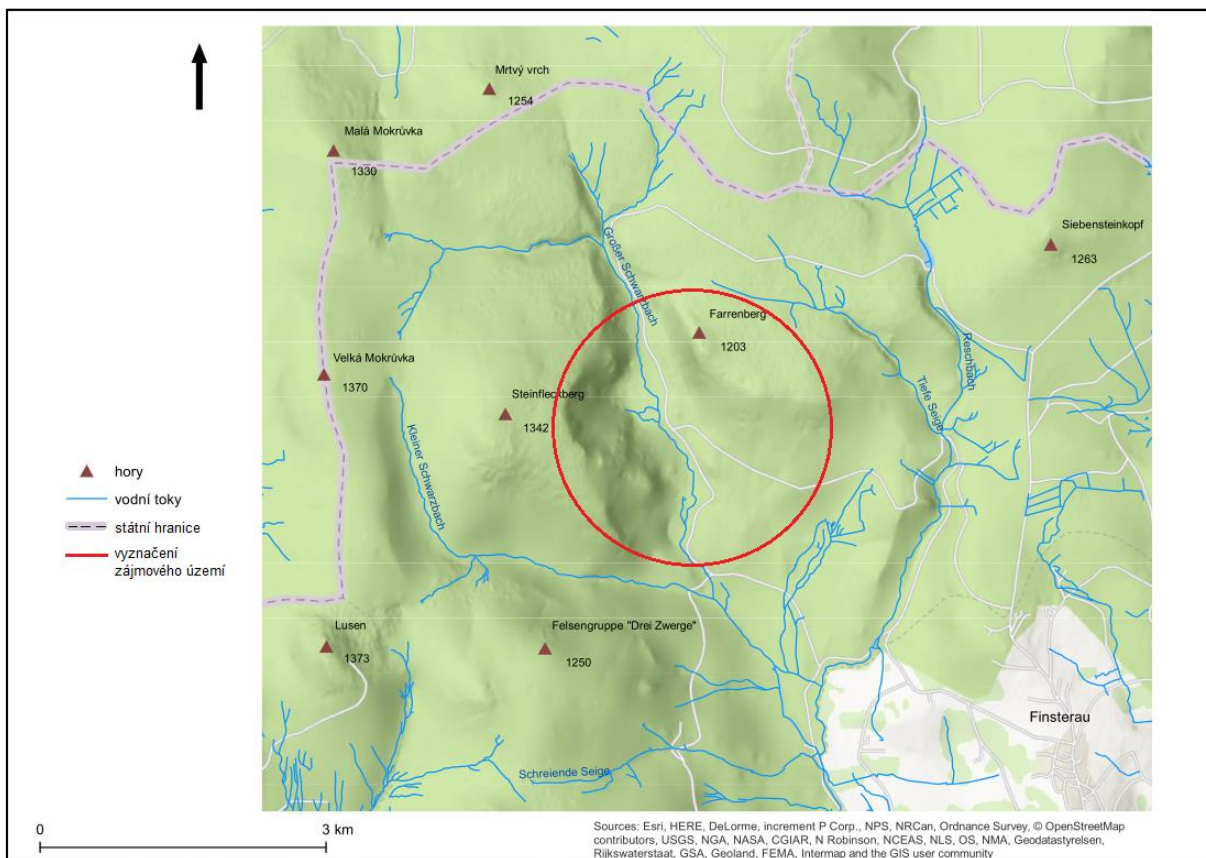
Další kapitola obsahuje výsledky a interpretaci dat z ERT modelů. Je rozdělena do dvou podkapitol podle zkoumaných oblastí výskytu akumulčních forem reliéfu. Podkapitola analýzy karu Schwarzbach poskytuje informace o profilech vyskytujících se v oblasti karu, kdežto v podkapitole výsledků profilování metodou ERT se dočteme o profilech, které byly taženy přes akumulční formy reliéfu v přilehlém okolí.

Poslední kapitolou je diskuse, kde autorka porovnává výsledky měření s ostatními autory zabývající se stejnými nebo podobnými formami reliéfu.

1 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA

Terénní výzkum byl prováděn na Šumavě v Národním parku Bavorský les. Konkrétně se jednalo o kar Schwarzbach a přilehlé okolí karu. Kar Schwarzbach se nachází na východním svahu hory Steinfleckberg.

1.1 POLOHA A FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ



Obrázek 1: Obecně geografická mapa oblasti karu Schwarzbach s vyznačením zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.

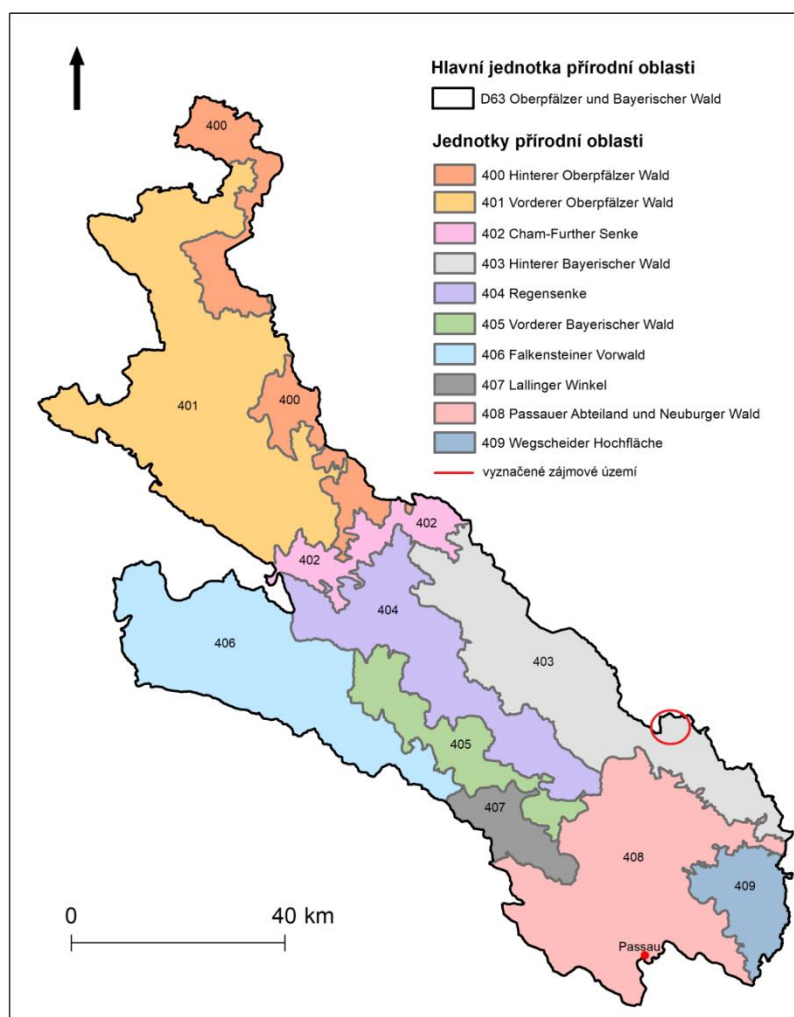
Hora Steinfleckberg se nachází na německé straně Šumavy jihozápadně od českého města Kvilda. Steinfleckberg leží v nadmořské výšce 1 342 metrů nad mořem. Nedaleko hory leží německé městečko Finsterau. Severozápadně od úbočí hory vystupují hřebeny hory Moorkopf (česky Malá Mokrůvka), západně Moorberg (česky Velká Mokrůvka), jihozápadně Lusen (česky Luzný). Dále si lze na obrázku č. 1 můžeme kromě reliéfu všimnout také vodních toků. V údolích kolem Steinfleckbergu protéká několik malých řek. Na sever od úbočí hory severním a východním údolím protéká řeka Großer Schwarzbach,

kteřá pokračuje dále na jih, kde se spolu s Kleiner Schwarzbach vlévají do jedné a tvoří tak řeku Schwarzbach.

1.2 GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Dle geomorfologického členění oblastí Německa naše zájmové území spadá do velkoregionu Středoněmecká vysočina (něm. Mittelgebirgsschwelle), podrobněji členěné do regionu Východní středohoří (něm. Östliche Mittelgebirge) a do skupiny základních jednotek – Hornofalcko-bavorský les (něm. Oberpfälzisch-Bayerischer Wald) s označením D63, jenž se také dále dělí do ještě menších územních celků, jak můžeme vidět na obrázku č. 2. Hora Steinfleckberg s karem Schwarzbach se tedy konkrétně nachází v Zadním Bavorském lese (něm. Hinterer Bayerischer Wald) označeném číslem 403 (Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018). Zadní Bavorský les navazuje na Šumavskou hornatinu na české straně Šumavy.

Babůrek (2006) ve své práci uvádí, že po variském vrásnění započal glaciálně-geomorfologický vývoj šumavské krajiny. Vlivem horotvorných pochodů během alpínského vrásnění se vytvořilo na území Šumavy několik různých geomorfologických tvarů. Vytvořila se hluboká horská údolí, ve kterých později v době ledové vznikly karové ledovce s ledovcovými splazy. Během největšího zalednění ledovcové splazy svou činností zformovaly trogová údolí. Výrazné deprese, které nazýváme kary, vznikaly erozní činností ledovce a některé jsou dodnes zaplněny jezery. Dalším významným geomorfologickým tvarem, se kterým se v nejen postglaciální krajině můžeme setkat, jsou morény. Morény se vytvářely nahromaděním sedimentů, které ledovec přenášel svým pohybem (Babůrek 2006). Projevem deterze (obrušování, ohlazování) vznikají oblíky, ledovcové ohlazy či souvky (Chábera 1996).



Obrázek 2: Geomorfologická mapa jednotek přírodní oblasti Oberpfälzisch-Bayerischer Wald s vyznačením zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.

V oblasti Zadního Bavorského lesa se můžeme setkat s několika různými geomorfologickými tvary reliéfu. Setkáme se tu zejména s horskými údolími a sníženinami, kterými protékají vodní toky. V této oblasti se nacházejí i erozní a akumulční glaciální tvary. V depresích se nacházejí kary a karová jezírka. Morény se zde projevují v podobě valů a bývají tvořené nevytříděným ledovcovým materiálem (tillem) (Chábera 1996). Na vrcholech hor se mohou objevovat plošiny a pláně. Mentlík uvádí (2006), že deflační plošiny vznikají ze zbytků starších zarovnaných povrchů, které byly přemodelované kryoplanací. Zarovnané povrchy jsou pro Šumavu typické, nalezneme je např. i v okolí Prášílského jezera, Kocháňovských plání, Modravských plání a okolí jezera Laka, které zkoumal Mentlík (2006). Pohoří v oblasti Zadního Bavorského lesa mají nadmořskou výšku přibližně v rozmezí 1000–1500 m.

1.3 PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

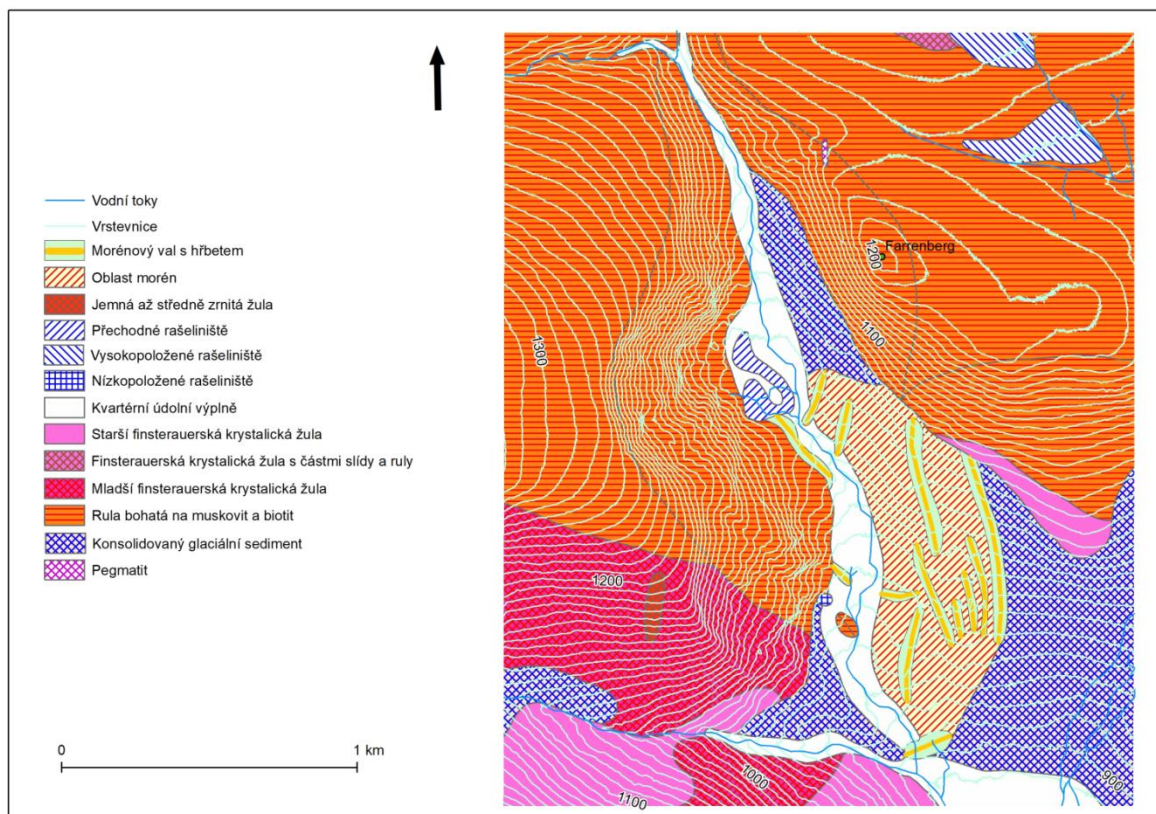
Babůrek (2006) se ve svém průvodci geologií Šumavy věnuje kapitole zaměřené na pedologickou charakteristiku Šumavy, kde mj. uvádí, že na území Šumavské hornatiny a Bavorského lesa jsou hojné hnědé kyselé půdy, které se vyskytují v nadmořské výšce 450–800 m, tedy v pahorkatinách, vrchovinách a horách. Dále v nadmořské výšce nad 800 m se nachází rezivé půdy s podzoly, kde je chladné a vlhké klima. Podzoly se nachází v nejvyšších horských polohách, kde je velmi vlhké a chladné klima. Na skalních výchozech a balvanových sutích se na rozvětralém skalním podloží mohou vytvářet rankery (Babůrek 2006).

1.4 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Bavorský les patří do chladné klimatické oblasti s bohatými srážkami (ArcGIS 2013). Průměrná teplota vzduchu činí 4–6 °C. Průměrné letní teploty se pohybují v rozpětí 5–10 °C. Sněhová pokrývka se v oblasti karu drží během zimy 60–80 dní. Srážek v této oblasti spadne během roku přibližně 1000–1400 mm (Deutscher Wetterdienst 2020).

1.5 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Bavorský les navazuje na českou geologickou jednotku Šumavy – Moldanubikum. Oblast Šumavy tvoří horniny variského stáří (380–280 milionů let) (Babůrek 2006). Geologicky je Bavorský les složen z hornin, jako jsou gabra, amfibolity, svory, ruly a žuly (Bundesamt für Naturschutz 2012). Jak si můžeme všimnout z obrázku č. 3, masiv Steinfleckbergu je tvořen žulou a rulou (UmweltAtlas 2020). V jeho okolí nacházíme konsolidovaný glaciální sediment, kvartérní údolní výplně a také poměrně velká část území je tvořena oblastí morén. V oblasti morén jihovýchodně od karu nalezneme několik morénových valů s hřbety. Data těchto morénových valů byla pro účely této práce zapůjčena Správou Národního parku Bavorský les. V karu Schwarzbach se nachází přechodné rašeliniště a kvartérní údolní výplně.



Obrázek 3: Geologická mapa oblasti karu Schwarzbach. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.

1.6 VEGETACE ŠUMAVSKÉ KRAJINY A ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

V této oblasti můžeme najít hlavně smrky, buky a jedle, které tvoří hlavní druhy stromů na Šumavě. Najdeme tu horské smrkové lesy ve vyšších nadmořských výškách, které připomínají lesy typu tajga. Dále převážnou část Bavorského lesa tvoří smíšené horské lesy na jižních a jihozápadních svazích. Dalším lesním stanovištěm jsou aluviální smrkové lesy vyskytující se v údolních kotlinách (Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald 2020). V letních měsících vegetaci barevně doplňuje borůvčí, viz obrázek č. 4.



Obrázek 4: Vegetace v zájmovém území. Vlastní foto autorky, 2019.

2 TEORETICKÝ ÚVOD

2.1 GLACIÁLNÍ TVARY RELIÉFU

Za glaciální tvary reliéfu považujeme takové tvary, které vznikly činností ledovců. Řadíme sem erozní a akumulární glaciální tvary (Chábera 1996).

2.1.1 KAR

Jako kar nebo březno se nazývá skalní kotel, který je od vlastního ledovcového údolí oddělený ohlazeným a zaobleným skalním stupněm (prahem) (Chábera 1996). Tento skalní kotel bývá označován karem u nás, ale v anglicky psané literatuře se setkáme s pojmem *cirque* (Karásek 2001) nebo pojmy *corrie*, *cove*, *combe* a *cwm* (Encyclopedia of Geomorphology 2004). Kary se většinou nachází v čelech horských údolí glaciálního původu nebo vysoko u strany pohoří. Vznikají erozní činností horských ledovců (Glossary of Landform and Geologic Terms 2008).

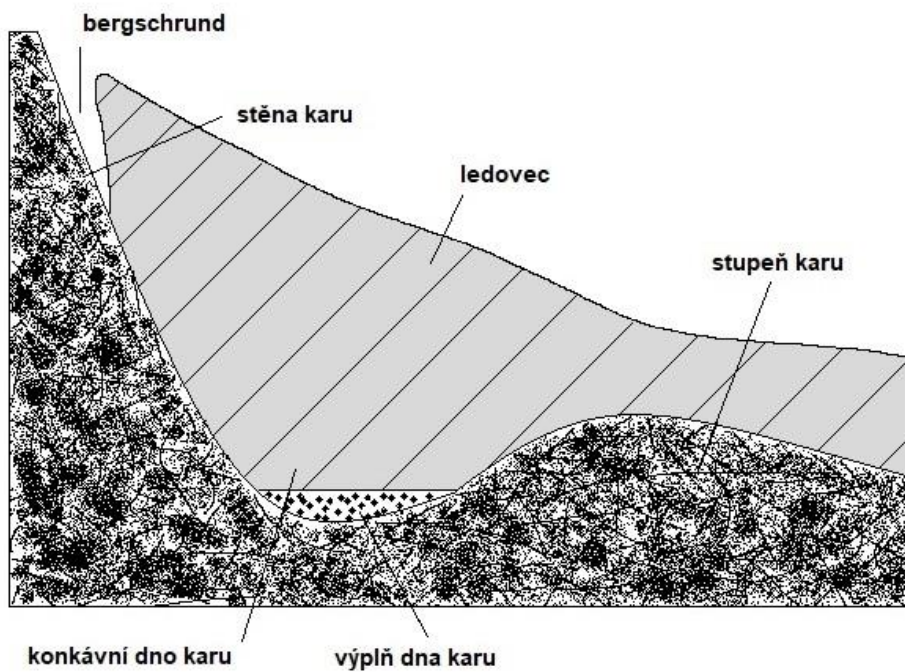
Kary mají podobu oválných depresí, jsou otevřené jedním směrem a skládají se z (viz obrázek č. 5):

- a) příkré, často svislé stěny karu,
- b) konkávního dna karu,
- c) stupně při úpatí karu na otevřené straně (Demek 1987).

Mentlík (2006) uvádí, že kary je nutné vnímat jako komplex skládající se z různých částí jako jsou: karové stěny, deflační plošiny, dna karu (sníženina) a z oblasti, kde se v jejím předpolí akumulují glaciální sedimenty. Kary mohou být součástí relativně rovné karové plošiny vytvořené spojením několika karů (Glossary of Landform and Geologic Terms 2008).

Kary mohou svými rozměry kolísat od několika metrů až po několik kilometrů (Demek 1987). Jejich průměrná délka a šířka dosahují okolo 700 m a hloubka několik set metrů (Encyclopedia of Geomorphology 2004). Můžeme je nalézt ve středohorách (např. v Krkonoších nebo na Šumavě – viz obrázek č. 6) a velehorách (např. v Alpách nebo Vysokých Tatrách), kde jsou kary výrazněji vyvinuté (Chábera 1996). Dle (Encyclopedia of Geomorphology 2004) bývají větší kary lépe vyvinuté a plošší než menší kary. Je to dáno tím, že jejich rozměry v horizontálním směru nabývají rychleji než ve směru vertikálním,

Tento jev se nazývá alometrický vývoj. Alometrickým vývojem karů se zabýval Evans (2009), který uvádí, že mnoho tvarů reliéfu se vyvíjí alometricky, tzn. že jejich tvar se mění rostoucí velikostí.



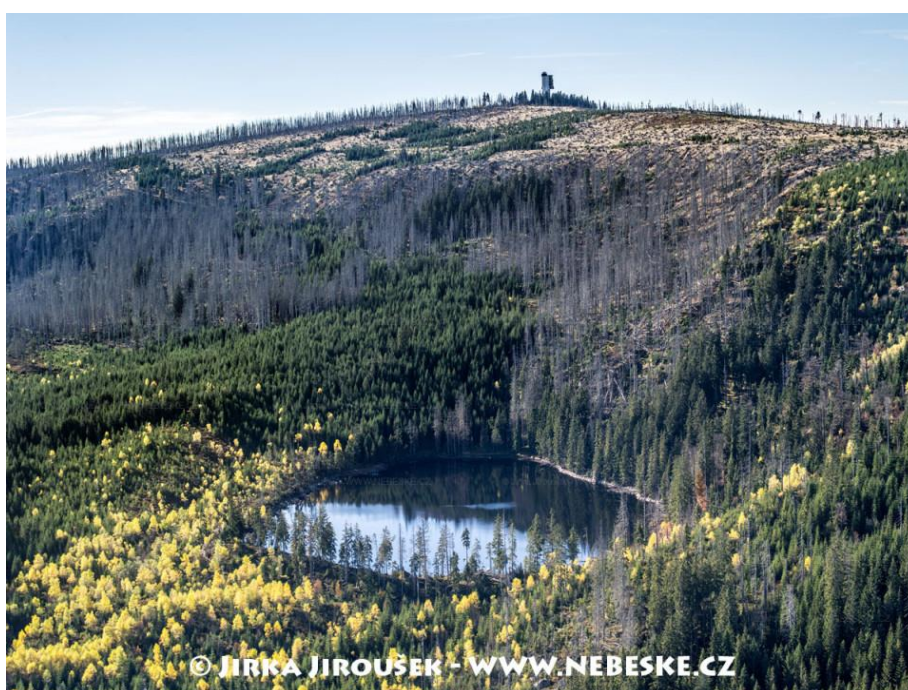
Obrázek 5: Profil karem. Upraveno dle Demek, 1987.



Obrázek 6: Pohled na krajinu směrem na sever ze západního svahu karu Schwarzbach. Vlastní foto autorky, 2019.

Údolní ledovce vytvářejí pod stupněm karu ledovcová údolí (trogy), která jsou zformována do tvaru písmene U (Demek 1987). Trogy vznikají hloubkovou a boční erozí (brázdění, exharace), jsou tvořeny strmými skalními stěnami a nahoře bývají ostře ukončeny hranou (Chábera 1996).

Jak uvádí Demek (1987), v karech vznikají karové ledovce a naopak, z karových ledovců se mohou vytvořit kary. Dále uvádí, že pokud se karové ledovce zvětší, díky akumulaci sněhu a jeho následnou přeměnou na led, vytvoří se ledovcový splaz, který do údolí stéká přes stupeň při ústí karu, v takovém případě vznikají údolní ledovce. Údolní ledovce mohou nabývat rozměrů od několika stovek metrů až po desítky kilometrů (Demek 1987).



Obrázek 7: Prášilské jezero a hora Poledník na Šumavě z leteckého pohledu. Autor: Jiří Jiroušek, 2020.

Po ústupu ledovce se často v prohlubni dna karu hromadí voda a tím vznikají **karová jezera** (tarns) (Chábera 1996; Glossary of Landform and Geologic Terms 2008). Karové jezero můžeme vidět na obrázku č. 7. Vočadlová (2011) uvádí, že jezera mohou zarůst vegetací a následně může dojít k jejich **zazemnění**, poté se v těchto oblastech mohou nacházet rašeliniště. Příkladem takového zazemnění je zde uvedeno dnes již rašeliniště v oblasti Černého jezera na Šumavě, které zkoumala Vočadlová (2011). Zajímavé záznamy o glaciálním a postglaciálním vývoji prostředí na Šumavě mohou představovat právě zazemněná jezera (Vočadlová 2011). O zazemněných jezerech se dále ve svých pracích

zmiňují např. Mentlík (2010), který objevil zazemněné jezírko ve Staré Jímce a Tábořík (2012), který uvádí existenci zazemněného paleojezera v oblasti svahové deformace Kykula a sesuvu hrazeného údolím řeky Oščadnice (Kysucké Beskydy).

2.1.1.1 PODMÍNKY PRO GENEZI A SAMOTNÁ GENEZE KARU

Dle (Encyclopedia of Geomorphology 2004) mají na vývoj a genezi karů vliv regionální podmínky dané oblasti, mezi ně je zahrnuta topografie, včetně reliéfu a odtokového systému v důsledku tektonického prostředí a klimatické historie území. Housarová a Mentlík (2004) ve své práci uvádí, že vznik karů (a ledovců) na Šumavě a v Bavorském lese je ovlivněn významnými existujícími tektonickými liniemi S-J směrů, které jsou pro oblast Šumavy typické, a také orientací svahů pro možnou akumulaci sněhu. Dále se v této práci dočteme, že kryogenní procesy a následné zalednění v dané oblasti, jež poté dotváří vzhled georeliéfu, měly velký vliv na vznik karů (Housarová & Mentlík 2004).

V oblasti kolem sněhové čáry jsou nejlepší podmínky pro vznik karů, neboť se zde nachází trvalá sněhová pokrývka. Jedním z nejdůležitějších modelačních pochodů pro vývoj karu je **nivace** (Demek 1987), tj. geomorfologická činnost sněhu, který se nemění v led (Chábera 1996). Nivační modelační procesy mohou zformovat úpatí karu jako sběrnou oblast horského ledovce. Nejpříznivější podmínky panují v horských údolích, která mají tvar nálevkovitého uzávěru, v těchto místech se ve větších tloušťkách hromadí sníh (Karásek 2001). O podobném procesu se zmiňuje také Encyclopedia of Geomorphology (2004), kde je napsáno, že horské ledovce, vytvořené v konkávních oblastech, se prohlubují, rozšiřují a zjednodušují takovým způsobem, aby v těchto místech mohlo dojít ke vzniku karu. Proces geneze karu je doprovázen prohlubováním jejich dna, ústupem čelní stěny a zvyšující se konkávnosti území (Encyclopedia of Geomorphology 2004). Zůstane-li v uzávěru sníh i během teplého období v roce, přemění se údolní uzávěr ve **sněžník** (Karásek 2001). Za sněžník považujeme část sněhové pokrývky, která neroztává (Chábera 1996).

Dle Karáska (2001) se v širším okolí sněžníku systém svahových modelačních procesů vlivem celoročního působení sněhu změní. Změna probíhá tím způsobem, kdy se nad skalní a sněhovou plochou údolního uzávěru zvýrazní celoroční teplotní kontrasty tak moc, že skalní řízení uvolněných bloků podél dilatačních či smykových poruch nahradí doposud probíhající svahový pochod typu creep nad sněžníkem. Nálevkovitý uzávěr se poté

začne měnit v kotel se svislými stěnami. Uvolněné horninové bloky sklouzávají po povrchu sněhu na spodní okraj sněžníku, rozpadnou se a tavnou vodou jsou jejich úlomky i další jemnozrnný materiál z podloží sněžníku odplavovány (Karásek 2001). Tavná voda je hlavním činitelem, kterým sněžníky všech možných tvarů (oválných, příčných či protáhlých) působí na své okolí (Chábera 1996).

Karásek (2001) dále popisuje genezi karu tak, že zadní stěna uzávěru se zvýrazňuje, spodní okraj sněžníku je dočasně přehrazován sutí a tím se plocha sněžníku zvětšuje. Mocnost sněhu roste až do té doby, dokud se její nejspodnější část nezačne **regelací** (opětovným zmrznutím) měnit v led, k tomu dochází vlivem vzrůstu statického tlaku (Karásek 2001).

Obdobným způsobem popisuje genezi šumavských karů Mentlík (2006), podle něj je sníh odvátný z deflační plošiny transportován lavinami na karovou stěnu a z ní až na dno karu. Na dně se sníh hromadí a začne se regelací měnit na led. Transport sněhu se zrychluje zvětšením sklonu karové stěny, k čemuž dochází díky rotační (karové) glaciální erozi, tento jev chápeme jako kladnou zpětnou vazbu (Mentlík 2006). Dle (Encyclopedia of Geomorphology 2004) s pozitivní zpětnou vazbou souvisí i fakt, že vrchol nebo vysoká čelní stěna karu pomáhá lépe udržovat sníh, jelikož na toto místo je nafoukáno více sněhu. (Encyclopedia of Geomorphology 2004). Jak Mentlík (2006) dále uvádí, negativní zpětná vazba nastává zmenšením velikosti deflační plošiny poté, co začne svah ustupovat. Bilance sněhu zůstává stejná, pokud se zmenší velikost deflační oblasti a zároveň dojde ke zvětšení karu, ale poté se mocnost ledu zmenší (je rozložen na větší plochu). Za těchto podmínek se míra glaciální modelace i množství vzniklého ledu zmenšuje (Mentlík 2006).

Jak uvádí Karásek (2001), na úpatí karu se vytvářejí trhliny, které se označují německým termínem **bergschrund** (lze vidět na obrázku č. 5). K těmto trhlinám dochází na počátku regelace sněhu, kdy se přes spodní okraj sněžníku pomocí gravitace začne přesouvat ledovcová hmota (Karásek 2001).

2.1.1.2 GEOGRAFICKÉ VÝZKUMY

Výzkumům karů se věnovali zejména čeští autoři jako např. Vočadlová (2011) a Mentlík (2010). Dalšími autory, kteří ve svých výzkumech zahrnuli výskyt karů nebo

morfometrické a morfologické charakteristiky karů jsou např. Reuther (2007), Hartvich a Mentlík (2010), Raab & Völkel (2003), Vočadlova et al. (2015). Mentlík (2010) zkoumal zalednění v okolí Prášílského jezera a Staré Jímky na Šumavě. Dále se v této studii věnuje morénám a stupňovitému karu u Prášílského jezera, který je tvořen dvěma kary. První z karů je velmi dobře vyvinutý s téměř půlkruhovitým tvarem, leží v nadmořské výšce 1079 m, má délku 411 m, šířku 386 m a výška čelní stěny karu činí 141 m. Druhý kar se nachází o 25 m výše než první kar, je mělčí a více otevřený, jeho délka dosahuje 364 m, šířka 502 m a výška čelní stěny je 119 m (Mentlík 2010).

Vočadlova (2011) zkoumala několik různých karů na české i německé straně Šumavy, v Krkonoších a poté v Hrubém Jeseníku. Pro účely této práce je zde uveden jen výzkum, kterému se Vočadlova (2011) věnovala na Šumavě, a to konkrétně karům Černého a Čertova jezera. Obě dna těchto karů jsou vyplněna jezery glaciálního původu, která jsou přehrazena morénou. Kary mají opět stupňovitý charakter a velmi výrazné karové stěny. Svahy u karu Čertova jezera jsou orientované směrem na východ až jihovýchod a v předpolí jezera se nacházejí glaciální akumulace (morény). Kar Čertova jezera leží v nadmořské výšce 1116 m, je dlouhý 901 m, široký 1100 m a karová stěna dosahuje výšky 277,8 m. Dno Čertova jezera leží v nadmořské výšce 1010 m a dosahuje maximální hloubky 35,4 m. V okolí Černého jezera se také nacházejí glaciální akumulací tvary (morénové valy, stupně, ploché nízké akumulace). U karu Černého jezera jsou svahy orientované spíše na sever až severovýchod. Kar Černého jezera leží v nadmořské výšce 1084 m, je dlouhý 1111 m, široký 887 m a výška karové stěny činí 309,5 m. Dno jezera se nachází v 992 m n. m. a maximální hloubka dosahuje 40,1 m (Vočadlova 2011).

2.1.2 MORÉNA

Za morény považujeme glaciální formy reliéfu vytvořené usazováním sedimentů z ledovcového ledu nebo jejich deformací (Encyclopedia of Geomorphology 2004). Podobnou definici pojmu nabízí Geologická encyklopedie (2007), kde za morény jsou označovány akumulované tvary klastického materiálu, které vznikají jeho unášením ledovcem a ukládáním v podobě různých valů či pahorků. V několika různých zdrojích (Encyclopedia of Geomorphology 2004; Chábera 1996; Glossary of Landform and Geologic Terms 2008) se dočteme také o tillu. Veškerý horninový materiál, který je ledovcem

doprovován a ukládán, nazýváme **till** (ledovcový nános). Till je typický nevytříděnými, různě velkými, málo opracovanými, neuspořádaně uloženými a nevrstevnatými jednotlivými úlomky (Chábera 1996; Glossary of Landform and Geologic Terms 2008).

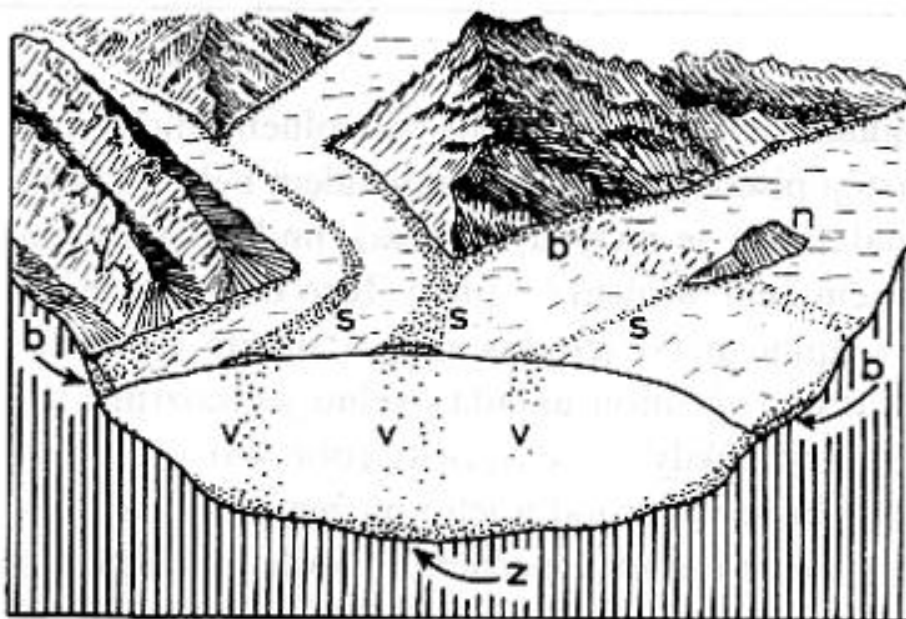
Rozdělení morén je vysvětleno např. v Encyclopedia of Geomorphology (2004), kde jsou morény klasifikovány geneticky podle procesu, kterým jsou vytvořeny, a geograficky podle jejich polohy v glaciálním systému. Existuje základní rozdíl mezi morénami, které se vyskytují na povrchu ledu (viz níže) a na povrchu země, pod nebo na okraji ledovce (viz předchozí odstavec). Morény vyskytující se na povrchu ledu jsou známe pod názvem **supraglaciální** a nejedná se o skutečné formy reliéfu, přestože nesou stejný název, ten byl pouze ponechán ze starých definic. Supraglaciální morény se pohybují společně s ledem a je u nich vysoká pravděpodobnost zániknutí nebo přemístění na zemský povrch působením ablace (Encyclopedia of Geomorphology 2004).

Z předchozího odstavce vyplývá, že za morény považujeme také horninový materiál, jenž se spolu s ledovcem pohybuje a je nahromaděný na jeho povrchu, v nitru a naspodu ledovce (Chábera 1996; Glossary of Landform and Geologic Terms 2008). Na základě geografického členění rozlišujeme několik základních typů morén:

- a) **čelní (koncové) morény**, ty vznikají před čelem ledovce jako valy, především v období stabilizace,
- b) **boční morény** vznikají po bocích ledovce,
- c) **vnitřní morény** v ledovci,
- d) **střední morény** při styku dvou ledovců,
- e) **spodní (základní, bazální) morény** pod ledem,
- f) **svrchní (supraglaciální, povrchové) morény** na ledovci,

podtypem svrchní morény je ablační moréna na ledovci, která vzniká v zóně ablace (Demek 1987). Některé z výše popsaných typů morén lze vidět na obrázku č. 8.

Chábera (1996) dělí morény ještě na **pohyblivé** (živé) a **uložené** (mrtvé). Některé další typy morén dle jejich vzniku jsou popsány v následující kapitole.



Obrázek 8: Boční moréna (b), střední (s), vnitřní (v) a základní (z). Vpravo nunatak (n). Převzato z Geologické encyklopedie, 2007.

Dle Encyclopedia of Geomorphology (2004) nám mohou morény posloužit jako nástroj k rekonstrukci charakteristik bývalých ledovců, které se v dané oblasti nacházely, a to díky morfologii a sedimentologii morén. Poloha morén nám určuje, kde se v minulosti nacházel ledovec a odráží tak i glaciální průběh prostředí (Encyclopedia of Geomorphology 2004).

2.1.2.1 GENEZE MORÉN

Jak je již uvedeno výše, morény vznikají ukládáním nevytříděného materiálu (tillu) a jeho transportováním ledovcem. Dle Chábery (1996) je till uspořádán do akumuláčních forem reliéfu, tj. valů či pahorků. Extraglaciální zvětrávání uvolňuje suť, jež je dopravována lavinami nebo napadána na povrch ledovcových splazů a následně ukládána do podoby valů, které provází okraje ledovce a spolu s ním se pohybují, tím se vytváří morény **boční**. Jejich mohutnost je výraznější směrem k čelu ledovcového splazu následkem nepřetržitého přibývání svahové suti (Chábera 1996). Dole se tyto morény napojují k valu morény čelní, která se nachází na spodním okraji ledovce (Karásek 2001). Ve velehornatinách (např. Alpy) se vyskytují morény **břehové**, které mohou dosahovat výšek až 100 m. Tyto morény jsou výrazné, mají ostrý hřeben a jsou od horského svahu odděleny žlebem (Chábera 1996).

Jak uvádí Chábera (1996) a Glossary of Landform and Geologic Terms (2008), na povrchu ledovce spojením několika ledovcových splazů a jejich bočních morén vznikají **nepravé střední morény**. Kdežto **pravé střední morény** vznikají z materiálu, který pochází ze skalního podkladu. Tento skalní podklad má podobu nezaledněného ostrůvku vyčnívajícího nad ledovcový povrch (nunatak) (Chábera 1996). V Glossary of Landform and Geologic Terms (2008) a v Cháberovi (1996) je dále uvedena střední moréna, jež vzniká ablací ledovce z vnitřní morény.

Vnitřní moréna se vytváří z materiálu, který z povrchu ledovce napadá do jeho nitra a je jím následně pohlcen (Chábera 1996). Jak je zmíněno výše, **svrchní (povrchová) moréna** vzniká na povrchu ledovce (Geologická encyklopedie 2007). Materiál, který se uvolní třštivou erozí a exarací ze skalního podkladu ledovce a materiál, který se na dno ledovce dostane z jeho povrchu, tvoří **morény spodní** (Chábera 1996).

Čelo ledovce při výstupu z údolí do podhůří vytváří jazykovou pánev. Ta je ohraničena asymetrickým obloukovitým valem **čelní (koncové) morény**. Čelní morény vznikají uložením veškerého materiálu, jež byl zanesen pohyblivými povrchovými, vnitřními a spodními morénami až ke konci ledovcového splazu. Jsou složené z různě velkých částečně opracovaných balvanů, které jsou uloženy v hlinitopísčité drti (Chábera 1996). Tyto morény se vytváří hlavně v období stabilizace ledovce (Demek a kol. 1976) a mohou dosahovat výšky až 250 m (Chábera 1996).

Existují také **morény ústupové**, kterých může být více za sebou, vznikají na místech, kde se ustupující ledovec na nějakou dobu ustálil a morénový materiál se nahromadil do podoby podkovovitých valů přiléhajících k čelu ledovce (Chábera 1996).

2.1.2.2 GEOGRAFICKÉ VÝZKUMY

Geografickými výzkumy zaměřenými na glaciální formy reliéfu, jako jsou morény, se věnovalo již několik autorů, ke kterým patří např. Mentlík (2010), Vočadlová (2011), Raab & Völkel (2003) nebo Reuther (2007).

Vočadlová (2011) se věnovala kromě zkoumání erozních glaciálních forem reliéfu také akumulacním formám, tj. morénám, a to v oblasti Černého a Čertova jezera. Zjistila, že v okolí Černého jezera se nachází pět generací bočních morén (+ zatopená moréna na

dně Černého jezera) ze dvou oscilačních fází zalednění, kdežto v okolí Čertova jezera byly zjištěny pouze tři generace bočních morén. U Černého jezera byla dokázána větší intenzita zalednění než u Čertova jezera. Pravé morény Černého jezera leží v nadmořské výšce od 1115 m, zatímco levé morény v nadmořské výšce 1040–1035 m. Okrajová čelní moréna se nachází ve výšce 850 m n. m. a od hráze jezera zasahuje až do vzdálenosti 760 m. Moréna nacházející se na březích jezera je považována za nejmladší. U Černého jezera degradované čelní morény dosahují 850 m n. m. a celková plocha reliéfu, na kterém se rozkládají glaciální akumulace, je 88,4 ha (Vočadlova 2011).

Dále, jak uvádí Vočadlova (2011), se morény v okolí Čertova jezera nacházejí po obou stranách jezera a Jezerního potoka v podobě méně či více výrazných valů. Jejich maximální výška, která byla naměřena, je 13 m a průměrný sklon činí 15°. Nejbližší čelní morény jsou od hráze Čertova jezera vzdálené 300 m nad svahem s maximálním sklonem 30° a jejich výška dosahuje až 50 m. V místech toku Jezerního potoka jsou tyto čelní morény v nadmořské výšce 1000–1025 m přerušeny erozním zářezem, který je dlouhý přibližně 100 m a 12 m hluboký. Pravé boční morény Čertova jezera se skládají ze tří valů. Vnitřní val, který přiléhá k jezeru, dosahuje vzhledem k hladině jezera výškového rozdílu asi 26 m. Prostřední val je přibližně o 5 m vyšší než předchozí val a je od něj oddělen prohlubní, která není nijak výrazná (cca 1 m). Vnější val je o 1–2 m vyšší než val prostřední a těsně k němu přiléhá. Valy, které jsou blíže k jezeru, se směrem po svahu dolů stáčí k hrázi, naproti tomu vnější val se směrem k severovýchodu vzdaluje. Se zvětšující se vzdáleností (tj. 190–230 m) od jezera je možnost rozlišení jednotlivých valů obtížnější. Levé boční morény Čertova jezera jsou tvořeny dvěma valy. Valy jsou od sebe odděleny protáhlou depresí a zářezem přítoku Jezerního potoka. Vnitřní val, který přiléhá k jezeru, vede od úpatí karové stěny, podél jezera, poté se stáčí východním směrem a končí nad strmým svahem, kde splývá s vnějším valem. Mezi hřbetnicí valu a hladinou jezera je až 10 m výškový rozdíl. Ve střední části valu na vnějším svahu byla naměřena maximální výška 4–6 m. Vnější val, jehož výška je 13 m nad úrovní dna zářezu erozního původu, je výraznější, než val vnitřní. Výrazný stupeň nacházející se na vnitřní straně valu najdeme v nadmořské výšce mezi 1030 a 1040 m. Degradované čelní morény u Čertova jezera dosahují 965 m n. m. a celková plocha reliéfu, na kterém se rozkládají glaciální akumulace, činí 33,2 ha (Vočadlova 2011).

Mentlík (2010) zkoumal okolí Prášílského jezera na Šumavě a Staré Jímky (jižně od Prášílského jezera), kde zjistil, že zde v minulosti proběhly tři fáze zalednění, při nichž se zformovaly různé tvary reliéfu. V okolí Prášílského jezera směrem na východ jsou pozůstatky koncové morény rozděleny do dvou částí tokem Jezerního potoka. Přičemž na pravé straně toku na plochem dnu údolí se nachází degradovaný morénový val, který je dobře zachovalý. Jižním směrem je následován degradovanou boční morénou s eratiky. Pozice nejvzdálenější koncové morény dokazuje maximální délku ledovce (přibližně 2060 m). Dále se v této oblasti nachází svrchní moréna také tvořena eratiky. Díky těmto glaciálním formám reliéfu bylo možné zkonstruovat šířku, mocnost a sklon povrchu ledovce, který se v této oblasti v minulosti nacházel. Během poslední fáze zalednění se před jezerem objevily dvě morény. Vnější moréna, v této fázi zalednění koncová, je vysoká až 12 m, leží jihovýchodně od jezera a má asymetrickou polohu vůči spodnímu karu (viz kapitola 2.1.1.2 *Geografické výzkumy*). Tvar vnitřní morény, která v této fázi zalednění byla ústupová, a jež přehrazuje současné jezero, odpovídá prahu spodního karu (Mentlík 2010).

2.2 GEOFYZIKÁLNÍ METODY

Dle Karouse (2010), geofyzikální metody, nazývané taktéž metody užitě geofyziky, se zabývají geologickým prostředím a hydrogeologickým režimem pod zemským povrchem, Dle Macháčka (2002) se principy geofyzikálních metod využívají i v mnoha jiných oborech, např. ve stavebnictví, strojírenství, zdravotnictví apod. Geofyzikální metody měří fyzikální parametry daného prostředí (Karous 2010) několika různými způsoby podle umístění zdroje pole a měřicí jednotky při měření (Macháček 2002). Karous (2010) uvádí, že jedním ze způsobů je měření z povrchu země, kdy se poté jedná o metody povrchové. Druhým způsobem může být měření ve vrtech nazývajících se karotážní měření (karotáž) (Karous 2010). Macháček (2002) uvádí také další varianty měření – důlní, automobilní, lodní, letecké a družicové.

Dle Schrotta & Sasse (2008) je každá z geofyzikálních metod založena na interpretaci kontrastů ve specifických fyzikálních vlastnostech podpovrchové vrstvy (např. dielektrická konstanta, elektrická vodivost, hustota). Dle druhu fyzikálních vlastností zkoumané oblasti, na které daná geofyzikální metoda reaguje, se určuje a omezuje rozsah aplikací (Schrott & Sass 2008; Tábořík 2012). Fyzikální vlastnosti daného prostředí jsou ovlivněné měřením

fyzikálního pole, které studujeme a jehož charakter nám určuje metodu geofyzikálního průzkumu (Ministerstvo životního prostředí 1999). Fyzikální pole těchto prostředí mohou být jak přirozené, tak uměle vyvolané (Macháček 2002).

Obecně si nemůžeme být vědomi všech omezení a nástrah, jestliže nejsme odborníky na geofyziku, proto je nutné si pečlivě vybírat mezi jednotlivými metodami a zvolit takovou, která bude pro naše prostředí a zájem nejvhodnější. Takové metody lze poté přizpůsobit konkrétním podmínkám prostředí a tvarům reliéfu (Schrott & Sass 2008).

Mezi často používané geofyzikální metody v nejen geomorfologickém výzkumu patří, jak uvádí Mareš a kol. (1990):

- a) gravimetrické metody,
- b) magnetometrické metody,
- c) geotermické metody,
- d) geoelektrické metody,
- e) radiometrické metody a metody jaderné fyziky,
- f) seismické metody,
- g) geofyzikální měření ve vrtech.

Karous (2010) se také zmiňuje, že se metody rozdělují dle fyzikální veličiny, kterou měří, tedy na: elektrické, elektromagnetické, magnetické, seismické, tíhové atd.

V poslední době nabývalo využívání geofyzikálních metod v mnohých geomorfologických výzkumech na důležitosti. Znalosti o podpovrchových strukturách by bez použití geofyziky byly značně omezené. Právě v posledních desetiletích je využívání těchto metod u geomorfologů oblíbené. Jedním z důvodů rostoucího zájmu je rozhodně souvislost s moderními technologiemi a inovacemi, jako např. zvýšený výkon počítače. Dalším důvodem je dostupnost takových zařízení, která nám umožňují relativně přívětivý, efektivní a nedestruktivní sběr dat (Schrott & Sass 2008). Obdobně význam využití geofyzikálních metod popisuje Ministerstvo životního prostředí ve své metodické příručce (2018), ve které je např. uvedeno, že geofyzika je právě oblíbená díky svým nedestruktivním principům, rychlosti a přesným přístrojům. Dále se příručka zmiňuje o tom, jak je využití geofyziky vhodné i pro vojenské instituce, které ji používají v souvislosti s problematikou environmentální i geotechnickou.

Nicméně, správné zacházení s geofyzikálními nástroji a následné zpracování dat je stále velmi obtížné. Pro svoji interpretaci metody často vyžadují pokročilé matematické zpracování (Schrott & Sass 2008).

2.2.1 GEOELEKTRICKÉ METODY

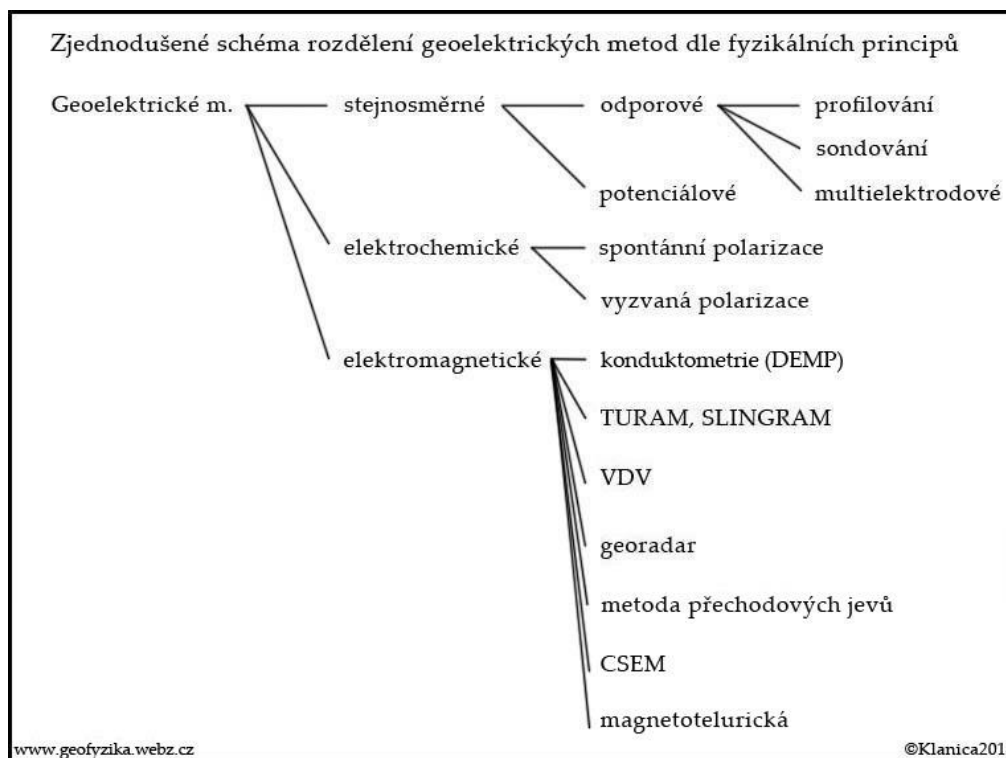
Geoelektrické metody se řadí mezi pozemní geofyzikální metody (Karous 2010). Patří mezi velmi často používané metody v geofyzikálním výzkumu, a to zejména díky své rozmanitosti, využití umělých i přirozených elektrických polí (stejnoseměrných, časově proměnných). Studují prostředí podle mnoha jeho elektrických a elektromagnetických vlastností (Ministerstvo životního prostředí 1999). Geoelektrické metody nám pomáhají rozlišovat horniny podle **měrného odporu (rezistivity)**, permitivity a elektrochemické aktivity (Mareš a kol. 1990). Dále je možné získat pomocí těchto metod měrnou vodivost (konduktivitu) hornin a mnohé další parametry, které mohou souviset se studiem vlastností prostředí (Ministerstvo životního prostředí 1999).

Mají velký počet jednotlivých metod, z nichž se řada dále modifikuje. Klasifikace metod je různá, avšak v této práci je uvedeno jednodušší rozdělení geoelektrických metod na tyto 3:

- a) metody stejnosměrné – zkoumají elektrický potenciál nebo gradient potenciálu stejnosměrného proudu,
- b) metody elektrochemické – vyhledávají přirozené vodiče 1. řádu,
- c) metody elektromagnetické – zkoumají různá proměnná elektromagnetická pole o různé frekvenci

(Mareš a kol. 1990).

Podrobnější klasifikaci geoelektrických metod si lze prohlédnout na obrázku č. 9 (Klanica 2012).



Obrázek 9: Rozdělení geoelektrických metod. Převzato z Klanica, 2012.

Dle Táboříka (2012) je využití geoelektrických metod časté zejména v oborech, jako jsou: geologie, hydrogeologie, stavebnictví, geotechnika, geomorfologie a sedimentologie. Goelektrické metody se ovšem uplatňují i při výzkumu horninového masivu či znečištění horninového prostředí, svahových deformací a při sanačních pracích (Tábořík 2012).

2.2.1.1 ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE, ERT

Elektrická odporová tomografie, z anglického *electrical resistivity tomography (ERT)* je v české literatuře také známa pod názvem – metoda odporové tomografie (Ministerstvo životního prostředí 2018). Mareš a kol. (1990) uvádí, že elektrická odporová tomografie spadá pod stejnosměrné odporové geoelektrické metody a je z nich také nejčastěji používána. Klanica (2012) dále upřesňuje zařazení metody ERT jako multielektrodovou variantu odporové metody. Metoda elektrické odporové tomografie (ERT) „pracuje na principu automatizovaného multi-elektrodového měření,“ měří a analyzuje prostorové změny elektrického proudu na umělém stacionárním elektrickém poli (Tábořík 2012, s. 6).

ERT výzkumy pro efektivní zpracování dat při terénním měření pracují se speciální aparaturou, jež je řízena mikroprocesorem a je schopna digitálního zápisu dat. Dále je nezbytné využití speciálních kabelů a zvláštního přepínače, jenž umožňuje práci se

zapojováním patřičných kombinací elektrod (viz obrázek č. 10) (Klanica 2012; GF Instruments 2012). Příkladem takové speciální aparatury může být automatický geoelektrický systém ARES II (viz obrázek č. 11) s multielektrodovými kabely (viz obrázek č. 12) od české firmy GF Instruments (GF Instruments 2012).



Obrázek 10: Nerezové elektrody. Převzato z GF Instruments, 2012.



Obrázek 11: Řídící jednotka ARES II. Převzato z GF Instruments, 2012.



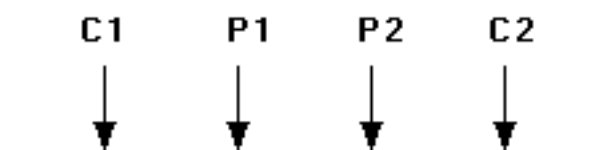
Obrázek 12: Multielektrodový kabel s přepínačem. Převzato z GF Instruments, 2012.

2.2.1.2 PRINCIP METODY ERT

Geoelektrické sondování poskytuje 1-D vertikální profil distribuce rezistivity v hloubce (Schrott & Sass 2008). Měření měrného elektrického odporu (rezistivity) se provádí zavedením konstantního proudu (I) do země přes dvě „odporové elektrody“ (C1 a

C2) a měření rozdílů výsledného napětí (U) na dvou „potenčních elektrodách“ (P1 a P2). Z hodnot proudu a napětí se vypočítá hodnota zdánlivého měrného elektrického odporu, která je označen ρ_a (Loke 2000; Schrott & Sass 2008).

Podobně princip metody ERT popisuje Klanica (2012) a navíc uvádí, že stabilní elektrody jsou rozmístěny podél měřeného profilu tak, aby mezi sebou zachovávaly konstantní vzdálenost (viz obrázek č. 13). Jejich počet se určuje podle délky měřeného úseku a podle vzdálenosti mezi jednotlivými elektrodami (Klanica 2012).



Obrázek 13: Tradiční uspořádání čtyř elektrod pro měření ERT podpovrchového odporu. Převzato z Loke, 2000.

Vztah pro výpočet zdánlivého měrného elektrického odporu prostředí poté vypadá takto:

$$\rho_a = k \times U/I$$

kde „ k “ je tzv. geometrický faktor, který závisí na uspořádání všech čtyř elektrod (Loke 2000). Geometrický faktor (k) lze také označit pojmem konstanta uspořádání. Tento „ k “ faktor se mění v závislosti na typu uspořádání (Duffek 2017). Jelikož měření měrného elektrického odporu obvykle udává hodnotu odporu:

$$R = V/I$$

tak se v praxi zdánlivý měrný elektrický odpor vypočítá dle vzorce:

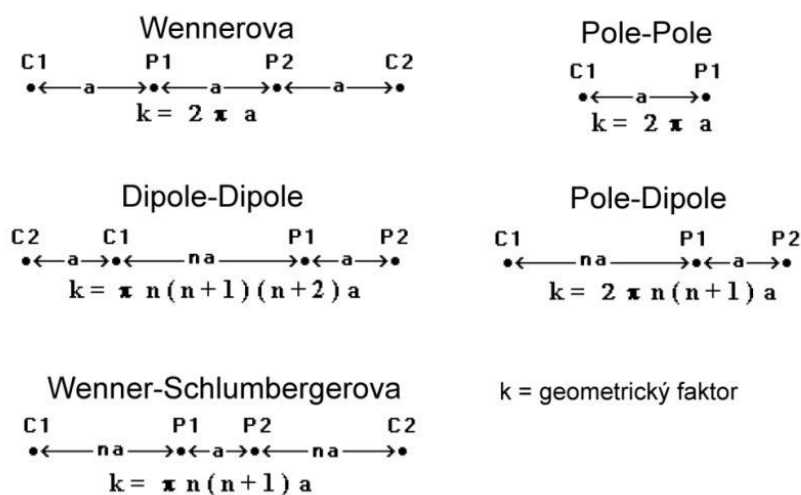
$$\rho_a = k \times R$$

Jak uvádí Loke (2000), vypočítaná hodnota měrného elektrického odporu však není hodnota skutečného měrného elektrického odporu prostředí, nýbrž hodnota zdánlivého měrného elektrického odporu homogenního povrchu, která nám může poskytnout stejné hodnoty odporu z různých elektrodových uspořádání. Vztah mezi zdánlivým a skutečným měrným elektrickým odporem je velmi komplexní. Z tohoto důvodu je nutné provést

inverzi naměřených hodnot zdánlivého měrného elektrického odporu pomocí počítačového programu, aby se mohla určit hodnota skutečného měrného elektrického odporu (Loke 2000).

Schrott a Sass (2008) uvádí, že před zahájením inverze nezpracovaných dat by se mělo získat maximální množství prioritních informací o geomorfologickém kontextu, tj. např. tloušťka vrstvy, typ podloží či očekávaná hodnota odporu. Prioritní odhad (např. maximální hodnota očekávaného odporu) lze nastavit jako pevný parametr a pomůže nám vylepšit model. Požadované informace mohou být odvozené z testovacích profilů jako třeba ze skalního podloží nebo ze sedimentární jednotky o známém složení (Schrott & Sass 2008).

Elektrodová uspořádání lze vybrat podle zaměření výzkumu. Mezi nejpoužívanější uspořádání patří zejména Schlumberger, Wenner a Dipole-Dipole (Schrott & Sass 2008). Dalšími v praxi často využívanými typy uspořádání pro 2-D průzkumy jsou: Wenner-Schlumberger, Pole-Pole a Pole-Dipole (Loke 2000). Na obrázku č. 14 jsou zobrazena nejběžnější uspořádání elektrod, která se při ERT měření používají.



Obrázek 14: Běžná elektrodová uspořádání a jejich „k“ faktor. Převzato z Duffek, 2017.

2.2.1.3 VYBRANÁ ZÁKLADNÍ USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD

Dle Tábořika (2012), pro výzkumy, které při svém měření využívají metodu elektrické odporové tomografie, existuje mnoho typů uspořádání elektrod. Jednotlivá uspořádání se liší v počtu elektrod a ve způsobu jejich zapojení. Také vzdálenost mezi

proudovými a potenčními elektrodami je v různých typech uspořádání odlišná (Tábořík 2012).

Kvůli velkému množství typů uspořádání elektrod se tato práce zaměřuje jen na některá základní uspořádání, ke kterým patří:

a) SCHLUMBERGEROVO USPOŘÁDÁNÍ

Schlumbergovo uspořádání je jedním z nejpoužívanějších uspořádání v ERT průzkumech (Loke 2000; Tábořík 2012). Využívá se pro průzkumy ve 2-D zobrazení, kde výsledky měření poskytují velmi dobré rozlišení pro laterální nehomogenity, kterými mohou být např. širší trhliny, zlomové zóny, rudní žíly (Schrott & Sass 2008; Tábořík 2012). Detekuje také výrazně lišící se vrstvy svou rezistivitou (Tábořík 2012). Dle Lokeho (2000) je Schlumbergovo uspořádání středně citlivé na horizontální i vertikální struktury. Může být proto vhodným kompromisem mezi Wennerovým a Dipole-Dipole uspořádáním v oblastech, kde se dají očekávat oba typy těchto struktur. Jeho střední hloubka zkoumání pro stejnou vzdálenost mezi odporovými elektrodami (C1 a C2) je přibližně o 10 % větší než u Wennerova uspořádání. Dle Táboříka (2012) má toto uspořádání i střední pokrytí okrajů profilu a je vhodné zejména pro detailní průzkum mělkých struktur. Loke (2000) dále uvádí, že intenzita signálu u Schlumbergerova uspořádání je nižší než u Wennerova uspořádání, ale na druhou stranu je vyšší než u uspořádání Dipole-Dipole. Má lepší horizontální pokrytí dat (je o něco širší) než Wennerovo uspořádání, kdežto je užší než pokrytí dat získané uspořádáním Dipole-Dipole (Loke 2000).

Nevýhodou této metody dle Táboříka (2012) je nižší rezistence proti elektrickému šumu, která je způsobena nižšími hodnotami měřeného potenciálu a také možné zkreslení výsledků při detekci některých vertikálních struktur (Tábořík 2012).

b) WENNEROVO USPOŘÁDÁNÍ

Wennerovo uspořádání se běžně používá pro průzkumy ve 2-D zobrazení a lze ho aplikovat v několika variantách jako jsou: alpha, beta, gama (Loke 2000). Wennerovo uspořádání ukazuje dobrý poměr mezi signálem a šumem. Je příznivé pro detekci horizontálních vrstev (Schrott & Sass 2008), tj. v řešení vertikálních změn, kdežto relativně špatné pro detekci horizontálních změn, tj. úzké vertikální struktury. Má střední hloubku

zkoumání a z ostatních uspořádání má nejsilnější sílu signálu. To může být důležitým faktorem, jestliže je průzkum prováděn v oblastech s vysokým šumem v pozadí (Schrott & Sass 2008).

Dle Lokeho (2000) je nevýhodou tohoto uspořádání pro 2-D zobrazené výzkumy relativně slabé horizontální pokrytí elektrod se zvětšující se vzdáleností. Problém by mohl nastat, pokud by se použil systém s malým počtem elektrod (Loke 2000).

c) DIPOLE–DIPOLE USPOŘÁDÁNÍ

Toto uspořádání bylo a stále je velmi často využíváno v geofyzikálních průzkumech kvůli jeho nízkému elektromagnetickému šumu, který znehodnocuje výsledná data (Schrott & Sass 2008). Loke (2000) uvádí, že stejně jako Schlumbergerovo a Wennerovo uspořádání, tak i Dipole-Dipole uspořádání se hojně využívá ve výzkumech pro 2-D zobrazení. Toto uspořádání je nejcitlivější na změny odporu mezi elektrodami v každé dvojici dipólů. I když je velmi citlivé pro horizontální změny odporu, tak pro vertikální změny odporu je relativně necitlivé. To znamená, že Dipól-Dipól je dobrý pro mapování svislých struktur, jako jsou pravé žíly a dutiny, ale nehodí se pro mapování horizontálních struktur, tj. intruzivní vrstvy (ložní žíly) a sedimentární vrstvy. Dipole-Dipole uspořádání se dá aplikovat i při průzkumech ve 3-D zobrazení, avšak i tam má svá omezení a problémem může být hlavně poměrně nízká síla signálu (Loke 2000). Dipole-Dipole uspořádání je vhodné pro vymezení prostorově ohraničených objektů (Schrott & Sass 2008). Dle Tábořika (2012) je tato metoda průzkumu nejdetailnější a má střední hloubkový dosah s vysokým rozlišením, které umožňuje účinně rozeznávat hlubší struktury. Na druhou stranu je podle něj tato metoda velmi časově náročná.

Jak uvádí Loke (2000), obecně toto uspořádání ve srovnání s Wennerovým zkoumání v menší hloubce, ale na druhou stranu má lepší horizontální pokrytí dat než právě Wennerovo uspořádání (Loke 2000).

2.2.1.4 VYUŽITÍ METODY ERT

Elektrická odporová tomografie se již po mnoho let využívá v hydrogeologickém, těžebním a geotechnickém průzkumu. V poslední době se začala uplatňovat také v environmentálních výzkumech (Loke 2000). Mimo jiné se s jejím užitím setkáme např. při

geomorfologických výzkumech horského reliéfu, kde se metoda elektrické odporové tomografie využívá při studiu rozpadu horských hřbetů, svahových deformací, interakcí s fluvialním systémem apod. (Tábořík 2012). Duffek (2017) pomocí metody ERT zkoumal kamenná moře, Mentlík (2011) glaciálně modelovaný reliéf. Metoda elektrické odporové tomografie je především vhodná pro detailní mělké průzkumy (Klanica 2012).

2.2.1.5 PRŮZKUMY ERT

Jak uvádí Schrott & Sass (2008), princip fungování je založen na postupném iteračním procesu, který se snaží minimalizovat odchylku mezi naměřeným zdánlivým měrným elektrickým odporem a simulovanými hodnotami zdánlivého měrného elektrického odporu, který byl vypočítán z podpovrchového modelu. V praxi se mohou využívat 1-D, 2-D i 3-D průzkumy (Schrott & Sass 2008).

a) 1-D PRŮZKUMY

Dle Schrotta & Sasse (2008) 1-D průzkumy používají pouze 4 elektrody. Dvě potenční elektrody zůstávají uprostřed profilu, zatímco proudové elektrody jsou postupně taženy po obou stranách profilu (Schlumbergerovo pole). Čím větší je rozstup mezi elektrodami, tím hlouběji proniká elektrické pole do země. Tím se vytvoří hloubkový profil pod přibližným středem sekce profilu (Schrott & Sass 2008).

b) 2-D PRŮZKUMY

Dle Schrotta & Sasse (2008) 2-D průzkumy představují další vývoj 1-D technik tím, že využívají 50 nebo i více elektrod najednou. Jednotka mikroprocesoru automaticky přepíná mezi několika elektrodovými konfiguracemi, čímž se vytváří 2-D pseudosekce pod zemským povrchem. Inverze nashromážděných dat pomocí sofistikovaných počítačových programů produkuje podpovrchovou 2-D sekci měrného odporu (Schrott & Sass 2008).

2.2.1.6 VÝHODY A NEVÝHODY METODY ERT

Velmi významnou výhodou metody elektrické odporové tomografie dle Schrotta & Sasse (2008) je vysoká variabilita rozstupů a konfigurace elektrod. Vzdálenosti mezi elektrodami se mohou pohybovat od několika centimetrů až po stovky metrů. Umožňují průnik do hloubky několika decimetrů po stovky metrů (Schrott & Sass 2008). Jako další výhody této metody uvádí Tábořík (2012) zejména její neinvazivní a nedestruktivní způsob

průzkumu, rychlý a efektivní způsob měření a celkem jednoduchou manipulaci a transport. Dále uvádí, že pomocí metody ERT ve srovnání s jinými geofyzikálními metodami je zpracování a interpretace dat jednodušší (Tábořík 2012).

Mezi nevýhody této metody patří rozhodně problém s uzemněním elektrod v extrémně nevodivém substrátu (Tábořík 2012). Autoři Schrott & Sass (2008) dále uvádějí, že pro podpovrchové prvky a vegetaci neplatí téměř žádná omezení. Nicméně velmi suché nebo blokové substráty (např. kamenná moře) jsou obecně nepříznivé. V takových případech se musí zkvalitnit propojení mezi elektrodou a zemským povrchem, a to pomocí takových opatření jako je např. navlhčení elektrod nebo jejich vložení do země skrz vlhké houby (Schrott & Sass 2008).

Schrott & Sass (2008) uvádějí, že geoelektrické průzkumy vždy začleňují (integrují) elektrické vlastnosti určitého objemu pod zemským povrchem. Rozsah tohoto objemu se zvětšuje, čím hlouběji pod povrchem se nacházíme. Přesnou hloubku podloží je možné odhadnout pouze tam, kde je velmi významný kontrast odporu mezi volně překrývajícími se sedimenty a podložím (Schrott & Sass 2008). Tábořík (2012) a dále Schrott & Sass (2008) ve svých pracích dále uvádějí, že se zvětšující se hloubkou klesá přesnost detekce ostrých hranic mezi vrstvami. Dále se zmiňují o tom, že s narůstáním hloubky měření, se mocnosti jednotlivých vrstev nemusejí shodovat se skutečností.

Schrott & Sass (2008) zmiňují další problém, který souvisí s významnými překrývajícími se rozsahy odporů pro různé substráty. Hodnoty odporu téměř každé jednotky pod povrchem (bez ohledu na to, jestli je sediment nebo podloží uvolněné) mohou pokrývat rozsah několika řádů v závislosti např. na obsahu vody a spojení. A tak nemůže být naměřený odpor přímo přiřazen k určitému substrátu (podkladu) (Schrott & Sass 2008).

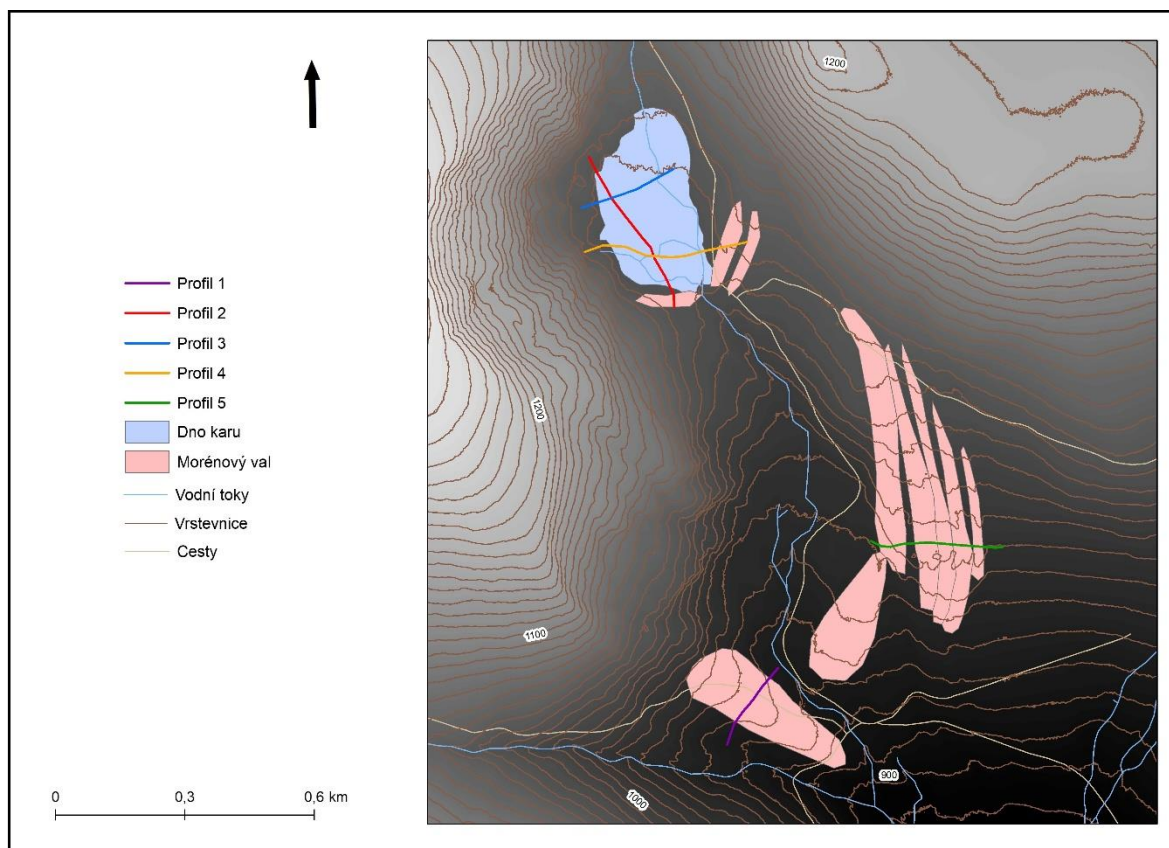
3 METODIKA PRÁCE

Následující kapitola se zabývá metodikou práce, tj. terénním měřením, uspořádáním elektrod a také zpracováním dat.

3.1 TERÉNNÍ MĚŘENÍ

Terénní měření bylo provedeno na podzim roku 2019 v oblasti karu Schwarzbach, který leží na východním svahu hory Steinfleckberg v Zadním Bavorském lese na Šumavě. Kvůli velké vzdálenosti zájmového území byl terénní výzkum rozvržen do několika dní. Měření bylo prováděno za pomoci automatického geoelektrického systému ARES II, který byl pro účely práce zapůjčen Oddělením geověd Západočeské univerzity v Plzni.

Celkem bylo změřeno pět profilů, přičemž tři z nich vedly přes samotný kar Schwarzbach a dva profily byly taženy přes morénové valy (viz obrázek č. 15).



Obrázek 15: Mapa s jednotlivými profily, vymapovaným karem a morény v oblasti karu Schwarzbach. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem.

Profily byly taženy na území Národního parku Bavorský les. V průběhu terénního měření jsme se museli vypořádat i s hůře prostupnou vegetací nebo reliéfem. Některé profily byly vedeny přes vodní toky, v těchto případech jsme museli elektrody umístit tak, aby nebyly ponořené ve vodě a aby stále mezi sebou zachovávaly určené rozestupy. Ve všech případech se nám podařilo tyto dvě podmínky splnit, a proto jsme mohli elektrody uzemnit na opačných březích vodního toku (viz obrázek č. 16).



Obrázek 16: Profil vedený přes vodní tok. Vlastní foto autorky, 2019.

Jiné profily byly taženy místy s popadanými kmeny stromů nebo vysokým borůvčím (viz obrázek č. 17).

3.1.1 LOKALIZACE ERT PROFILŮ

Polohu jednotlivých profilů je možné vidět na obrázku č. 15. První profil byl veden přes morénový val, o kterém se domníváme, že může být koncovou morénou ledovce, který se zde v minulosti nacházel. Profil začínal nedaleko vodního toku a dále vedl přes cestu směrem na jihozápad. Druhý profil, který byl tažen přes kar Schwarzbach a dva vodní toky,

začínal na menší moréně, která ohraničuje kar, pokračoval směrem na sever a poté byl mírně odkloněn severozápadním směrem, kde končil blízko začínající karové stěny. Profil č. 3 se táhl také skrze kar a přecházel vodní tok, ovšem jeho začátek se nacházel přímo v karu samotném. Směřoval na západ a končil poblíž karové stěny. Na morénovém valu začínající čtvrtý profil byl veden západním směrem. Profil překračoval mj. i cestu a vodní tok na dvou místech. Několik metrů profil vedl podél vodního toku a končil na karové stěně. Poslední, tedy pátý profil, byl tažen přes sekvenci morénových valů. Začátek profilu č. 5 byl umístěn nedaleko prvního morénového valu a směřoval téměř jako přímka na východ.



Obrázek 17: Profil vedený přes těžce přístupný terén. Vlastní foto autorky, 2019.

3.1.2 VOLBA USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD A ERT MODELOVÁNÍ

Uspořádání elektrod jsme volili dle prostudované odborné literatury, ve které se mj. vyskytovaly i výhody a nevýhody jednotlivých uspořádání, jež byly pro výběr vhodného uspořádání klíčové. Na základě poznatků z odborné literatury (viz kapitola 2.2.1.3 Vybraná

základní uspořádání elektrod) jsme se rozhodli u všech profilů zvolit jako nejvhodnější metodu uspořádání právě metodu Schlumberger.

3.1.3 ROZESTUP ELEKTROD

Rozestup elektrod byl zvolen u profilu č. 1 po 4 m, aby bylo dosaženo lepšího rozlišení, kdežto u profilů č. 2-5 byly rozestupy jednotlivých elektrod po 5 m. Důvodem bylo zajistit, co nejdelší rozsah profilu. Při umísťování elektrod do země jsme se setkali i s problémy s uzemněním, a to zejména v oblastech, kde byly pod povrchem nejspíše velké bloky hornin. S tímto problémem jsme se vypořádali za využití hrubé síly, tj. zaražením elektrod do země pomocí kamenů. Na následujícím obrázku (obrázek č. 18) si lze prohlédnout, jak v terénu vypadaly uzemněné elektrody.



Obrázek 18: Uzemněná elektroda s pryžovou gumičkou. Vlastní foto autorky, 2019.

3.1.4 DÉLKA PROFILU A HLOUBKOVÝ DOSAH

Délky ERT profilů se lišily na základě velikostí daných forem reliéfu, které byly zkoumány. Délky profilů se pohybovaly od 220 m do 395 m.

V následující tabulce je uvedena charakteristika všech výše zmíněných zjištěných parametrů jednotlivých ERT profilů:

Profil	Metoda uspořádání	Rozestup elektrod [m]	Délka profilu [m]	Orientace profilů
Profil 1	Schlumberger	4	220	na JZ
Profil 2	Schlumberger	5	395	na SZ
Profil 3	Schlumberger	5	235	na Z
Profil 4	Schlumberger	5	395	na Z
Profil 5	Schlumberger	5	315	na V

Tabulka 1: Naměřené parametry všech ERT profilů zájmového území. Vlastní zpracování, 2020.

3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT

ERT výsledky byly zpracovány pomocí softwaru RES2DINV, který „vyhodnocuje data (zdánlivý měrný odpor) prostřednictvím dvou-rozměrné tomografické inverze“ (Tábořík 2012, s. 18). Jednoduchý popis jednotlivých kroků pro zpracování dat geoelektrickou metodou ERT uvádí ve své práci Tábořík (2012), podle kterého je pro zpracování dat naměřených metodou ERT potřeba nejdříve exportovat data z přístroje ARES a importovat je do jiného zařízení (počítače, notebooku) ve formátu, který je kompatibilní s programem RES2DINV.

Jak je uvedeno v kap. 2.2.1.2 *Princip metody ERT*, aby se mohla určit hodnota skutečného měrného elektrického odporu, je nutné provést inverzi naměřených hodnot zdánlivého měrného elektrického odporu (Loke 2000). Dle Táboříka (2012) se změřená data uvádí ve formě tzv. pseudosekcí – každá sekce představující určitou část změřeného prostředí má přiřazenou hodnotu měrného odporu, která je odvozena ze 4 změřených bodů, jedná-li se o 2-D inverzi. Vypočítá se model (inverzní odporový model) tomografické inverze z naměřených dat, následně je zpětně spočítán (obrácená matematická úloha) a poté porovnán s přímo naměřenými daty. Rozdíl mezi nimi se při běžné inverzi označuje jako RMS chyba (Tábořík 2012).

Jak dále uvádí Tábořík (2012), jakmile je provedena inverze dat, software RES2DINV nám umožní vytvořit výsledné modely. Vytvořené modely jsou vyexportovány jako rastrové obrázky (formáty .bmp, .png). Program RES2DINV je kromě vytváření ERT modelů schopný vykonávat i další operace (Tábořík 2012), které nejsou pro účely této práce příliš podstatné, proto není potřeba se o nich více zmiňovat.

4 VÝSLEDKY A INTERPRETACE DAT

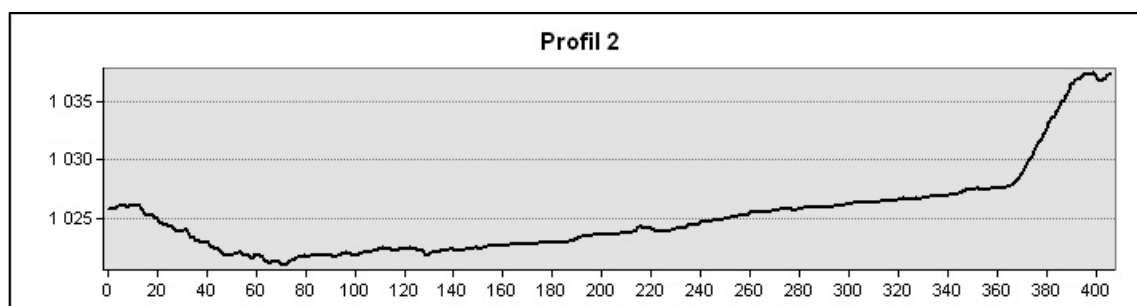
Následující kapitola je rozdělena do dvou podkapitol, jelikož se zájmové území skládá ze dvou různých oblastí, a to z oblasti s glaciální erozní formou reliéfu (karem) a oblasti s glaciálními akumulacími formami reliéfu (morénovými valy) přilehlého okolí. V obou podkapitolách se nachází jednotlivé ERT modely a topografické profily.

4.1 ANALÝZA KARU SCHWARZBACH

Pro profily 2–4 byly vytvořeny topografické profily a ERT modely.

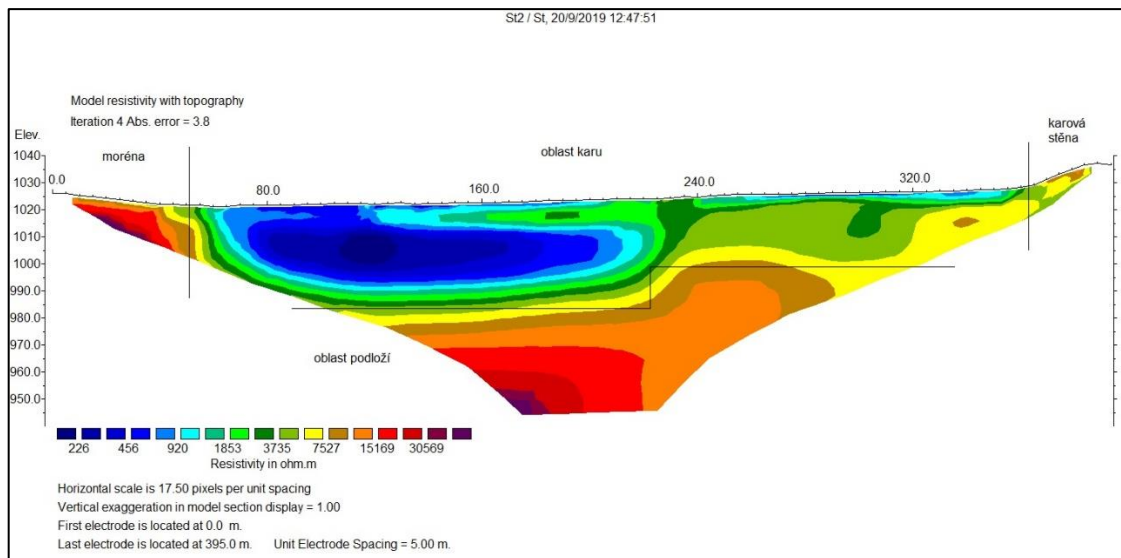
4.1.1 PROFIL 2

Profil č. 2 začínal na morénovém valu a pokračoval přes kar až k začínající karové stěně, tomu odpovídá i topografický profil. Na grafu topografického profilu (viz graf č. 1) lze vidět, jak se reliéf pozvolna mění. Nadmořská výška klesá směrem z morény (vlevo) do karu cca v 1021 m n. m. a poté opět pomalu stoupá, kde v 1027,5 m n. m. reliéf v blízkosti karové stěny strmě stoupá (vpravo). Nepatrně zařiznuté vodní toky je možné vidět na 70. a 130. metru topografického profilu.



Graf 1: Topografický profil naměřeného profilu č. 2. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

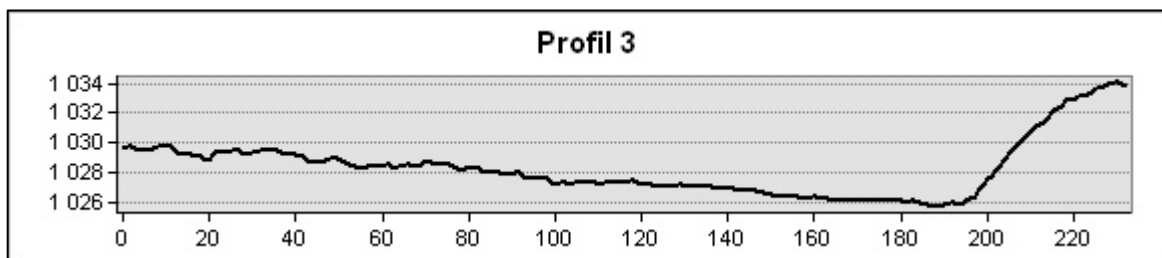
První ERT model (též tomogram; viz obrázek č. 19) vykazuje různé odpory. V oblasti morénového valu (od počátku profilu do cca 40. metru) se rezistivita pohybuje ve vyšších hodnotách, jako je zejména 15,1–30,5 k $\Omega \cdot m$. V oblasti karu, přibližně od 45. metru až po 355. metr, kde kar volně přechází v karovou stěnu, hodnoty dosahují 226–3735 $\Omega \cdot m$. Směrem ke karové stěně rezistivita mírně narůstá. Nejnížší hodnoty, 226 $\Omega \cdot m$, byly naměřeny mezi 105. a 128. metrem v hloubce 10–15 m. Do 985 m n. m. a 1000 m n. m. (v druhé polovině profilu) roste odpor podloží, kde dosahuje hodnot mezi 7,5–30,5 k $\Omega \cdot m$.



Obrázek 19: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 2. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.

4.1.2 PROFIL 3

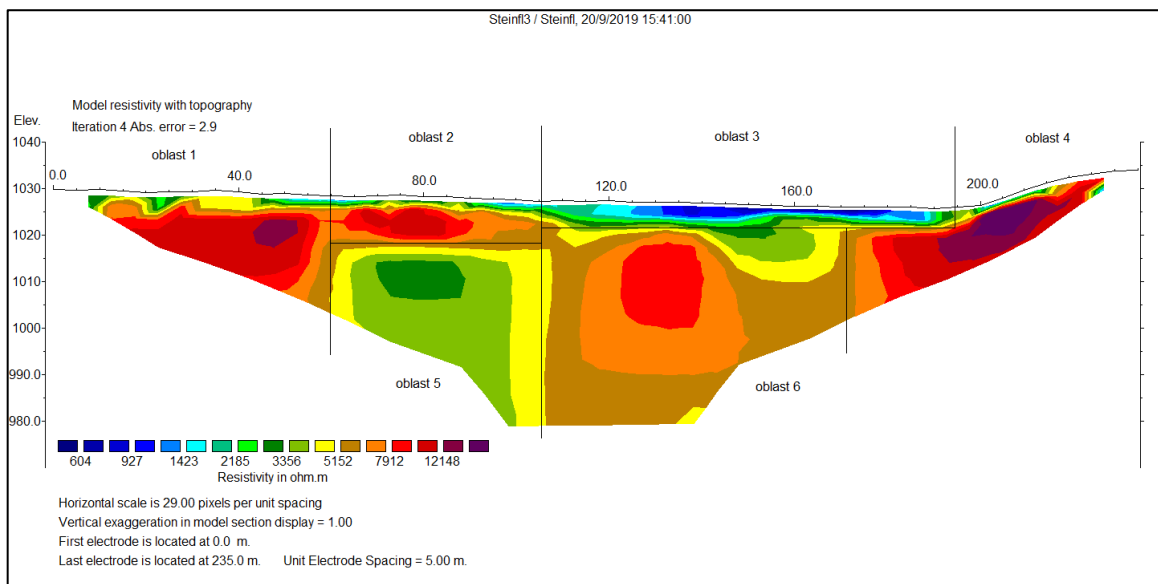
Na grafu topografického profilu (viz graf č. 2) je vyobrazeno, jak profil začínal v karu v nadmořské výšce pohybující se mezi 1026–1029,5 metry a končil na místě, kde reliéf přecházel pomalu do karové stěny (vpravo). Koryto vodního toku je viditelné cca na 43. m od počátku profilu.



Graf 2: Topografický profil naměřeného profilu č. 3. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

Vytvořený model třetího ERT profilu (viz obrázek č. 20) nám ukazuje celkem různorodé struktury v podloží. Nejnižší hodnoty odporu, tj. 927–3356 $\Omega \cdot m$, jsou pozorovatelné až do přibližně 190. metru při povrchu v horizontálním směru, a to zejména v oblasti č. 3 (viz obrázek č. 20) mezi 115. až 190. metrem. Na druhou stranu si lze všimnout, že od nadmořské výšky 1022 m a níže se hodnoty rezistivity pod touto oblastí zvětšují (viz oblast č. 6). Oblast č. 1 se od 1025 m n. m. vyznačuje vysokými hodnotami odporu (5,1–12,1 k $\Omega \cdot m$). Podobné hodnoty odporu se poté vyskytují ve druhé (od 60. do 105. metru

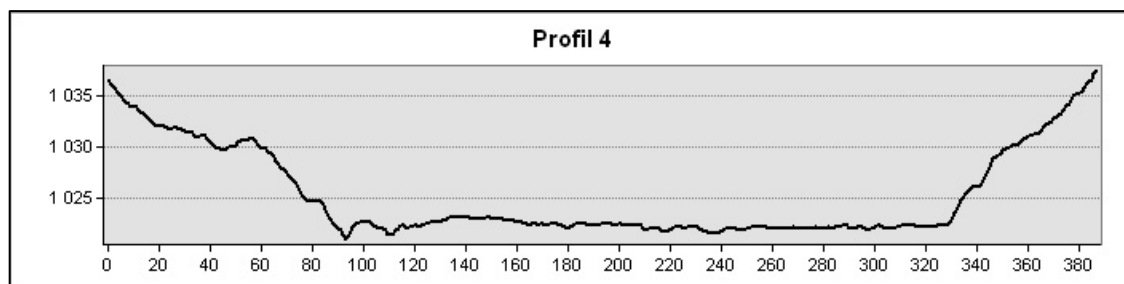
v hloubce cca 2,5 m) a šesté (od 105. do 170. metru v hloubce 8 a 15 m) oblasti, kde se hodnoty odporu prostředí pohybují mezi 5,1–7,9 k $\Omega \cdot m$. V oblasti č. 4 nalezneme nejvyšší rezistivitu z celého profilu, a to s hodnotami 7,9–12,1 k $\Omega \cdot m$. Zajímavá je také struktura v oblasti č. 5 (do 1017 m n. m. mezi 60. a 105. metrem), která vykazuje poměrně nízké odpory oproti zbytku podloží ve stejné nadmořské výšce, 3,3–5,1 k $\Omega \cdot m$.



Obrázek 20: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 3. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.

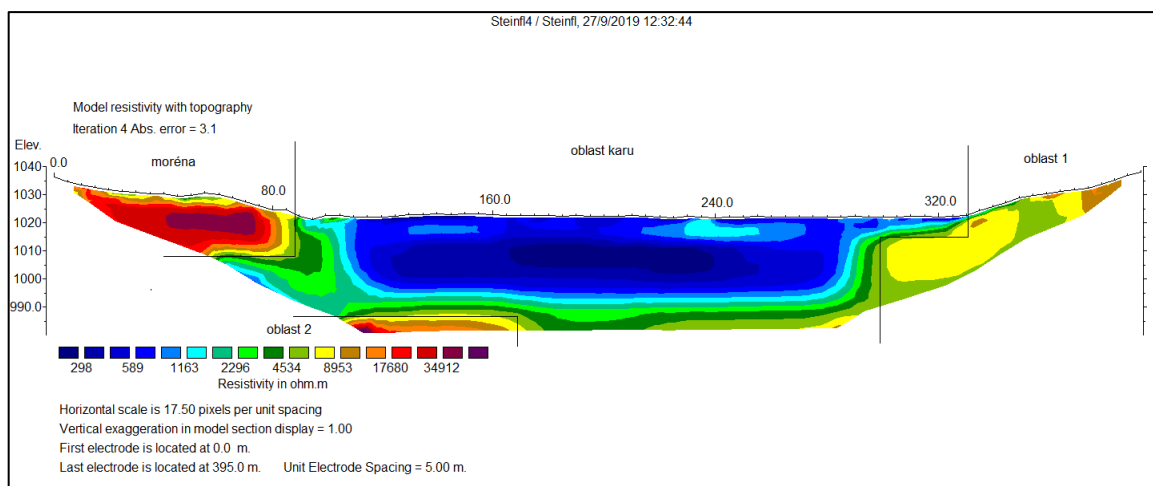
4.1.3 PROFIL 4

Na topografickém profilu (viz graf č. 3) čtvrtého profilu je vidět, v jaké nadmořské výšce se kar nachází, tj. přibližně ve výšce mezi 1022–1023 m, což se shoduje i s hodnotami na tomogramu (viz obrázek č. 21) pro čtvrtý profil. Také lze z grafu zjistit, jak je kar v téhle oblasti přibližně široký – 240 m. Dle topografického profilu můžeme oblast karu považovat za celkem rovinný reliéf. Kdežto reliéf celé oblasti dohromady se dynamicky mění, jak je možné vidět na grafu. Vlevo si lze všimnout klesající křivky, která znázorňuje přechod z morénového valu zřejmě boční morény do oblasti karu. Na opačné straně začíná strmá karová stěna, kam až náš profil zasahoval, a proto zde s malou vzdáleností rychle narůstá nadmořská výška. Přítomnost vodních toků se na topografickém profilu projevila jen nepatrně, jeden lze vidět na 110. metru a hůře rozeznatelný poté na 180. metru profilu. Cesta je poněkud více patrná přibližně 80 m od počátku profilu.



Graf 3: Topografický profil naměřeného profilu č. 4. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

Ze třetího modelu rozložení měrného elektrického odporu (viz obrázek č. 21) ukazujícího ERT profil č. 4 vidíme, že na začátku profilu, zhruba do 90. metru, můžeme pozorovat oblast s velmi vysokými odpory (8,9–34,9 k $\Omega \cdot m$). Naopak nejnižší odpory vykazuje oblast karu, která se nalézá přibližně mezi 90. a 330. metrem. Velmi nízká rezistivita s rozsahem hodnot 298–4534 $\Omega \cdot m$ se zde nachází v nadmořské výšce přibližně od 983 m do 1023 m. V následující oblasti č. 1 (na konci profilu od 300. metru v cca 1015 m n. m. a od 330. metru zhruba od povrchu) se hodnoty pohybují od 4,5 k do 8,9 k $\Omega \cdot m$. Za zmínku stojí také oblast č. 2, ve které se objevují velmi vysoké hodnoty rezistivity, a to 8,9 k až 34,9 k $\Omega \cdot m$. Tato oblast se nachází v nadmořské výšce od 986 m mezi 105. a 170. metrem.

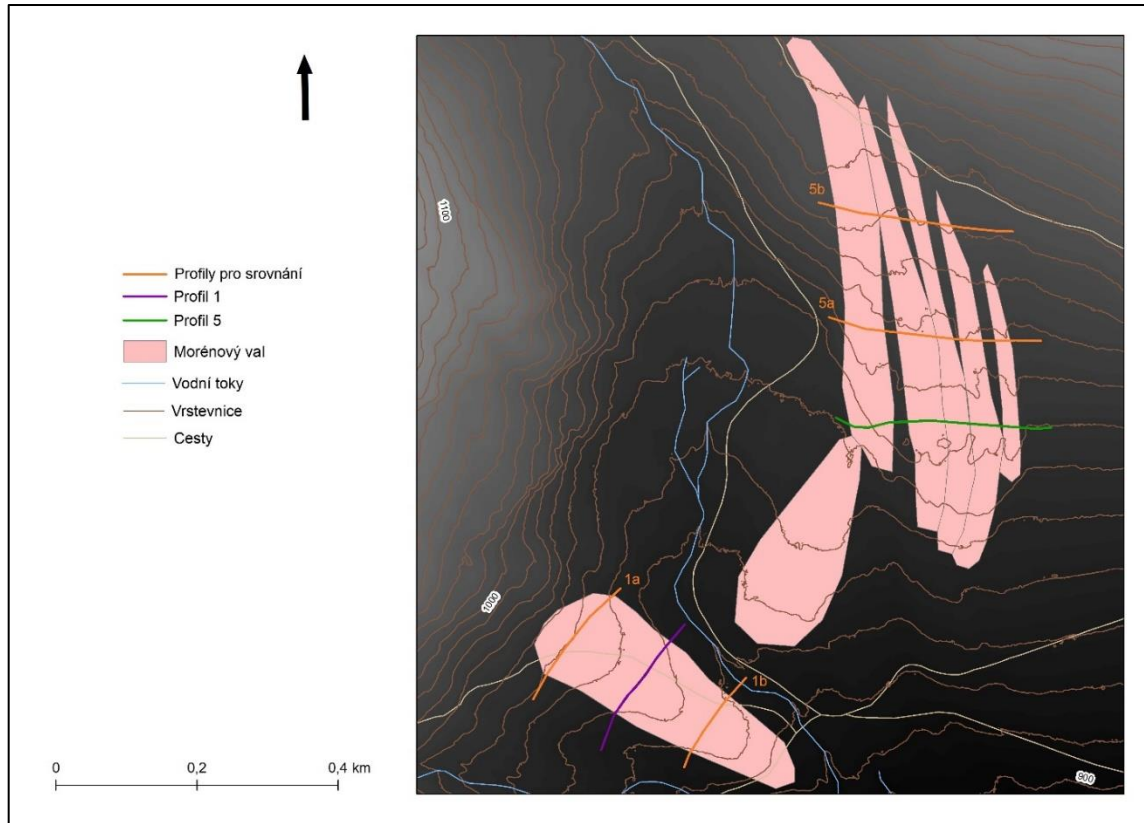


Obrázek 21: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 4. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.

4.2 ANALÝZA AKUMULAČNÍCH FOREM RELIÉFU

Pro profily č. 1 a 5 byly vytvořeny nejenom ERT modely a topografické profily, ze kterých lze zjistit např. šířku a výšku morénových valů, ale také další topografické profily

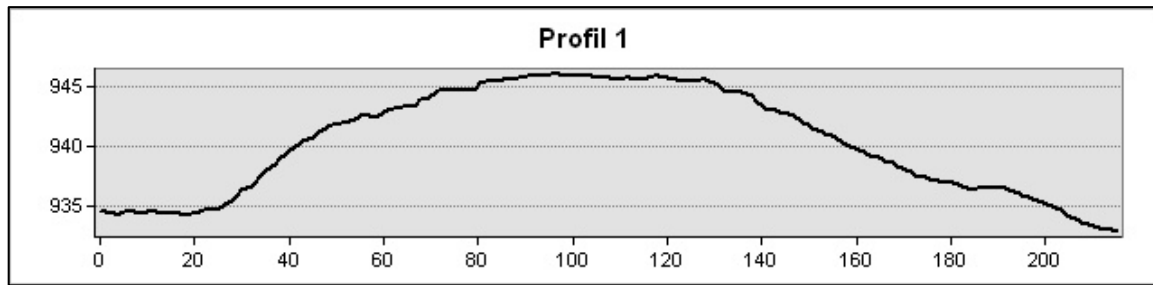
pro jejich srovnání. Tyto srovnávací topografické profily byly vytvořeny pomocí programu ArcMap několik metrů od původních profilů. Mapu se srovnávacími topografickými profily je možno vidět na obrázku č. 22.



Obrázek 22: Topografické profily vytvořené pro srovnání s původními ERT profily č. 1 a 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem.

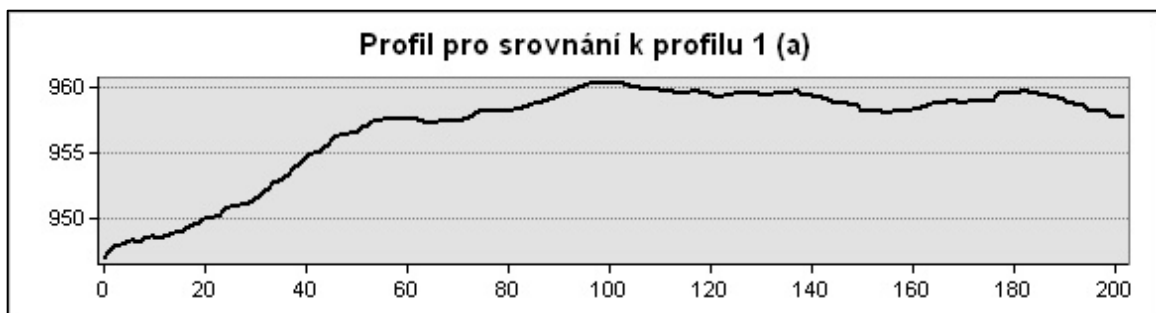
4.2.1 PROFIL 1

Z grafu topografického profilu (viz graf č. 4) lze vidět, že šířka prvního zkoumaného morénového valu činí přibližně 150 metrů. Morénový val je zhruba 11 m mocný a leží v nadmořské výšce až 946 m. Cesta křižující první profil na topografickém profilu je rozeznatelná, nachází se přibližně 78 m od počátku profilu.



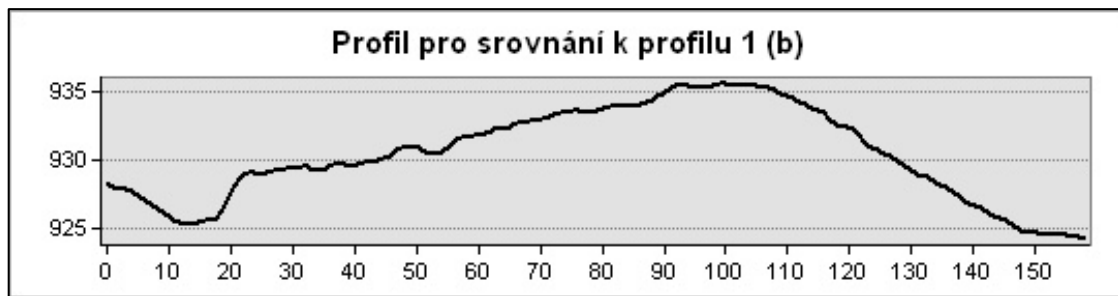
Graf 4: Topografický profil naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

První topografický profil pro srovnání (viz graf č. 5) k profilu č. 1 byl vymodelován severozápadně od prvního profilu ve vzdálenosti asi 113 m. Tato část morény leží v nadmořské výšce až 960 m a může být mocná až 14 m. Moréna zde dosahuje větší mocnosti a val je také o něco širší. Šířka v tomto místě činí přibližně 180 m. Cesta na tomto topografickém profilu je viditelná na zhruba 124. metru.



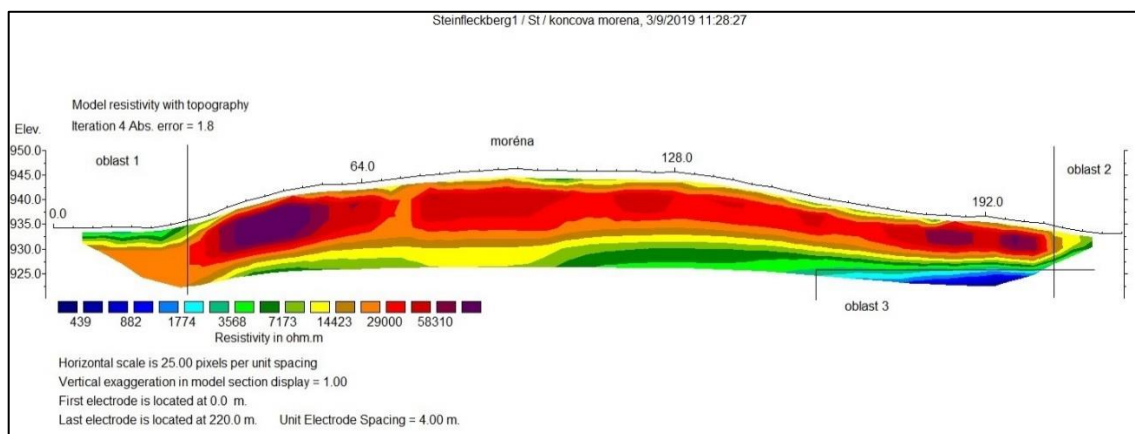
Graf 5: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

Druhý topografický profil pro srovnání (viz graf č. 6) k profilu č. 1 byl vytvořen o cca 113,9 metrů jihovýchodním směrem od prvního profilu. Je možné si všimnout, že oproti původnímu profilu se tento profil mírně liší v tom, že jeho začátek, tj. až po přibližně 51. metr, a konec od 150. metru a dále, je formován říčními toky, přes jejichž koryta byl tento srovnávací profil tvořen. Od zhruba 51. metru přechází reliéf v morénový val, který se směrem na jihozápad zužuje. Moréna zde má šířku asi 80 metrů. I nadmořská výška se snižuje, na rozdíl od obou předchozích profilů, se v tomto místě val nachází v nadmořské výšce něco přes 935 m. Zhruba 55 m od počátku profilu lze rozeznat v grafu cestu, kterou profil č. 1 křížoval. Moréna by mohla být mocná až 12 m, pokud bereme v potaz její přemodelování korytem říčního toku, pokud ne, tak by se její mocnost mohla rovnat asi 8 metrům.



Graf 6: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 2x.

Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 1 (viz obrázek č. 23) nám ukazuje, že oblast morény, tj. cca od 30. do 180. metru profilu, je charakteristická vysokou rezistivitou podloží. V nadmořské výšce od 930 m do 942 m se hodnoty pohybují mezi 14,4–58,3 k $\Omega \cdot m$. V nižších nadmořských výškách (ve větší hloubce) ve stejné části profilu rezistivita prostředí klesá (3,5–14,4 k $\Omega \cdot m$). V oblasti č. 1 (od počátku profilu až do 28. metru) pozorujeme při povrchu nízké odpory, tj. 3,5–7,1 k $\Omega \cdot m$ v maximální hloubce 2 m, zatímco směrem do nitra země odpor narůstá a nese hodnoty mezi 14,4–29 k $\Omega \cdot m$. Druhá oblast, na konci profilu, od přibližně 208. metru, vykazuje opět nižší hodnoty odporu (7,1–14,4 k $\Omega \cdot m$). Zhruba od 160. metru (oblast č. 3) pozorujeme minimální hodnoty odporu, které se snižují s přibývajícím hloubkou, dosahují zde 882–7173 $\Omega \cdot m$.

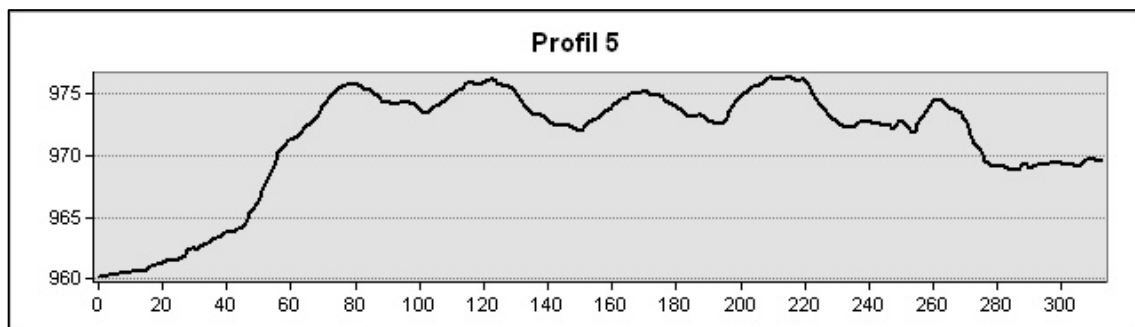


Obrázek 23: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 1. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.

4.2.2 PROFIL 5

Na grafu topografického profilu (viz graf č. 7) je znázorněna sekvence pěti morénových valů bočních morén. Valy se nacházejí v nadmořské výšce od 972 do 976,5 m. Šířka sekvence bočních morén je přibližně 242 m. První morénový val, který se nachází zhruba mezi 45. a 89. metrem v maximální nadmořské výšce 976 m, je nejspíše mocný 12

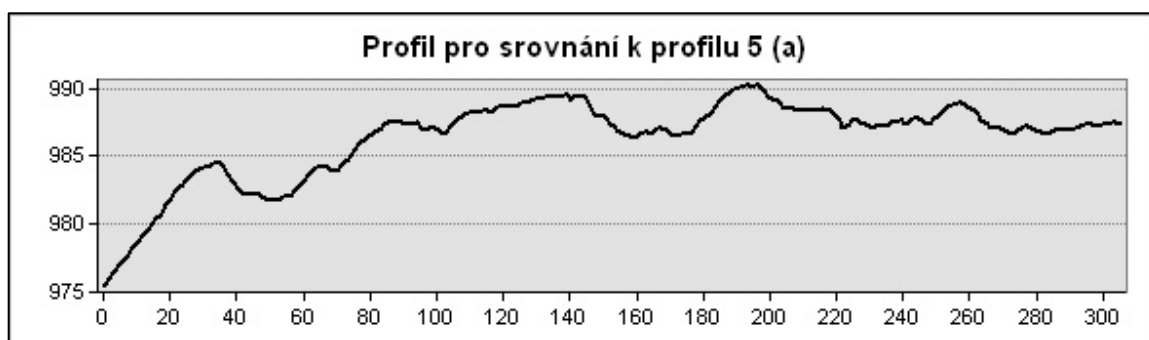
m. Od druhého valu je oddělen sníženinou, jejíž povrch lze pozorovat v nadmořské výšce okolo 973 m. Od 103. metru je možné vyzorovat druhý morénový val, který by mohl být mocný 11,5 m, nachází se v 976,5 m n. m., a končí na 138. metru. Tento val je opět od následujícího oddělen prohlubní, kterou lze spatřit v nadmořské výšce mezi okolo 972 m. Prostřední val nacházející se v 975 m n. m. leží mezi 151.–185. metrem a jeho mocnost dle profilu se zdá být 8,5 m. Je také od sousední morény oddělen menší prohlubní, jejíž dno leží okolo 972,5 m n. m. Čtvrtá moréna se nalézá mezi 196. a 232. metrem a je nejvýše položená ze všech morén. Její mocnost by mohla dosahovat 8,5 m a leží v maximální nadmořské výšce 976,5 m. Nejširší a nejvýraznější prohlubeň odděluje čtvrtý a pátý morénový val, jejíž povrch se nachází v nadmořské výšce zhruba 972 m. Poslední moréna leží ze všech zkoumaných morénových valů v nejnižší nadmořské výšce (974,5 m) a má z nich také nejmenší mocnost. Její mocnost odhadujeme na pouze 6 m a můžeme ji vidět od 256. do 276. metru.



Graf 7: Topografický profil naměřeného profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

Z grafu topografického profilu pro srovnání (viz graf č. 8) s předchozím profilem lze vyčíst, jak se při zvyšující se nadmořské výšce valy liší. Valy se nacházejí v nadmořské výšce od 982 do 990,5 m. Morény v těchto místech jdou od sebe hůře rozeznat než ty na předchozím profilu. Tento topografický profil byl vytvořen 119 metrů od původního profilu severním směrem (viz obrázek č. 22). Všechny valy dohromady jsou široké asi 250 metrů. První morénový val pozorujeme cca od 18. metru do 43. metru. Nachází se v nadmořské výšce 984,5 m a je mocný přibližně 4 m. Od druhého valu je oddělen výraznou prohlubní, kterou můžeme vidět zhruba mezi 43.–72. metrem. Navazující druhý val leží v nadmořské výšce 987,5 m, nachází se mezi 69.–103. metrem a jeho mocnost by mohla být 5,5 m. Druhý a třetí val na sebe úzce navazují. Třetí morénový val nacházející se mezi 104.–150. metrem je v této oblasti ze všech valů nejširší. Najdeme ho ve výšce zhruba 989,5 m n. m a je

nejspíše mocný 6 m. Čtvrtá moréna je od předchozí oddělena rovněž velmi výraznou prohlubní, která je pozorovatelná v nadmořské výšce přibližně okolo 986 m, moréna je mocná zhruba 5 m a nachází se v přibližně 990,5 m n.m. Mezi předposledním a posledním valem je možno vidět sníženinu, jejíž dno se nachází ve výšce okolo 987 m n. m. Poslední morénový val, soudíme, má mocnost 2 m, leží v nadmořské výšce přibližně 989 m a lze ho pozorovat od 249. do 268. metru na profilu. Oproti topografickému profilu naměřeného profilu č. 5 (viz graf č. 7) pozorujeme změny v nadmořských výškách polohy morénových valů. V oblasti, kde byl vytvořen srovnávací profil „5a“ k profilu č. 5, se morény nacházejí ve vyšších nadmořských výškách než na původním topografickém profilu. Na druhou stranu jsou tyto morény méně výrazné.

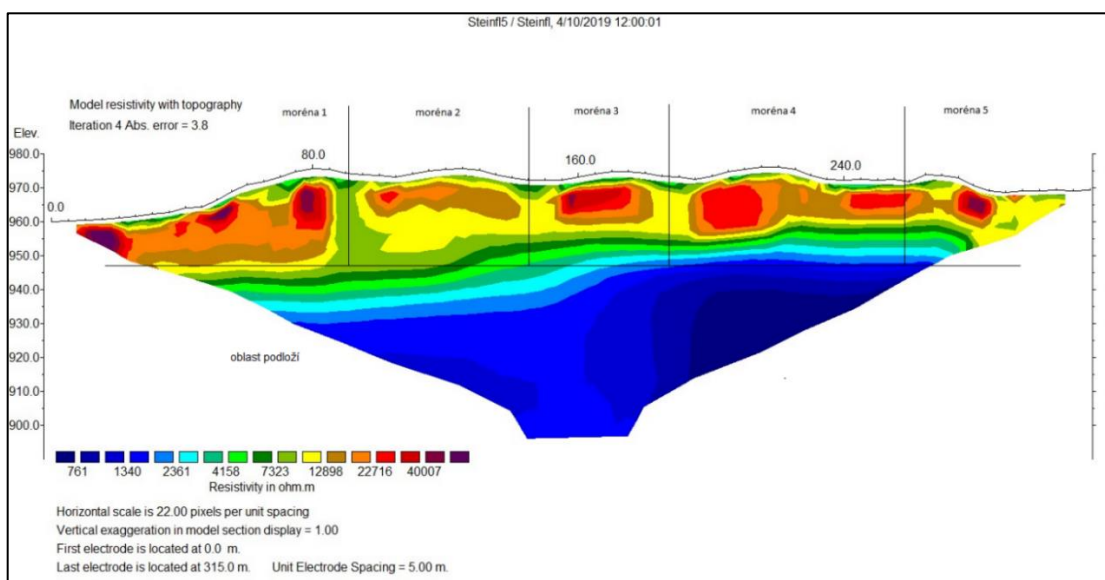


Graf 8: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.

Za účelem lepšího povědomí o reliéfu byl vytvořen ještě další topografický profil („5b“) ve vzdálenosti 161 m od topografického profilu „5a“ (280 m od původního) dále na sever (viz obrázek č. 22). Na tomto profilu ovšem nebyla morfologie morénových valů a přilehlého reliéfu jednoznačně rozeznatelná, proto nebyl tento srovnávací profil do práce zahrnut.

Model rozložení měrného elektrického odporu posledního ERT profilu (viz obrázek č. 24) je velice zajímavý díky vnitřní struktuře prostředí na místech, kde bylo měření provedeno. Sekvence morénových valů sahá do hloubky přibližně 15 m od povrchu kromě první morény, jejíž mocnost se pohybuje mezi 15–20 m, v určitých místech (75.–85. metr) dosahuje mocnosti až cca 27 m. Zejména první (od počátku profilu až do cca 85. metru) a poslední morénový val (cca 275. metr) vykazuje vysoké hodnoty rezistivity podloží a to až 40,0 k $\Omega \cdot m$. Oblast druhé morény má oproti ostatním morénám v podloží menší odpor s hodnotami od 7,3 k až do 22,7 k $\Omega \cdot m$. Prostředí pod povrchem u třetí a čtvrté morény se

svými odporovými hodnotami příliš neliší. V obou prostředích nalezneme rezistivitu s hodnotami od 12,8 k do 22,7 k $\Omega \cdot m$. Naopak v prostředí pod morénovými valy v nadmořských výškách do 945 m, jinde do 955 m (druhá polovina profilu), lze vyzorovat minimální hodnoty odporu celé oblasti, které zde dosahují 761–7323 $\Omega \cdot m$. Také si lze všimnout celkem výrazných míst s nižší rezistivitou prostředí mezi jednotlivými morénovými valy. Mezi morénou 1 a 2 přibližně na 85.–95. metru hodnoty odporu dosahují 7,3–12,8 k $\Omega \cdot m$, poté mezi druhou a třetí morénou (140.–155. metr), třetí a (180.–195. metr) a dále mezi morénou 4 a 5 (260.–275. metr) vidíme hodnoty rezistivity 7323–12898 $\Omega \cdot m$. Také na konci profilu, tj. cca od 287. metru, jsou hodnoty odporu velmi podobné místům mezi morénami, které jsou již popsány v předchozím souvětí.



Obrázek 24: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 5. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.

5 DISKUZE

Následující kapitola je zaměřena na představení interpretace výsledků měření a také na jejich diskutování s výzkumy jiných autorů, kteří se zabývali stejnou nebo podobnou problematikou v oblasti geomorfologických výzkumů v různých lokalitách.

5.1 KAR SCHWARZBACH

Geofyzikální výzkum v oblasti karu Schwarzbach byl prováděn za účelem jeho lepšího poznání a hodnocení povrchových a podpovrchových vlastností karu. Z výsledných modelů rozložení měrného elektrického odporu a topografických profilů pro ERT profily č. 2, 3 a 4 můžeme vyvozovat závěry, které jsou popsány v následujících podkapitolách.

5.1.1 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z TOPOGRAFICKÉHO PROFILU ERT PROFILU Č. 4

Nadmořská výška, ve které se kar v této oblasti nachází, byla zjištěna dle topografického profilu čtvrtého profilu (viz graf č. 3), tj. přibližně výška mezi 1022–1023 m n. m. V podobné nadmořské výšce, i když o pár metrů výše, leží i jiné šumavské kary. Kary u Prášílského jezera mají stupňovitý charakter a leží v nadmořské výšce 1079 m a 1104 m (Mentlík 2010). Kar Čertova jezera leží v nadmořské výšce 1116 m a kar Černého jezera se nachází v nadmořské výšce 1084 m (Vočadlová 2011).

Také lze z topografického profilu pro čtvrtý profil (viz graf č. 3) odhadnout šířku karu v této oblasti – 240 m. Mentlík (2010) uvádí, že v okolí Prášílského jezera má první kar šířku 386 m a druhý kar je široký 502 m. Dle Vočadlové (2011) je kar Čertova jezera široký 1100 m, kdežto kar Černého jezera má oproti předchozímu šířku pouze 887 m.

5.1.2 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILU Č. 2

Na modelu rozložení měrného elektrického odporu zobrazujícího **druhý** ERT profil (viz obrázek č. 19) můžeme vidět oblast karu Schwarzbach s velmi malými odpory, což může být způsobeno velmi provlhčeným prostředím karu (Tábořík 2012). Domníváme se, že v oblasti karu se může nacházet **zazemněné jezero** (viz kapitola 2.1.1 *Kar*), které je dnes zarostlé vegetací. Možný výskyt zazemněných jezer na území Šumavy dokládá např. Vočadlová (2011), která mezi severozápadní částí karové stěny Černého jezera a přilehlými morény objevila zazemněné jezero, jež bylo následně podrobněji zkoumáno. Dále hovoří

i o dalších lokalitách na Šumavě, zejména na bavorské straně, ve kterých lze nalézt zajímavé záznamy vývoje glaciálního a postglaciálního prostředí, jedná se např. o dno karu Alter See, dno karu Kleiner Rachel, Starou Jímku, rašeliniště Rachelbach a jiné. Dále z výsledků modelu druhého ERT profilu (viz obrázek č. 19) usuzujeme, že by se dno karu mohlo nacházet v nadmořských výškách od 985 do 993 m a jeho přibližná maximální hloubka by v této oblasti činila 30–38 m.

Vysoká rezistivita se na prvním modelu rozložení rezistivity objevuje na místě, kde se nachází morénový val (v levé části profilu). Jak dokládá Mentlík (2010), morény v okolí Prášilského jezera a Staré Jímky jsou tvořeny klastickým nehomogenním materiálem. A proto se domníváme, že by i tento morénový val mohl být tvořen nevytříděným materiálem, ve kterém se mohou vyskytovat meziblokové prostory vyplněné pouze vzduchem (Tábořík 2012). Tyto místa, ve kterých se nachází vzduch, velmi špatně vedou elektrický proud (Techmania Science Center 2020; Kolářová a Bohuněk 1998) a způsobují tak vyšší rezistivitu. Vpravo pozorujeme počátek karové stěny se středními hodnotami odporu.

5.1.3 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILU Č. 3

Z výsledného tomogramu **třetího** ERT profilu (viz obrázek č. 20) vidíme, že malé odpory (604 až 2185 $\Omega\cdot\text{m}$) jsou pozorovatelné při povrchu na místech, kde se v této oblasti nachází kar (podobně jako u tomogramu ERT profilu č. 2). Malé odpory v oblasti karu dokládá např. i Tábořík (2012), který uvádí hodnoty mezi ~500–1900 $\Omega\cdot\text{m}$ v oblasti Prášilského jezera. Od nadmořské výšky zhruba 1025 m se rezistivita prostředí zvětšuje. Pod povrchem se tedy mohou nacházet např. bloky hornin, silně rozpukaná hornina či meziblokové prostory vyplněné vzduchem apod. (Tábořík 2012). Zajímavá je struktura s vysokým odporem v nadmořské výšce přibližně 1020 m a mezi 110.–155. m od počátku profilu, kde by se mohlo jednat např. o formu v současnosti již pohřbené morény nebo jejich pozůstatků. Podobná struktura se nachází na dně Černého jezera, kde byla objevena zatopená jezerní moréna (Vočadlova 2011). Na konci modelu se vyskytuje oblast s vysokou rezistivitou podloží. Což může být způsobeno tím, že se na tomto místě nachází počátek karové stěny, která bude nejspíš složena z hornin, jež špatně vedou elektrický proud, nebo z rovněž materiálu se vzduchem vyplněnými prostory mezi balvany (Tábořík 2012). Dle

velmi málo mocné vrstvy nízkých odporů na třetím ERT profilu jsme přibližnou hloubku dna karu stanovili v rozsahu 4–6 m (v ~1022–1028 m n. m.).

5.1.4 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILU Č. 4

Dle modelu rozložení měrného elektrického odporu **čtvrtého** ERT profilu (viz obrázek č. 21) lze pozorovat, že morénový val v levé části profilu má vysokou rezistivitu. Bude zřejmě tvořen typickým nevytříděným heterogenním materiálem v podobě bloků hornin, které málo vodí elektrický proud (Tábořík 2012). Velmi malé odpory vykazuje opět oblast karu. Prostředí pod povrchem by mohlo být mimo jiné vlhké díky vodním tokům, které karem protékají, a z tohoto důvodu by bylo schopné dobře vést elektrický proud (Halliday 2000). Na základě výsledků ERT modelu (viz obrázek č. 21) se domníváme, že by se dno karu mohlo nacházet v nadmořské výšce mezi 985–993 metry, jelikož v této hloubce pozorujeme rozhraní velmi nízkých odporů s velmi rychle narůstající rezistivitou podloží v řádech několika málo metrů. Tábořík (2012) dokládá, že prostředí karu je charakteristické nízkými hodnotami odporu, jak např. zjistil v oblasti Prášílského jezera na Šumavě. Dále dle výsledků modelu rozložení měrného elektrického odporu profilu č. 4 (viz obrázek č. 21) a nadmořské výšky, ve které se dno karu přibližně nachází, jsme stanovili hloubku dna karu v intervalu 30–38 m od povrchu země. Pro porovnání hloubek zmiňujeme práci Vočadlové (2011), která zjistila, že dno Čertova jezera leží v nadmořské výšce 1010 m a dosahuje maximální hloubky 35,4 m. Dno Černého jezera se nachází v 992 m n. m. a maximální hloubka dosahuje 40,1 m (Vočadlová 2011). Ovšem na dně Černého i Čertova jezera může být poměrně mocná vrstva sedimentů, tuto informaci bereme při srovnávání v potaz. Tyto dva kary by mohly být přibližně stejně hluboké jako je podle nás kar Schwarzbach. Karová stěna má zde oproti předchozímu profilu nízkou rezistivitu, ale dosahuje podobných hodnot jako karová stěna u druhého ERT profilu.

5.1.5 SYNTÉZA INTERPRETACÍ DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILŮ Č. 2, 3 A 4

Z modelů rozložení měrného elektrického odporu ERT profilů č. 2 a 4 (viz obrázky č. 19 a č. 21) jsme stanovili přibližnou maximální hloubku dna karu, a ta činí 30–38 m. Na základě ERT profilu č. 3 se zdá, že hloubka karu se směrem na sever snižuje, neboť je zde oblast nízkých odporů velmi málo mocná (viz obrázek č. 20).

Oblasti karových stěn si jsou velmi podobné u ERT profilů č. 2 a 4, kde dosahují hodnoty prostředí od ~4000 do ~8000 $\Omega \cdot m$. Zatímco velmi vysokých hodnot, oproti karovým stěnám druhého a čtvrtého ERT profilu, dosahuje karová stěna u profilu č. 3, kde najdeme hodnoty rezistivity mezi 7,9–12,1 k $\Omega \cdot m$. Tyto vyšší hodnoty oproti profilům č. 2 a 4 v prostředí, kde kar přechází do karové stěny, mohou být způsobené gravitačním působením. Mohlo by se jednat o pozůstatky skalního řízení nebo sesuvu v podobě dutin vyplněných vzduchem nebo různě promíchaného uloženého materiálu – napadané suti (Tábořík 2012).

Rovněž je vhodné uvést, že morénové valy v oblastech ERT profilů č. 2 a 4 se vyznačují extrémními hodnotami rezistivity v rozsahu od 15 k až do 30,5 k $\Omega \cdot m$ u druhého ERT profilu a 17,6–34,9 k $\Omega \cdot m$ u čtvrtého ERT profilu.

5.2 AKUMULAČNÍ FORMY RELIÉFU V PŘÍLEHLÉM OKOLÍ KARU

Podobně jako u předchozí kapitoly nás v oblasti akumulčních forem reliéfu zajímalo především lepší poznání a hodnocení povrchových a podpovrchových vlastností těchto glaciálních forem. Díky výsledným modelům rozložení měrného elektrického odporu, topografickým profilům a topografickým profilům pro srovnání pro ERT profily č. 1 a 5 můžeme o jednotlivých formách usuzovat následující informace.

5.2.1 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z TOPOGRAFICKÝCH PROFILŮ ERT PROFILŮ Č. 1 A 5

Z topografického profilu prvního ERT profilu byla v místě, kde byl ERT profil veden (mezi 933–946 m n. m.) zjištěna přibližná mocnost (11 m) a šířka (128 m) koncové morény (viz graf č. 4). Podobně mocná moréna se nachází jihovýchodním směrem od Prášilského jezera na Šumavě, jejíž mocnost činí 12 m (Mentlík 2010). Boční morény Čertova jezera dosahují maximální výšky 13 m, jak dokládá Vočadlová (2011).

Na topografickém profilu pátého ERT profilu (viz graf č. 7) lze vyzorovat několik malých sníženin, které oddělují jednotlivé morénové valy. Tímto jsou charakteristické i morény v okolí Černého jezera, jež zkoumala Vočadlová (2011). Jsou od sebe odděleny řadou menších depresí. Tyto deprese jsou vyplněny rašeliništi s hloubkou maximálně 2 m. Dále bylo z práce Vočadlové zjištěno, že čelní morény Čertova jezera jsou odděleny výrazným erozním zářezem, jehož šířka dosahuje 100 m a hloubka 12 m, kdežto u pravých

bočních morén je prohlubeň mezi prvním a druhým morénovým valem nevýrazná s hloubkou přibližně 1 m, jak dokládá Vočadlova (2011).

Morénové valy se v přilehlém okolí karu Schwarzbach nachází okolo 930 m n. m. Morény Černého a Čertova jezera, jak dokládá Vočadlova (2011), leží v nadmořských výškách od 1115 m na pravé straně, 1040–1035 m na levé straně jezera (Černé) a mezi 1000–1025 m čelní morény Čertova jezera. Degradované čelní morény nalezneme níže, a to v 850 m n. m. u Černého jezera a v 965 m n. m. u jezera Čertova (Vočadlova 2011). Východně od Kleiner Arbersee (Bavorský les) je možno identifikovat čtyři boční morény schodovitého charakteru v nadmořské výšce 1050 m, zatímco severně od jezera jsou nejbližší boční morény rozděleny do dvou hřbetů, které leží mezi 830 a 880 m n. m., jak dokládá Raab & Völkel (2003). Pohoří Retezat v Jižních Karpatech je tvořeno několika morénami, z nichž se některé nachází v nadmořských výškách od 1464 m do 2120 m, ve kterých prováděla výzkum Reuther (2007). Morény se na naší lokalitě nachází níže než morény nacházející se v Jižních Karpatech, na druhou stranu některé další morény na Šumavě leží v podobných nadmořských výškách jako je tomu v okolí karu Schwarzbach.

5.2.2 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILU Č. 1

Tomogram morénového valu (viz obrázek č. 23), který byl vymodelován pro první ERT profil nám ukazuje, že oblast koncové morény (946 m n. m.) je charakteristická vysokou rezistivitou podloží. Tábořík (2012) dokládá, že prostředí morénových valů jsou charakteristické vysokými odpory. Např. hodnoty odporu morénového valu nacházejícího se na břehu Prášilského jezera na Šumavě dosahují hodnot mezi 12,8–45,4 k Ω -m (Tábořík 2012). Podobně jako u modelu rozložení měrného elektrického odporu pátého profilu (dále obrázek č. 24), kde se taktéž jedná o morény, je možné se domnívat, že vnitřní struktura morény je charakteristická nevytřídným klastickým materiálem, který zde byl uložen ledovcem (balvany, bloky hornin apod.). Tuto vnitřní strukturu podloží můžeme přirovnat ke složení morén v okolí Prášilského jezera a Staré Jímky, které zkoumal Mentlík (2010). Vnitřní struktura morén v okolí Prášilského jezera a Staré Jímky je zejména tvořena žulovými balvany, eratiky a bloky hornin. Směrem k nitru země klesá rezistivita podloží, znamená to tedy, že tato místa jsou relativně vodivá. Podobný charakter klesajících odporů

v prostředí pod morénou nalezneme např. v oblasti předpolí Vysokých Tater v oblasti pod Hrebienokem, kde se vyskytují starší glaciální sedimenty, jak dokládá Tábořík (2012).

5.2.3 INTERPRETACE DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILU Č. 5

Z modelu rozložení měrného elektrického odporu **pátého** ERT profilu (viz obrázek č. 24) je možné na první pohled rozlišit všechny morény, které se v této oblasti nacházejí. Zejména první a poslední moréna vykazují vysoké hodnoty rezistivity podloží. Vysoké hodnoty rezistivity prostředí morén nalezneme např. i v předpolí Vysokých Tater v oblasti pod Hrebienokem (4,8–15,2 k $\Omega\cdot\text{m}$) nebo rovněž v oblasti Prášilského jezera na Šumavě, kde se jedná o čelní morénu uzavírající kar jezera s hodnotami 13,4–30,9 k $\Omega\cdot\text{m}$, jak dokládá Tábořík (2012). Předpokládá se, že prostředí pod povrchem těchto pěti morén je tvořeno neuspořádanými heterogenními sedimenty glaciálního původu, které mají mezi jednotlivými bloky hornin prostory vyplněné vzduchem a z tohoto důvodu je zde naměřena viditelně menší konduktivita prostředí (Tábořík, 2012). Na tomogramu posledního ERT profilu (viz obrázek č. 24) je možné vysledovat, jak s hloubkou klesá rezistivita podloží a nabývá tak na vodivosti.

5.2.4 SYNTÉZA INTERPRETACÍ DAT ZÍSKANÝCH Z ERT PROFILŮ

ERT profily č. 1 a 5 jsou charakteristické vysokou rezistivitou na místech, kde leží morénové valy. Hodnoty odporu se zde pohybují v podobných intervalech, 14,4–58,3 k $\Omega\cdot\text{m}$ pozorujeme na profilu č. 1, u profilu č. 5 je interval o něco užší a to 12,8 až 40 k $\Omega\cdot\text{m}$. Dále si můžeme všimnout, že u obou profilů se podloží vyznačuje velmi nízkými hodnotami rezistivity. Opět jsou odpory dány velmi podobnými hodnotami. U profilu č. 1 je prostředí pod morénou charakteristické hodnotami od ~400 do okolo 1700 $\Omega\cdot\text{m}$, hodnot ~700 až ~2300 $\Omega\cdot\text{m}$ dosahují hodnoty pod sekvencí bočních morén u profilu č. 5.

Na základě dat získaných ze všech ERT profilů v oblasti karu (oblast karu lze vidět na obrázku č. 25) a přilehlého okolí lze stanovit, jakou vnitřní strukturou jsou tvořeny akumulární tvary reliéfu. První ERT profil (viz obrázek č. 23) a pátý ERT profil (viz obrázek č. 24) vykazují obdobné charakteristiky pod povrchem, a to jak v oblasti, kde se nachází morény, tak v prostředí pod nimi. V prostředí karu, které je pozorovatelné na profilech č. 2, 3 a 4 (viz obrázky č. 19, 20 a 21) se vyskytují také velice podobné vlastnosti. Pouze u ERT

profilu č. 3 (viz obrázek č. 20) se tělesa s vysokými odpory nachází hlouběji, než je tomu v prostředích druhého a čtvrtého ERT profilu.



Obrázek 25: Oblast karu Schwarzbach s pracujícími kolegy. Vlastní foto autorky, 2019.

ZÁVĚR

Terénní výzkum byl prováděn v Národním parku Bavorský les, který je součástí Šumavy. Konkrétně se jednalo o oblast karu Schwarzbach a přilehlého okolí. Kar se nachází přibližně 5 km severozápadním směrem od bavorského města Finsterau.

Cílem této práce bylo zabývat se povrchovými a podpovrchovými vlastnostmi glaciálních forem reliéfu v oblasti karu Schwarzbach a přilehlého okolí. Zkoumali jsme mocnost, rozsah a vnitřní strukturu těchto forem. K měření byla využita geofyzikální metoda elektrické odporové tomografie (ERT) a systém ARES II. Ke zpracování dat bylo využito programu RES2DINV.

Celkem bylo měřeno pět různých ERT profilů. Pro všechny profily byla vybrána Schlumbergerova metoda uspořádání elektrod. Rozestup elektrod byl u většiny profilů zvolen po 5 metrech, pouze u profilu č. 1 po 4 metrech. První ERT profil, jehož počátek byl zvolen nedaleko vodního toku, vedl přes morénový val jihozápadním směrem v přilehlém okolí karu. Druhý ERT profil začínal na moréně, pokračoval přes kar severozápadním směrem a končil blízko karové stěny. ERT profil č. 3 měl počátek v karu a směrem na západ končil rovněž poblíž karové stěny. Čtvrtý ERT profil byl veden z morénového valu západním směrem přes kar až na karovou stěnu, kde končil. Nedaleko prvního ERT profilu vedl ERT profil č. 5, který se táhl přes sekvenci morénových valů východním směrem.

Oblast karu je dle výsledných modelů rozložení měrného elektrického odporu charakterizována velice nízkými hodnotami odporu. Směrem do nitra země se rezistivita zvyšuje. Zatímco místa, kde se nachází morénové valy nebo karová stěna, mají odpory výrazně vyšší. V prostředí pod morénami se postupně rezistivita snižuje.

Výsledky měření pomocí elektrické odporové tomografie nám umožnily potvrdit stanovenou hypotézu a zodpovědět výzkumnou otázku.

Hypotéza: Akumulační formy reliéfu, nacházející se v oblasti karu Schwarzbach, se na základě geofyzikální analýzy neliší svojí vnitřní strukturou od akumulčních forem reliéfu nacházejících se v přilehlém údolí. Na základě výsledků modelů rozložení měrného elektrického odporu jednotlivých ERT profilů můžeme naši hypotézu potvrdit. Formy reliéfu v karu Schwarzbach se svojí vnitřní strukturou neliší od forem reliéfu v jeho přilehlém okolí. Na výsledných modelech z obou oblastí je vnitřní struktura forem velice podobná.

Výzkumná otázka: *Jak hluboko pod povrchem se nachází dno zazemněného karu Schwarzbach?* Na základě modelů rozložení měrného elektrického odporu jednotlivých ERT profilů můžeme konstatovat, že dno zazemněného karu Schwarzbach se nachází přibližně v hloubce 30–38 m.

RESUMÉ

This work dealt with a geophysical analysis of glacial landforms in the Schwarzbach's cirque and the adjacent surroundings area. The field research was carried out in the Bavarian Forest National Park in the Bohemian Forest. The cirque is located on the eastern slope of the Steinfleckberg mountain. The data were obtained using the geoelectrical method of electrical resistivity tomography (ERT). The aim of this bachelor thesis was to evaluate the surface and subsurface properties of glacial landforms. We examined the thickness, extent, and internal structure of these forms. We found out that the forms of the relief in the Schwarzbach's cirque do not differ in their internal structure from the forms of the relief in its adjacent surrounding. We also defined the bottom of the grounded Schwarzbach's cirque which reaches a depth of approximately 30–38 metres.

Keywords: glacial relief; Bavarian Forest National Park; electrical resistivity tomography; cirque Schwarzbach

SEZNAM LITERATURY

- ArcGIS. *Viewer* [online]. ©2013 [cit. 03.03.2020]. Dostupné z: <https://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?layers=4a8650ca71524c1aa57995c742578b7>
- BABŮREK, Jiří aj. *Průvodce geologií Šumavy*. První vydání. Praha: Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava a Česká geologická služba, 2006. 118 s. ISBN 80-7075-659-4.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt. *Karte der Naturraum-Haupteinheiten und Naturraum-Einheiten in Bayern* [online]. ©2018 [cit. 11.2.2020]. Dostupné z: <https://www.lfu.bayern.de/suchen/index.htm?q=haupteinheit>
- Bundesamt für Naturschutz. *Landschaftssteckbrief* [online]. ©2012 [cit. 11.2.2020]. Dostupné z: https://web.archive.org/web/20120326013937/http://www.bfn.de/0311_landschaft.html?landschaftid=40300
- DEMEK, Jaromír. *Obecná geomorfologie*. Praha: Academia, 1987. 476 s.
- DEMEK, Jaromír a kol. *Úvod do obecné fyzické geografie*. Praha: Academia, 1976. 404 s.
- Deutscher Wetterdienst. *Klimakarten Deutschland* [online]. ©2020 [cit. 03.03.2020]. Dostupné z: <https://www.dwd.de/EN/ourservices/klimakartendeutschland/klimakartendeutschland.html?nn=24778>
- DUFFEK, Václav. *Geofyzikální analýza vybraných kamenných moří na Šumavě*. Plzeň, 2017. Diplomová práce. Západočeská univerzita v Plzni. Fakulta pedagogická. Vedoucí práce Václav STACKE.
- EVANS, Ian S. Allometric Development of Glacial Cirques: An Application of Specific Geomorphometry. In: *Geomorphometry 2009*. Zurich: University of Zurich, 2009, s. 248-253.
- Geologická encyklopedie. *Morena* [online]. ©2007 [cit. 16.03.2020]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?morena>
- GF Instruments, s.r.o. *Geoelektrické systémy* [online]. ©2012 [cit. 16.03.2020]. Dostupné z: http://www.gfinstruments.cz/version_cz/index.php?menu=gi&smenu=ires&cont=aresII_&ear=ov_cz

- HALLIDAY, David, RESNICK, Robert a WALKER, Jearl. *Fyzika: vysokoškolská učebnice obecné fyziky*. Brno: VUTIUM, 2000. Překlady vysokoškolských učebnic. 1198 s. ISBN 80-2141-868-0.
- HARTVICH, Filip a MENTLÍK, Pavel. Slope development reconstruction at two sites in the Bohemian Forest Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2010, **35**, s. 373-389. ISSN 0197-9337.
- HOUSAROVÁ, Michala a MENTLÍK, Pavel. Srovnání vybraných morfometrických charakteristik některých glaciálně podmíněných forem reliéfu oblasti Šumavy a Bavorského lesa. In: *Miscellanea geographica Universitatis Bohemiae occidentalis*. 10. Plzeň: Západočeská univerzita, 2004, s. 129-144. ISBN: 80-7043-308-6.
- CHÁBERA, Stanislav. *Geomorfologie*. První vydání. České Budějovice: Jihočeská univerzita, 1996. 151 s. ISBN 80-7040-208-3.
- INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEOMORPHOLOGISTS. *Encyclopedia of geomorphology*. Edited by A. S. Goudie. London and New York: Routledge, 2004. 1202 s. ISBN 0-415-27298-X.
- JIROUŠEK, Jiří. *Prášílské jezero a Poledník* [online]. ©2020 [cit. 18.6.2020]. Dostupné z: <http://www.nebeske.cz/gallery/prasilske-jezero-a-polednik/>
- KARÁSEK, Jaromír. *Základy obecné geomorfologie*. První vydání. Brno: Masarykova univerzita, 2001. 216 s. ISBN 80-210-2567-0.
- KAROUS, Miloš a kol. *Geofyzikální metody v hydrogeologii* [online]. Praha, 2010 [cit. 18.6.2020]. Dostupné z: <https://www.vak.cz/soubory/Sbornik2017/Karous%20II.pdf>
- KLANICA, Radek. *Užitá geofyzika* [online]. ©2012 [cit. 18.6.2020]. Dostupné z: <http://geofyzika.webz.cz/elekt.php>
- KOLÁŘOVÁ, Růžena a Bohuněk, Jiří. *Fyzika pro 6. ročník základní školy*. První vydání. Praha: Prometheus, 1998. 191 s. ISBN 80-7196-121-3.
- LOKE, Meng H. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. 200. 67 s.
- MACHÁČEK, Jaromír. Geofyzikální průzkumné metody. In: VANÍČEK, Ivan. *Sanace skládek a starých ekologických zátěží*. Učební texty Fsv ČVUT, Vyd. 1. Praha: Vydavatelství ČVUT, 2002, s. 41-66. ISBN 80-010-2438-5.
- MENTLÍK, Pavel. *Geomorfologická analýza a tvorba GmIS okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě*. Bratislava, 2006. Disertační práce. Univerzita Komenského v Bratislavě. Fakulta přírodovědecká. Školitel práce Jozef MINÁR.

- MENTLÍK, Pavel, MINÁR, Jozef, BŘÍZOVÁ, Eva, LISÁ, Lenka, TÁBOŘÍK, Petr a STACKE, Václav. Glaciation in the surroundings of Prášílské Lake (Bohemian Forest, Czech Republic). *Geomorphology*. 2010, **117**, s. 181-194. ISSN 0169-555X.
- MENTLÍK, Pavel. *Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod*. Bratislava, 2011. Habilitační práce. Univerzita Komenského v Bratislavě. Fakulta přírodovědecká.
- MINISTERSTVO ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ. *Možnosti geofyzikálních metod* [online]. II. aktualizace metodické příručky. Ministerstvo životního prostředí, 2018 [cit. 18.6.2020]. Dostupné z: [https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky_ekologicke_zateze/\\$FILE/OERES-Gf_met_II_akt_2018-20180820.pdf](https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky_ekologicke_zateze/$FILE/OERES-Gf_met_II_akt_2018-20180820.pdf)
- MINISTERSTVO ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ. *Možnosti použití geofyzikálních metod* [online]. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 1999 [cit. 18.6.2020]. Planeta '99. ISSN 1210-4124. Dostupné z: [https://www.mzp.cz/web/edice.nsf/0C86A39AD30FD992C1256FAF004A153D/\\$file/planeta0199.pdf](https://www.mzp.cz/web/edice.nsf/0C86A39AD30FD992C1256FAF004A153D/$file/planeta0199.pdf)
- Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald. *Lebensräume* [online]. ©2020 [cit. 11.2.2020]. Dostupné z: <https://www.nationalpark-bayerischerwald.bayern.de/english/nature/habitats/index.htm>
- NSSH. *Glossary of Landform and Geologic Terms*. National soil survey handbook, part 629, 430-VI-NSSH. 2008.
- RAAB, Thomas a VÖLKE, Jörg. Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews*. 2003, **22**, s. 581-593. ISSN 0277-3791.
- REUTHER, Anne U. a kol. Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ¹⁰Be exposure ages and pedological investigations. *Quaternary International*. 2007, **164-165**, s. 151-169. ISSN 1040-6182.
- SCHROTT, Lothar a SASS, Oliver. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*. 2008, **93**, s. 55-73. ISSN 0169-555X.
- TÁBOŘÍK, Petr. *Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu*. Ostrava, 2012. Disertační práce. Ostravská univerzita v Ostravě. Fakulta přírodovědecká. Vedoucí práce Tomáš PÁNEK.
- Techmania Science Center. *Encyklopedie* [online]. ©2020 [cit. 24.6.2020]. Dostupné z: <https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/elektricky-proud/elektricky-proud-v-plynech>

- UmweltAtlas. *Geologie* [online]. ©2020 [cit. 11.2.2020]. Dostupné z: https://www.umweltatlas.bayern.de/mapapps/resources/apps/lfu_geologie_ftz/index.html?lang=de&layers=service_geo_vt3¢er=4615955,5424723,31468&load=6
- VOČADLOVÁ, Klára. *Vývoj pleistocénního zalednění české části Šumavy*. Praha, 2011. Doktorská disertační práce. Univerzita Karlova v Praze. Fakulta přírodovědecká. Školitel práce Marek KŘÍŽEK.
- VOČADLOVÁ, Klára et al. The Lateglacial and Holocene in Central Europe: a multiproxy environmental record from the Bohemian Forest, Czech Republic. *Boreas*. 2015, **44**, s. 769-784. ISSN 0300–9483.

SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A GRAFŮ

Obrázek 1: Obecně geografická mapa oblasti karu Schwarzbach s vyznačením zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.	5
Obrázek 2: Geomorfologická mapa jednotek přírodní oblasti Oberpfälzisch-Bayerischer Wald s vyznačením zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.	7
Obrázek 3: Geologická mapa oblasti karu Schwarzbach. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les.	9
Obrázek 4: Vegetace v zájmovém území. Vlastní foto autorky, 2019.	10
Obrázek 5: Profil karem. Upraveno dle Demek, 1987.	12
Obrázek 6: Pohled na krajinu směrem na sever ze západního svahu karu Schwarzbach. Vlastní foto autorky, 2019.	12
Obrázek 7: Prášílské jezero a hora Poledník na Šumavě z leteckého pohledu. Autor: Jiří Jiroušek, 2020.	13
Obrázek 8: Boční moréna (b), střední (s), vnitřní (v) a základní (z). Vpravo nunatak (n). Převzato z Geologické encyklopedie, 2007.	18
Obrázek 9: Rozdělení geoelektrických metod. Převzato z Klanica, 2012.	24
Obrázek 10: Nerezové elektrody. Převzato z GF Instruments, 2012.	25
Obrázek 11: Řídící jednotka ARES II. Převzato z GF Instruments, 2012.	25
Obrázek 12: Multielektrodový kabel s přepínačem. Převzato z GF Instruments, 2012.	25
Obrázek 13: Tradiční uspořádání čtyř elektrod pro měření ERT podpovrchového odporu. Převzato z Loke, 2000.	26
Obrázek 14: Běžná elektrodová uspořádání a jejich „k“ faktor. Převzato z Duffek, 2017. .	27
Obrázek 15: Mapa s jednotlivými profily, vymapovaným karem a morény v oblasti karu Schwarzbach. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem.	32
Obrázek 16: Profil vedený přes vodní tok. Vlastní foto autorky, 2019.	33
Obrázek 17: Profil vedený přes těžce přístupný terén. Vlastní foto autorky, 2019.	34
Obrázek 18: Uzemněná elektroda s pryžovou gumičkou. Vlastní foto autorky, 2019.	35
Obrázek 19: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 2. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.	38
Obrázek 20: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 3. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.	39
Obrázek 21: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 4. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.	40
Obrázek 22: Topografické profily vytvořené pro srovnání s původními ERT profily č. 1 a 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem.	41
Obrázek 23: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 1. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.	43
Obrázek 24: Model rozložení měrného elektrického odporu pod povrchem na profilu č. 5. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2019.	46
Obrázek 25: Oblast karu Schwarzbach s pracujícími kolegy. Vlastní foto autorky, 2019. .	53

Tabulka 1: Naměřené parametry všech ERT profilů zájmového území. Vlastní zpracování, 2020.	36
Graf 1: Topografický profil naměřeného profilu č. 2. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	37
Graf 2: Topografický profil naměřeného profilu č. 3. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	38
Graf 3: Topografický profil naměřeného profilu č. 4. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	40
Graf 4: Topografický profil naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	42
Graf 5: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	42
Graf 6: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 2x.	43
Graf 7: Topografický profil naměřeného profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	44
Graf 8: Topografický profil pro srovnání naměřeného profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a školitelem. Převýšeno 4x.	45