

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

FAKULTA PEDAGOGICKÁ

CENTRUM BIOLOGIE, GEOVĚD A ENVIGOGIKY

**GEOFYZIKÁLNÍ ANALÝZA POTENCIÁLNĚ ZALEDNĚNÉHO
ÚZEMÍ V OBLASTI VELKÉHO ROKLANU**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Daniel Papež

Přírodovědná studia, obor Geografie se zaměřením na vzdělávání

Vedoucí práce: Mgr. Václav Duffek

Plzeň 2022

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně
s použitím uvedené literatury a zdrojů informací.

V Plzni, 26. dubna 2022

.....

vlastnoruční podpis

PODĚKOVÁNÍ

Především bych rád poděkoval svému vedoucímu práce, Mgr. Václavu Duffkovi, za vedení a neutuchající ochotu, trpělivost, vstřícnost a rady při zpracovávání této práce. Dále také za pomoc při terénním měření, poskytnutá data, zapůjčené programy a konzultace.

Mé poděkování patří též Správě Národního parku Bavorský les za poskytnutí dat a přístupu do chráněných lokalit, a Oddělení geověd Západočeské univerzity v Plzni za poskytnutí měřicí aparatury.

Poděkovat bych chtěl i rodinným příslušníkům a přátelům, kteří pomáhali při terénním měření.

V neposlední řadě bych chtěl poděkovat všem, kteří mě za celou dobu studia a zpracovávání této práce podporovali a vytvářeli zázemí plné pochopení a vstřícnosti.

OBSAH

ÚVOD.....	6
1 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA.....	8
1.1 POLOHA A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	8
1.2 GEOLOGICKÁ A PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA.....	10
1.3 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA A VEGETACE.....	12
2 TEORETICKÝ ÚVOD.....	15
2.1 GEOLOGICKÁ MINULOST ŠUMAVY A VÝZKUMY ZALEDNĚNÍ NA ŠUMAVĚ	15
2.2 LEDOVCE.....	19
2.2.1 VZNIK LEDOVCE A JEHO VLASTNOSTI.....	19
2.2.2 KLASIFIKACE LEDOVců	20
2.2.3 ČINNOST LEDOVců A JEJICH GEOMORFOLOGICKÉ PŮSOBNÍ	22
2.2.4 TVARY RELIÉFU SPOJENÉ S HORSKÝM ZALEDNĚNÍM	25
2.2.4.1 EROZNÍ TVARY	25
2.2.4.2 AKUMULAČNÍ TVARY	26
2.2.4.2.1 GLACIÁLNÍ AKUMULAČNÍ TVARY	26
2.2.4.2.2 FLUVIGLACIÁLNÍ AKUMULAČNÍ TVARY	29
2.3 GEOFYZIKÁLNÍ METODY.....	30
2.3.1 CHARAKTERISTIKA A MOŽNOSTI GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU	30
2.3.2 GEOELEKTRICKÉ METODY.....	32
2.3.2.1 CHARAKTERISTIKA A MOŽNOSTI GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU.....	32
2.3.2.2 ELEKTRICKÉ VLASTNOSTI HORNIN.....	33
2.3.2.3 ELEKTRICKÁ REZISTIVNÍ TOMOGRAFIE.....	34
2.3.2.3.1 PRINCIP METODY, METODIKA A USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD	35
2.3.2.3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT A JEJICH INTERPRETACE	39
2.3.2.3.3 VYUŽITÍ A OMEZENÍ METODY.....	40
3 METODIKA PRÁCE.....	41
3.1 TERÉNNÍ MĚŘENÍ.....	41
3.1.1 LOKALIZACE PROFILŮ.....	42
3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT A INTERPRETACE.....	45
4 VÝSLEDKY A INTERPRETACE	46
4.1 PROFIL Č. 1	46
4.2 PROFIL Č. 2	47
4.3 PROFIL Č. 3	48
4.4 PROFIL Č. 4	49
4.5 PROFIL Č. 5	50
5 DISKUZE	52

ZÁVĚR	57
ČESKÉ RESUMÉ.....	58
CIZOJAZYČNÉ RESUMÉ.....	59
SEZNAM LITERATURY	60
SEZNAM OBRÁZKŮ.....	69
SEZNAM TABULEK.....	71

ÚVOD

PŘEDSTAVENÍ PRÁCE

Tato práce je zaměřena na geofyzikální analýzy potenciálně zaledněného území na severním svahu Velkého Roklanu v Národním parku Bavorský les, k čemuž byla využita metoda elektrické rezistivní tomografie (ERT).

Hlavním cílem práce je zkoumání rozsahu glaciálních sedimentů a průzkum oblastí, které jsou některými autory uváděny jako v minulosti zaledněné. K tomu byl využit rozsah maximálního zalednění Šumavy, jak jej uvádí Hauner (1980), popř. Hauner et al. (2019). K naplnění tohoto cíle byla využita jedna z metod geofyziky, elektrická rezistivní tomografie (ERT). Díky ní jsme mohli kromě získání výsledků též zajistit absenci destruktivních zásahů do zdejší chráněné přírody. Výstupem využití této metody je 2D model podpovrchového rozložení rezistivity. Tyto výsledky jsou ovšem pouze nepřímé a jen poskytují představu o tom, jaké je rozložení odporů pod povrchem. Proto by měla být získaná data interpretována též na základě geologie, publikovaných měření aj. Tato práce může sloužit jako podklad pro budoucí výzkumy zabývající se zaledněním a jeho pozůstatky v oblasti Velkého Roklanu a na Šumavě.

VÝZKUMNÁ OTÁZKA A HYPOTÉZY

V rámci práce byly formulovány následující:

Výzkumná otázka: Byl rozsah zalednění v oblasti Rachel-Nordkar větší, než ukazují glaciální akumulace viditelné v terénu i na DMR?

Hypotéza 1: Rozsah zalednění nebyl v oblasti Rachel-Nordkar velkoplošný, jak vymezil Hauner (1980).

Hypotéza 2: Val u nádrže Frauenau svými odporovými projevy neodpovídá glaciálním sedimentům.

STRUKTURA PRÁCE

Práce je rozdělena do několika kapitol. První kapitola se zabývá vymezením zájmového území z pohledu polohy, geomorfologie, geologie, půd, klimatu a vegetace.

Následující teoretická kapitola je rozdělena do tří podkapitol. První obsahuje stručné informace o geologické minulosti Šumavy a zároveň uvádí přehled výzkumů zalednění na Šumavě. Druhá podkapitola je zaměřená na ledovce a je podrobněji zkoumán jejich vznik, fungování jako systému, geomorfologické působení a jsou v ní uvedeny i glaciální geomorfologické tvary spojované především s horským zaledněním. Třetí část teoretické

kapitoly se soustředí na geofyziku. Podrobně popisuje geofyziku jako vědu, a zaměřuje se především na geoelektrické metody. Charakterizována je i zvolená výzkumná metoda, její princip, využití a omezení.

V třetí kapitole je obsažena metodika práce, kde je popsán postup měření, lokalizace jednotlivých profilů a zpracování dat.

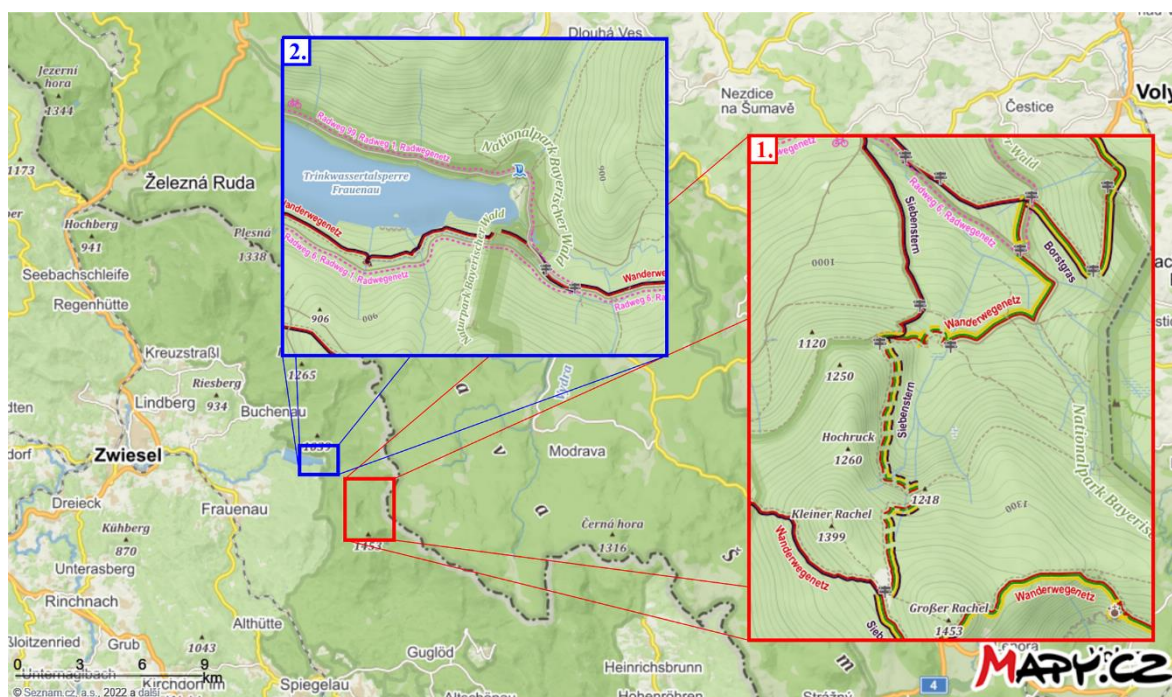
Čtvrtá kapitola obsahuje výsledky. Ty jsou uváděny podle jednotlivých profilů. Na ní bezprostředně navazuje poslední kapitola obsahující diskuzi nad výsledky, kde jsou výsledky interpretovány na základě jiných ERT výzkumů glaciálních forem reliéfu v horském prostředí a porovnávány mezi sebou.

1 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA

V této kapitole jsou postupně popsány charakteristiky zájmového území z pohledu polohy, geomorfologie, geologie, půd, klimatu a vegetace.

1.1 POLOHA A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Zájmové území se nachází na severním svahu Velkého Rachelu (německy Großer Rachel) ve středových partiích NP Bavorský les. Lokalita je vzdálena necelý kilometr a půl od českých hranic a asi devět kilometrů vzdušnou čarou od centra Modravy. I přes značnou proximitu k České republice je nejbližší možné silniční spojení přes hraniční přechody Železná Ruda nebo Strážný vzdálených přes dvacet kilometrů vzdušnou čarou. Podobná situace je i s turisticky značenými cestami. Na německé straně je lokalita nejlépe dostupná z obce Frauenau (Mapy.cz, ©2022). V zájmovém území byl výzkum prováděn na dvou lokalitách (obr. 1).



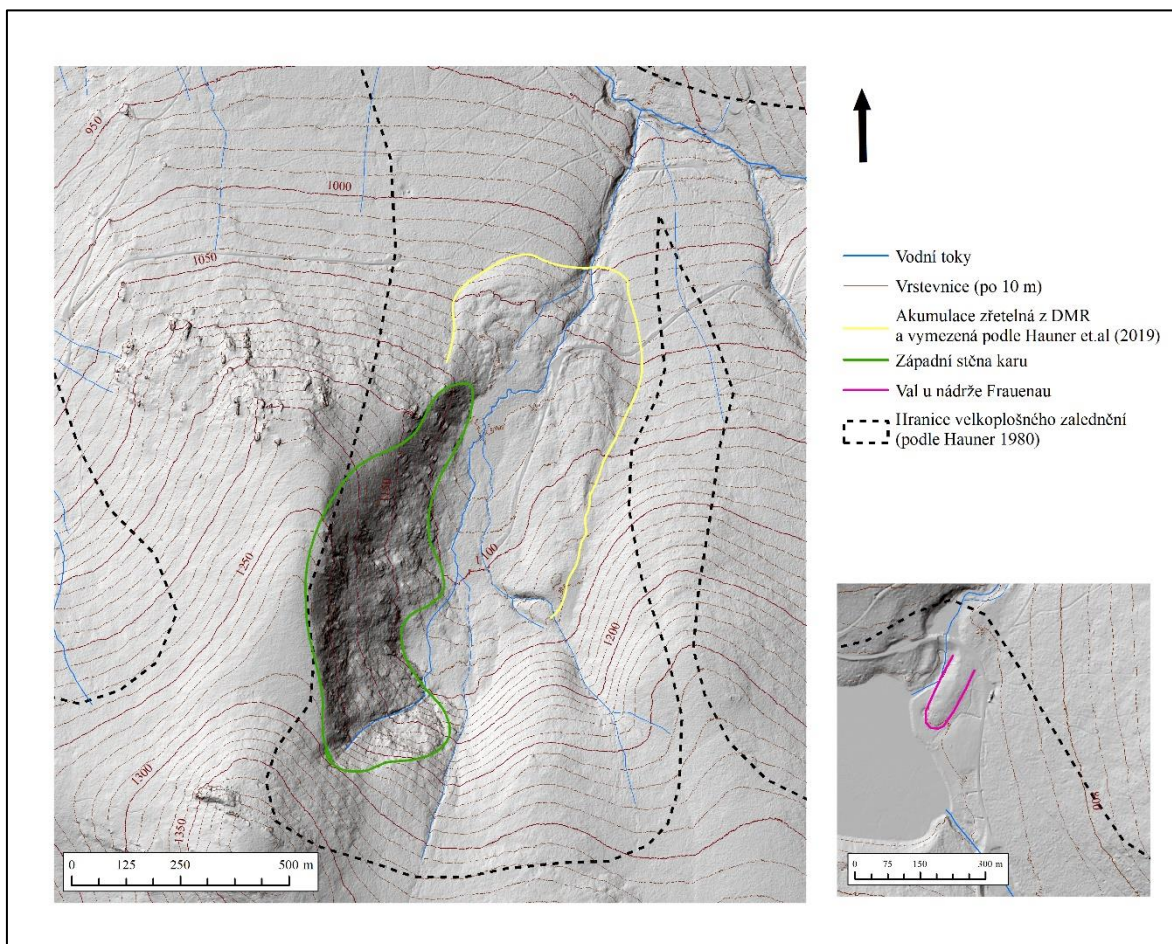
Obrázek 1: Mapa zájmového území a jednotlivých lokalit (Mapy.cz, ©2022).

První lokalita, kde bylo měření prováděno, se nachází pod ledovcovým karem na severním svahu Großer Rachel (na obrázku 1 vyznačeno červeně). Samotný název karu není ustálený. Například Ergenzinger (1967) uvádí název jako Kleines Rachelkar, Pfaffl (2010) jako Rachel-Nordkar. Jde o území v nadmořských výškách v rozmezí přibližně 950 až 1100 m n. m., především na západ od potoka Kleiner Rachelbach (přítok Kleiner Regen). Část tohoto území se nachází v jádrové zóně národního parku (Mapy.cz, ©2022), kam je vstup povolen pouze po vyznačených trasách. Důvod tohoto opatření je ochrana zde žijících

ohrožených druhů organismů, především tetřeva hlušce (*Tetrao urogallus*) s nároky na prostorné a nerušené území (Nationalpark Bayerischer Wald, ©2021).

V lokalitě se nacházejí zřetelné stopy po glaciální modelaci zdejšího terénu. Kromě samotného ledovcového karu jsou zde na povrchu zřetelné glaciální uloženiny, lépe viditelné na obrázku 2, kde je žlutou barvou vyznačený rozsah těchto sedimentů (na základě Haunera et al. (2019) a DMR). V oblasti karu, především na jeho východní straně, je viditelná příkrá karová stěna s četnými skalkami a skalními stupni (obr. 2). Na severním svahu Malého Roklanu je mimo jiné možno pozorovat vypreparované svalní útvary a částečně zazeměné kamenné sutě. Původ těchto útvarů může být pravděpodobně kryogenní v periglaciální zóně.

Druhá lokalita se nachází na východní straně přehradní nádrže Frauenau (obr. 1), sloužící jako zásobárna pitné vody pro široké okolí (Der Bayerischer Wald, ©2021). Toto území se nachází v nadmořských výškách okolo 770 m n. m. na březích potoků Kleiner Regen a Hirschbach a břehu zmiňované nádrže. Zde se nachází nevelká terénní elevace reprezentovaná malým valem (obr. 2). Krause a Margold (2019) ji ve své práci uvádějí jako špatně vyvinutou morénu. Jako morénu ji v mapě uvádí i Haunera et al. (2019).



Obrázek 2: DMR a geomorfologie zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les, 2022.



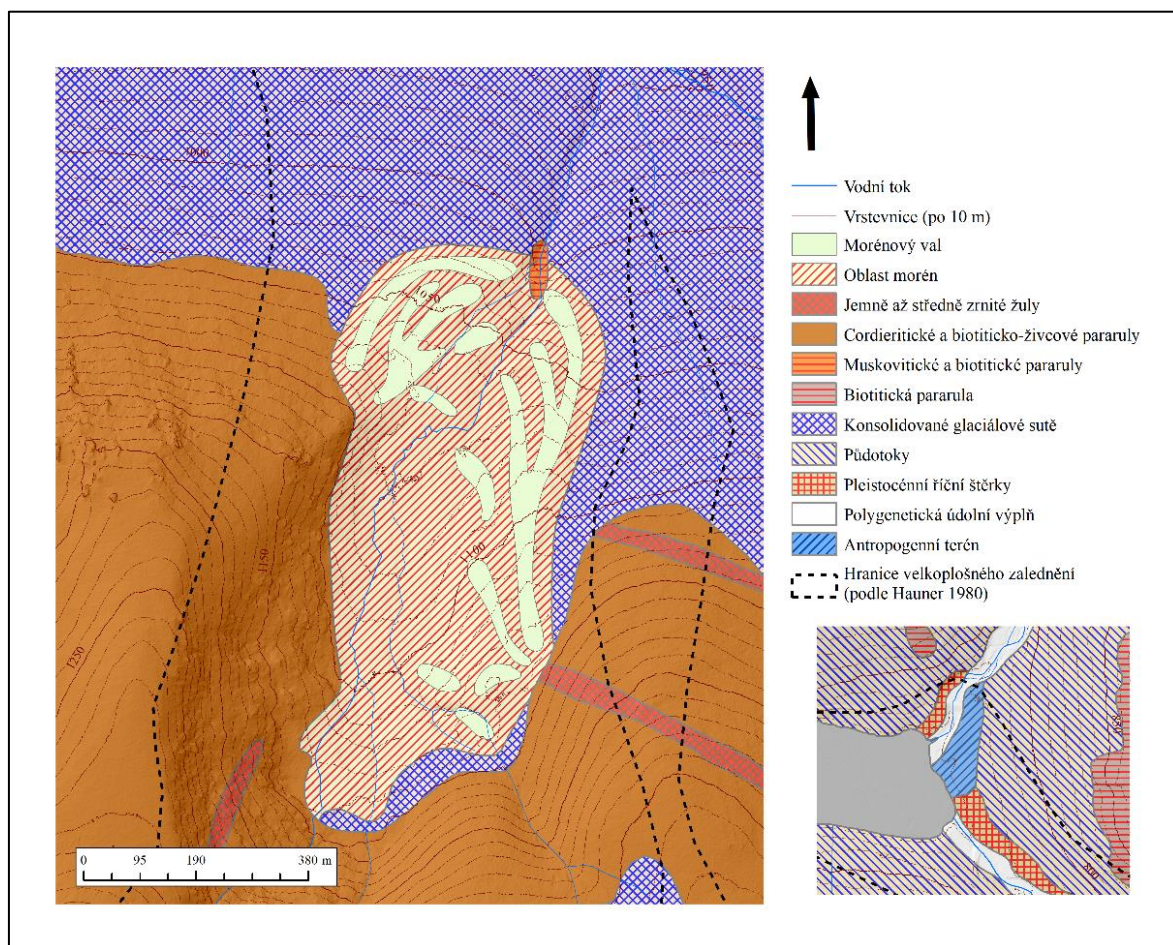
Obrázek 3: Rachel-Nordkar z glaciální akumulace. Foto autora, 2021.

1.2 GEOLOGICKÁ A PEDOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

V rámci regionální geologie spadá oblast Šumavy (Bavorského lesa) do oblasti zvané Moldanubikum. Jakožto součást Českého masívu je součástí evropských hercynid (též variscid), tj. pohoří vzniklého během hercynské (variské orogeneze). Pro jednotku Moldanubika jsou typické metamorfované komplexy, kterými pronikají granitoidní plutony hercynského stáří. Stáří této oblasti je prekambriické (Mísař et al., 1983; Mísař 1987; Chlupáč et al., 2002). Podjednotka Moldanubika zaujímající oblast Šumavy se jmenuje Šumavské moldanubikum. Tato podoblast má spíše složitější horninové složení. Na několika místech Bavorského lesa též vystupuje na povrch tzv. moldanubický pluton (Mísař et al, 1983; Chlupáč et al., 2002).

Z geologické mapy 1 : 25000 dostupné UmweltAtlas Bayern (©2021) Bavorského zemského úřadu pro životní prostředí lze zjistit, že horninový podklad zájmového území tvoří především pararuly (cordieritové a sillimanito-živcové). Na svazích v nižších nadmořských výškách pak při povrchu dominují slabě zpevnělé uloženiny soliflukčního původu a pleistocenního stáří. Ledovcový kar je vyplněn sedimenty glaciálního původu a würmského stáří. V zájmovém území na povrch výjimečně vystupují nesouvislé útvary

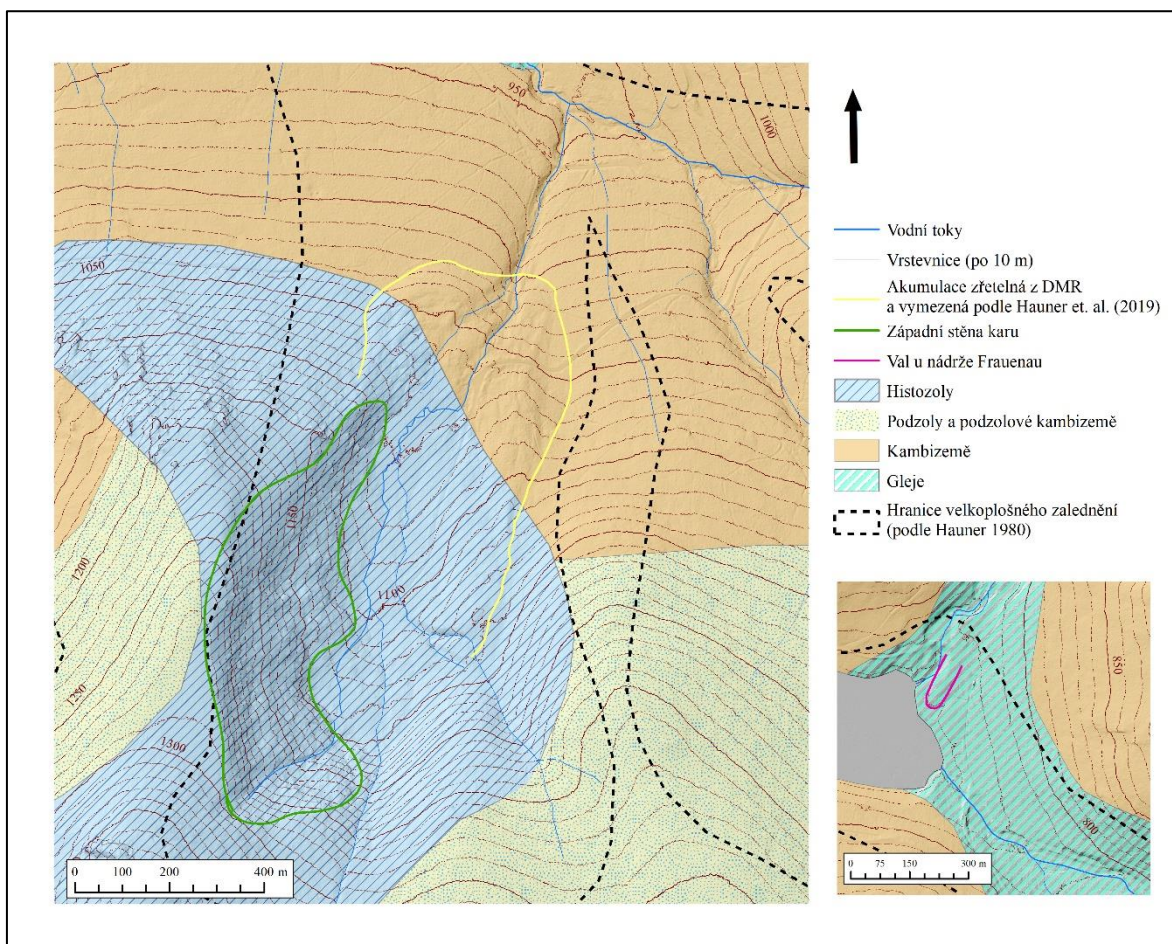
variských granitových plutonů (moldanubického plutonu). Souvisle na povrch vystupují až cca tři a půl kilometru jihovýchodně a dále pokračují stejným směrem. Na druhé lokalitě je podle stejné geologické mapy antropogenní terén, na který navazují říční pleistocenní štěrky, polygenetické údolní výplně a soliflukční uloženiny (UmweltAtlas, ©2021). Stejnou geologickou stavbu zobrazují i data poskytnutá Správou Národního Parku Bavorský les (obr. 4), i když v několika případech jsou lehce odlišná (př. původ uloženin na svahu, složení pararul).



Obrázek 4: Geologická mapa. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les, 2022.

Charakteristika půd úzce souvisí se stavbou podloží, klimatickými a vegetačními charakteristikami, které jsou zmíněné v následující kapitole. Podle mapy půd Německa 1 : 200000 dostupné na Geoviewer (©2021) spolkového institutu Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (dále BGR) se ve vrcholových partiích oblasti vyskytují podzoly a podzolové kambizemě (obr. 5). O něco níže se pak nacházejí kambizemě ze suťového, jílovito-písčitého materiálu metamorfitů. Z jiných vrstev lze zjistit, že jsou zdejší půdy spíše kyselé (BGR, ©2021). Zdroj operuje s termínem Braunerden, kterým se

v německé klasifikaci označují kambisoly, nikoli hnědozemě, které se v Německu označují jako Parabraunerden (FAO OSN, 2015). Na vrcholech Malého a Velkého Roklanu a v oblasti karu můžeme též nalézt rankery. V karu lze narazit i na histosoly (v Geoviewer označované jako Felshumusböden). Na lokalitě u nádrže by se měly vyskytovat gleje (obr. 5) (BGR, ©2021).



Obrázek 5: Mapa půd. Vlastní zpracování podle Geoviewer (BGR, ©2021), 2022.

1.3 KLIMATICKÁ CHARAKTERISTIKA A VEGETACE

Klima národního parku Bavorský les je díky členitosti reliéfu značně rozličné. Ve vrcholových partiích, v nadmořských výškách okolo 1300 m, se průměrné roční teploty pohybují okolo 3,5 °C a průměrný roční úhrn srážek okolo 1400 mm. V údolích a nižších nadmořských výškách lze očekávat průměrnou roční teplotu mezi 7 a 8 °C a průměrný roční úhrn srážek i pod 1000 mm (Naturpark Bayerischer Wald, ©2021; Bayerischer Landsamt für Umwelt, 2021).

Velkou část území lokality tvoří asociace *Calamagrostio villosae-Fagetum sylvaticae* Mikyška 1972 (obr. 6) představující porosty dominantního druhu *Fagus sylvatica* s příměsemi taxonů *Picea abies*, *Abies alba* a místy *Acer pseudoplatanus* a *Sorbus*

aucuparia, tvořících též keřové patro. Bylinné patro je chudší s typickými druhy horských poloh, jako jsou *Blechnum spicant*, *Gymnocarpium dryopteris*, *Homogyne alpina*, *Trientalis europaea*, *Luzula sylvatica*, *Lycopodium annotinum*, *Soldanella montana*, *Polygonatum verticillatum*. Tyto lesy jsou souvislé a v historii pravděpodobně ovlivněné hospodářskou činností.



Obrázek 6: Asociace *Calamagrostio villosae-Fagetum sylvaticae* Mikyška 1972. Foto autora, 2021.

Zhruba okolo vrstevnice 1100 m n. m. začíná postupně převládat smrk a vegetace horských smrčín svazu *Piceion abietis* Pawłowski et al. 1928. Tento syntaxon je zde nejvíce postižen kůrovcovou kalamitou. Sukcesní stádia keřové a stromové vegetace zde tvoří především *Betula* spp., *Sorbus aucuparia* a *Picea abies* a *Vaccinium myrtillus*. Tato stádia se vyskytují též na místě zmíněných akumulací.

V karu lze narazit na azonální vegetaci podmáčených rašelinných smrčín asociace *Vaccinio uliginosi-Piceetum abietis* Schubert 1972. Keřové patro není souvislé a je tvořené druhy *Vaccinium myrtillus* a *V. uliginosum*. Bylinné patro tvoří *Eriophorum vaginatum*, *Carex* spp., *Trientalis europaea*, *Homogyne alpina* a některé lipnicovité. Mechové patro je místy dominantní a tvořeno druhy rodu *Sphagnum*.

Na omezeném území na glaciální akumulaci lze nalézt souvislý porost druhu *Vaccinium myrtillus* pravděpodobně asociace *Calamagrostio arundinaceae-Vaccinietum myrtilli* Sýkora 1972 (obr. 7).



Obrázek 7: Asociace *Calamagrostio arundinaceae-Vaccinietum myrtilli* Sýkora 1972. V pozadí se nacházejí sukcesní porosty. Foto autora, 2021.

Na lokalitě u nádrže se nachází sekundární travní porost, nejspíše svazu *Calthion palustris* Tüxen 1937.

Pozn.: Syntaxony byly určeny s pomocí monografií Vegetace České republiky (Chytrý, 2007; Chytrý, 2013).

2 TEORETICKÝ ÚVOD

2.1 GEOLOGICKÁ MINULOST ŠUMAVY A VÝZKUMY ZALEDNĚNÍ NA ŠUMAVĚ

Šumava, podobně jako ostatní variscidy, byla vyvrásněna v období variské orogeneze (svrchní devon). Během těchto horotvorných procesů se zde též formovaly metamorfované horniny a tělesa magmatických hornin. Následujících cca 300 milionů let bylo zdejší pohoří erodováno. Během Alpínské orogeneze byly tyto povrchy rozčleněny na kry a vyzdviženy. Zbytky zarovnaných povrchů můžeme najít na Šumavských pláních (Babůrek et al., 2006).

V době pleistocéních dob ledových byla zdejší krajina modelována glaciálními a periglaciálními procesy (Chlupáč et al., 2002). Podle Mentlík (2011) byly pro vznik ledovců na Šumavě stěžejní následující faktory:

- konkávní predispozice reliéfu hlavně s chladnou orientací,
- přítomnost deflačních plošin s vazbou na silné západní větry, které v závětrných polohách ukládaly sníh unášený z deflačních plošin.

Mimo zaledněná území se v glaciálech vyskytovala drsná periglaciální oblast s podmínkami obdobnými tundře či polární pustině a se značným výskytem mrazových jevů a permafrostu. Výslednými geomorfologickými tvary v této oblasti jsou například mrazové sruby, srázy, kamenná moře nebo kryoplanační terasy (Chlupáč et al., 2002). Rozšířená byla též soliflukce, která mimo jiné přenášela i velké hranáče (Kunský, 1975). Kromě toho docházelo též k eolické činnosti a fluviálním procesům (Chlupáč et al., 2002).

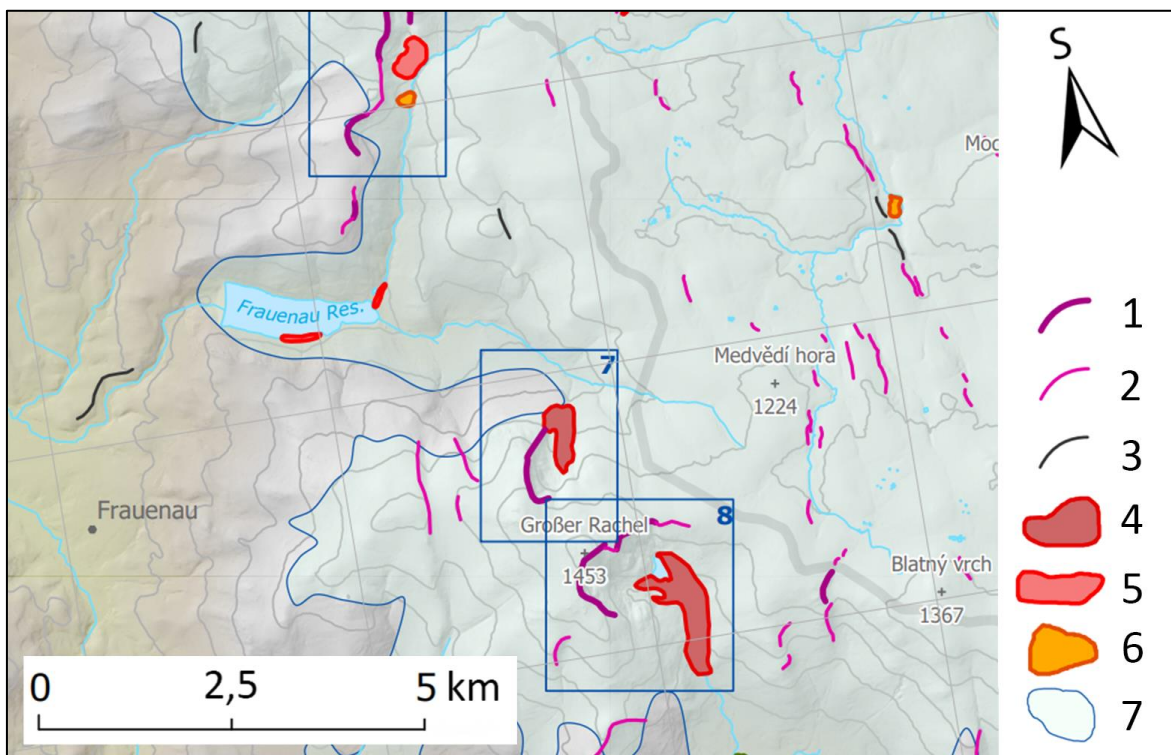
Před posledním glaciálním maximem (LGM; cca 23 až 19 kyr BP) jsou na Šumavě doklady o zalednění pouze nepřímé (Vočadlova, 2011). Někteří autoři, jako Hauner (1980) nebo Raab (1999), datují některé tvary jako prewürmské. Mapování a datování straších glaciálních akumulčních forem ztěžuje především jejich redistribuce v prostoru. O starším zalednění jiných variských pohoří však důkazy existují, př. z Krkonoš, Vogéz nebo Schwarzwald (Vočadlova, 2011).

Výzkum Šumavského zalednění se tudíž primárně zaměřuje na mapování glaciálních forem, chronostratigrafii a charakteristiku zalednění a popř. mapování jeho rozsahu z období LGM a mladší. Mezi prvními, kteří se ve své práci zmiňují nebo zkoumají zdejší glaciálně přemodelovanou krajinu byli například Bauberger (1886), Vitásek (1924), Kunský (1933) nebo Preihäusser (1934) (Vočadlova, 2011).

Z důvodu politické situace byl výzkum na české straně v druhé polovině 20. století až na výjimky utlumen (Vočadlova, 2011). Ve stejné době však na bavorské straně probíhaly výzkumy, které vyústily ve dvě rozsáhlé práce Ergenzingera (1967) a Haunera (1980), ve

kterých byl mimo jiné vymapován rozsah zalednění. Obě dvě práce počítají s rozsáhlejším zaledněním.

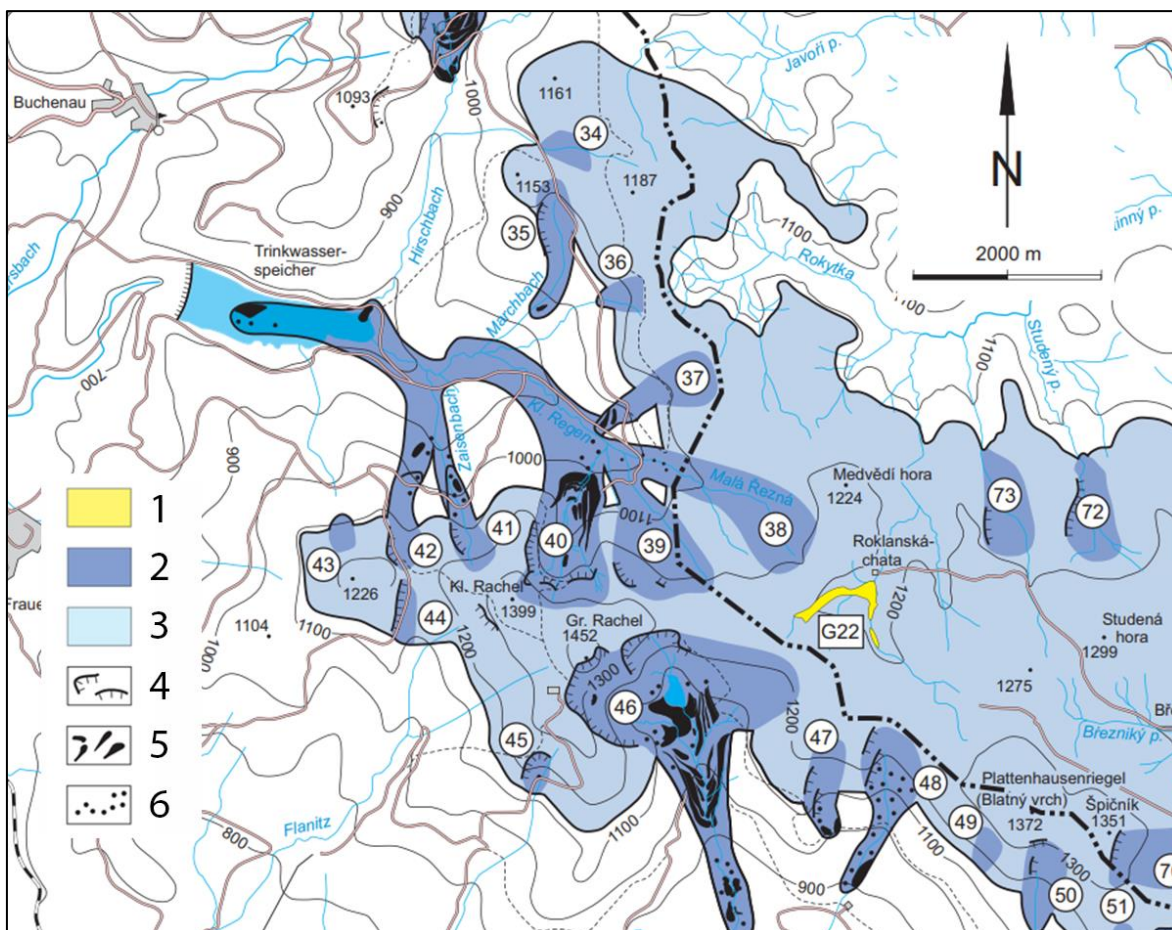
Ergenzinger zaznamenal v údolí potoka Kleiner Regen konce morén v nadmořských výškách 760 m n. m. (dnes zaplaveno přehradou, označeno jako údolní moréna), 850 m n. m. (označeno jako bloková moréna) a 1010 m n. m. (tj. zjevný morénový val při ústí karu). Rozsah zalednění podle Ergenzingera (1967) je viditelný na obrázku 8.



Obrázek 8: Zalednění oblasti centrálního Bavorského lesa. Margold a Krause, 2019, upraveno; hranice maximálního würmského zalednění podle Ergenzinger 1967. Rachel-Nordkar v rámečku s číslem 7.

1 – ledovcem modelovaný sráz, dobře vyvinutý; 2 – ledovcem modelovaný sráz, špatně vyvinutý; 3 – ledovcem modelovaný sráz, spekulativní; 4 – moréna, dobře vyvinutá; 5 – moréna, špatně vyvinutá; 6 – potenciální glaciální akumulace; 7 – hranice maximálního würmského zalednění podle Ergenzingera (1967).

Hauner se proti Ergenzingerovi zabýval pouze vnitřním Bavorským lesem mezi Luzným a Roklanem. V oblasti zájmového území popsal nejnižší morénu (určenou jako risskou) v údolí potoka Kleiner Regen v nadmořské výšce 720 m n. m. (dnes zatopeno přehradou) (Hauner, 1980 In: Vočadlová, 2011). Z Haunera (1980) dále vychází publikace Haunera et al. (2019). Rozsah a charakter zalednění je na obrázku 9.



Obrázek 9. Zalednění oblasti Velkého Roklanu. Hauner et al., 2019, upraveno. Rachel-Nordkar s číslem 40.

1 – známky po dobývání zlata; 2 – ledovce; 3 – oblast firnu; 4 – terénní hrana; 5 – morény; 6 – bloky transportované ledovcem.

K pozdějším patří publikace Fritze Pfaffla (př. 1988, 1992, 2001) a výzkumy z oblasti Velkého a Malého Javoru – př. Raab (1999), Raab a Völkel (2003), Reuther (2007). Tyto publikace se přiklánějí k teorii tvrdící, že vrcholové části tohoto masivu byly v době LGM a mladší pokryty buď tenkým náhorním ledovcem či firnovou čapkou (Vočadlova, 2011). Podle Raab a Völkel (2003) byl ledovec v karu Kleiner Ambersee maximálně 2600 metrů dlouhý. Reuther (2007) přišla též s teorií, že v období mladšího würmu pokrývala vrchové partie ledovcová čapka (dokladem by měl být till a erodovaný povrch). Z této čapky měl vytékat ledovec delší než během LGM (Reuther, 2007 In: Vočadlova, 2011). Jeho akumulace popsal Raab (1999) jako „prewürmské“ (Vočadlova, 2011).

Na české straně byly prováděny výzkumy především po roce 1989 (s výjimkou př. Votýpka (1979)). Mezi ně patří například Mentlík (př. 2005, 2011), Mentlík et al. (2010) především z oblasti Prášilského jezera a jezera Laka, dále Vočadlova a Křížek (2005), Vočadlova (2011), Vočadlova et al. (2015) především z oblasti Černého a Čertova jezera.

Mentlík et al. (2010) vyčlenil v oblasti Prášílského jezera 3 fáze zalednění v období LGM a mladší. První byla fáze malého údolního ledovce, jehož maximální délka byla 2060 m. Druhou fází byla kombinace ledovce a kamenného ledovce. Třetí byla fáze karového ledovce. Vočadlova a Křížek (2005) určili nejstarší maximální rozsah morén do 850 m n. m. v údolí Černého potoka, což by znamenalo, že byl ledovec okolo 2 km dlouhý. Vočadlova (2011) uvádí, že ledovce oblasti Černého a Čertova jezera měly pouze charakter karového ledovce s maximálně několik set metrů dlouhým splazem.

Ve zmiňované české literatuře se spíše nepracuje s teorií rozsáhlejšího zalednění a autoři se přiklánějí k existenci jednotlivých karových, popř. malých údolních ledovců.

Glaciální geomorfologii Šumavy se též zabývali Margold a Krause (2019), kteří použili digitální data k detekci glaciálních tvarů. Výskyt jimi určených forem porovnali s rozsahem zalednění podle Ergenzingera (1967). Byly jimi zaznamenány i formy, kde zatím neproběhly terénní výzkumy a jejich výstup může sloužit jako podklad pro další vědecké práce.

2.2 LEDOVCE

Ledovec můžeme definovat jako přetrvávající masu ledovcového ledu, který vznikl rekrytalizací sněhové akumulace, pohybující se pod vlastní vahou (Montgomery, 1997; Bierman & Montgomery, 2014) a skládající se mimo letu též z podílu vzduchu, vody a horninového materiálu (Demek, 1987; Summerfield, 1991).

2.2.1 VZNIK LEDOVCE A JEHO VLASTNOSTI

Vznik ledovce je proces vyžadující dlouhodobě chladnější klima, kdy aspoň část sněhu či ledu přetrvá po celý rok. K tomu je zapotřebí odpovídající nadmořská výška a zeměpisná šířka (míněno s vyšší zeměpisnou šířkou je dostačující i nižší nadmořská výška) (Montgomery, 1997).

Vlivem zvětšování mocnosti sněhové pokrývky se zvyšuje též geostatický tlak. Tím dochází k vytlačení části vzduchu, k **regelaci** (opětovných táním a zamrznáním) a rekrytalizaci sněhu v mezifázi zvanou **firn** (Demek, 1987; Summerfield, 1991; Montgomery, 1997; Kraft & Mentlík, 2004). Takto se ze sněhu o hustotě $50\text{--}70\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ stane právě firn o hustotě $\sim 400\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ s volněji konsolidovanými krystaly. Následným zvětšením velikosti krystalů a odstraněním velkého množství vzduchových bublin vzniká pravý ledovcový led o hustotě $\sim 900\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Summerfield, 1991). Tento proces trvá od několika let v oblastech s vysokým úhrnem srážek až po stovky a tisíce let ve velmi aridních oblastech (Montgomery, 1997; Bierman & Montgomery, 2014). Díky nižší hustotě ledovcového ledu je voda pod ledovcem za jistých podmínek schopna existovat a ledovec může na vodě i „plavat“ (Demek, 1987).

Působením tíhové síly v ledu vzniká napětí, pod kterým se ledovec pohybuje ve sklonu svahu (Demek, 1987). Podle Demka (1987), Summerfielda (1991), Biermana a Montgomeryho (2014) mohou být rozlišeny dva druhy ledovcového pohybu: *vnitřní deformace* a *bazální klouzání*. Poměr těchto dvou způsobů se značně různí. Bazální klouzání může výrazně převažovat u ledovců s vodou na své bázi (Summerfield, 1991).

Z pohledu bilance ledovcové masy můžeme rozdělit ledovec na dvě části: **zónu akumulace** a **zónu ablace**. V zóně akumulace dochází k hromadění sněhu prostřednictvím srážek, lavin i větrem navátého sněhu z okolí (Bierman & Montgomery, 2014) a bilance je tudíž pozitivní, tj. ztráty jsou menší než akumulace (Summerfield, 1991). V zóně ablace, kde je bilance negativní, převažují ztráty ve formě odtávání (ablace), větrné eroze, evaporace, sublimace a odlamování ledu nad akumulací (Summerfield, 1991; Montgomery, 1997).

Souhrnně se však všechny výstupy v této oblasti označují jako ablace (Demek, 1987). Na hranici těchto zón se nachází tzv. **linie (čára) rovnováhy** (angl. „equilibrium line“, (průměrná) nadmořská výška této linie je známá jako **ELA**, tj. „equilibrium line altitude“). Jde o linii, kde je akumulace přesně kompenzována ablací a bilance je tudíž nulová (Demek, 1987; Montgomery, 1997; Bierman & Montgomery, 2014). Poloha této linie závisí na klimatu (především zimním úhrnu srážek a letní ablací), větru přenášejícím sněh a u horských ledovců také na lavinách, především ze stěn karu (Bakke & Nesje, 2011).

Energetická bilance ledovce úzce souvisí s bilancí ledovcové masy (Bierman & Montgomery, 2014). Energie přijímaná ledovcem je ze tří zdrojů: *sluneční záření a atmosféra* (ovlivněno albedem), *geotermální energie podloží* a *energie vznikající vnitřním třením za pohybu ledovce* (Demek, 1987; Bierman & Montgomery, 2014).

Vlivem rozdílnosti energetických zdrojů můžeme rozlišit dva druhy ledovcového ledu: chladný a teplý. Teplota *teplého ledu* je velmi blízko tzv. *tlakovému tavnému bodu* (z anglického „pressure melting point“) (Demek, 1987; Summerfield, 1991). Pod vlivem tlaku se totiž snižuje bod tání a led za vysokých tlaků taje i za teplot nižších 0 °C (Demek, 1987; Kraft & Mentlík, 2004). Teplý led tudíž obsahuje vodu i v tekutém stavu (Demek, 1987; Summerfield, 1991). Objevuje se, když je geotermální teplo či energie tření dostačující k zahřání alespoň spodní vrstvy ledu k teplotě tlakového tavného bodu (Summerfield, 1991). Teplota *chladného ledu* je naopak nižší, než je *tlakový tavný bod* (Demek, 1987; Summerfield, 1991) a objevuje se, je-li povrch ledovce vystaven velmi nízkým teplotám nebo když nízké letní teploty zapříčiní zanedbatelnou ablací (Summerfield, 1991). Obdobně můžeme charakterizovat i ledovce samotné na *ledovce s teplou bází* (teplé ledovce, ledovce s vlhkou bází) či *ledovce s chladnou bází* (chladné ledovce, ledovce se suchou bází) (Demek, 1987; Summerfield, 1991). Geomorfologické působení těchto dvou typů ledovců je odlišné a je blíže popsáno v kapitole 2.2.3.

2.2.2 KLASIFIKACE LEDOVCŮ

Klasifikace ledovců se může v závislosti na vybrané literatuře značně lišit. Hlavní druhy ledovců, které se více či méně opakují napříč publikacemi, jsou vypsané v tabulce 1. Jde o rozdělení podle **tvaru** a **rozsahu**.

Tabulka 1: Vybrané druhy ledovců a podobných útvarů. Vlastní zpracování podle Demek (1987), Summerfield (1991) a Kraft & Mentlík (2004).

Ledovce neomezené topografií	Kontinentální ledovec/ ledovcový štít	
	Ledovcová čapka	Horská ledovcová čapka
		Nížinná ledovcová čapka
Ledovce omezené topografií	Ledovcové pole	
	Údolní ledovec	
	Horský ledovec	Svahový ledovec
		Karový ledovec
		Údolní ledovec alpského typu
		Kráterový ledovec aj.
	Ostatní útvary	Sněžník
		Firnové pole
		Skalní ledovec aj.
Ledovcový šelf		

Kromě výše zmíněného mohou být ledovce rozděleny podle místa, kde se nachází na **ledovce (vysoko)horské** a **ledovce pevninské** (Chábera, 1996; Bierman & Montgomery, 2014; Petrák et al., 2016). V následujícím popisu budou zmíněny (vysoko)horské ledovce relevantní pro pleistocénní krajinu Bavorského lesa.

Ledovcové čapky jsou omezeny horní hranicí 50 000 km² (Summerfield, 1991; Montgomery, 1997). V horských podmínkách mají kopulovitý tvar s radiálně vybíhajícími ledovcovými splazy (Demek, 1987; Kraft & Mentlík, 2004; Rau et al. 2005). Tam, kde nejsou dostatečně vhodné podmínky pro vznik čapky se ledovce od centrálního místa radiálně rozbíhají za vzniku tzv. **radiálního ledovce** (Demek, 1987). **Ledovcová pole** mohou být velikostně stejné jako ledovcové čapky, nemají dostatečnou mocnost ledu na zakrytí topografie reliéfu (Summerfield, 1991; Kraft & Mentlík, 2004; Bieman & Montgomery, 2014).

Údolní ledovce mají v literatuře postavení na pomezí ledovcových čapek/polí a horských ledovců v morfologickém pojetí. Ilustrovaný manuál pro klasifikaci ledovců GLIMS (Rau et al., 2005) vymezuje tři skupiny, které se v jiné literatuře běžně označují jako údolní ledovce:

- *outlet glaciers* (~ odtokové ledovce) – splazy s nedefinovanou sběrnou oblastí, často vybíhající z ledovcových polí či čapek.

- *údolní ledovce* – jsou splazy se sběrnou oblastí definovanou topografií, často vznikají spojením splazů karových ledovců.
- *horské ledovce s vyvinutým splazem*

Podle Rau et al (2005) mohou být **horské ledovce** značně podobné údolním ledovcům (obzvláště, pokud je vyvinut splaz), jejich velikost je však značně menší. Mezi typické horské ledovce patří i *ledovce svahové, karové* nebo i *kráterové* (Kraft & Mentlík; 2004). **Svahové ledovce** okupují snahy hory (Kraft & Mentlík, 2004), kde se vyvinuli ze sněžníků (Demek, 1987). **Karové ledovce** vznikají v místě zvaném kar (viz kapitola 2.2.4.1) (Demek, 1987; Summerfield, 1991; Kraft a Mentlík, 2004).

2.2.3 ČINNOST LEDOVCŮ A JEJICH GEOMORFOLOGICKÉ PŮSOBENÍ

Demek (1987) uvádí, že působení ledovce na okolí je dvojí: zaprvé klimatické, zadruhé geomorfologické. Klimatické působení se projevuje ve vytváření tzv. *periglaciální zóny* (Demek, 1987). Pro takovou zónu jsou typické velmi nízké teploty, které zapříčiňují to, že je zemský povrch většinu roku (nebo celý rok) zamrzlý. Opětné tání a zamrzání vytváří podmínky pro vznik specifického prostředí, na které jsou vázány typické činnosti (př. mrazové zvětrávání, nivace, geliflukce) a tvary reliéfu (př. blokové sutě, kryoplanační terasy) (Summerfield, 1991).

Ledovec však působí též přímou geomorfologickou činností. V případě suché báze se ledovec nepohybuje po podloží, ale na hraně čistého ledu a ledu s horninovými úlomky. Geomorfologické působení je pak prakticky nulové a nevznikají výrazné tvary reliéfu. V případě vlhké báze dochází k pohybu po bázi, čímž se ledovec stává významným geomorfologickým činitelem (Demek & Zeman, 1979; Demek, 1987; Chábera, 1996; Bierman & Montgomery, 2014 aj.). Přítomnost takovýchto forem reliéfu (více v následujících kapitolách) nám může pomoci při hodnocení zalednění a jeho rozsahu v dané lokalitě.

Činnost ledovců i jiných geomorfologických činitelů se projevuje třemi základními procesy, kterými jsou *eroze, transport* a *akumulace*.

Ledovcová eroze

Destruktivní glaciální eroze může mít několik podob. V následující tabulce jsou uvedeny některé publikace a procesy ledovcové eroze, které vymezují.

Tabulka 2: Některé z publikací vymezující procesy ledovcové eroze, vlastní zpracování.

PUBLIKACE	PROCESY				
Buzek (1986)	detrakce	deterze	exarace	plucking	
Chábera (1996)	detrakce	deterze	exarace	tříštivá eroze	
Demek, Raušer a Quitt (1997)	detrakce	deterze	exarace	plucking	
Kraft a Mentlík (2004)	detrakce	deterze	exarace		
Demek (1987)	ledovcová abraze		ledovcové tříštění / plucking		
Montgomery (1997)	ledovcová abraze		ledovcové tříštění	striace ¹	
Summerfield (1991)	ledovcová abraze		ledovcové tříštění	drcení	
Hooyer et al. (2012)	ledovcová abraze		ledovcové tříštění		
Alley et al. (2019)	ledovcová abraze		ledovcové tříštění	subglaciální fluviální aktivita ²	

¹ tvoření rýh sunutím přimrznutých horninových úlomků po horninovém prostředí (Montgomery, 1997)

² tvoření kanálků působením vody na bázi ledovce (Alley et al., 2019)

Podle tabulky a následujícího textu můžeme rozdělit procesy na dvě hlavní skupiny: mechanickou erozi samotného ledovce a erozi způsobenou mrznutím a táním vody na bázi ledovce.

Část autorů popisuje mechanickou erozi jedním termínem, **ledovcová abraze**. Demek (1989) ji definuje jako „*mechanický pochod broušení, vymílání, drhnutí a drobení horninového podloží ledovce vlivem působení úlomků skalních hornin unášených ve spodní části ledovce*“.

Část autorů rozděluje mechanickou erozi na 3 procesy:

- *deterzi* – ohlazování podloží vlivem unášeného materiálu (Buzek, 1986);
- *detrakci* – odlamování kusů rozpukaných hornin (Buzek, 1986);
- *exaraci* – modelování ledovcových údolí hloubkovou a boční erozí (Chábera, 1996). Je uskutečňována jak ledovcovou abrazí, tak ledovcovým tříštěním (Montgomery, 1997).

Ledovcové tříštění definuje Demek (1987) jako proces rozvolňování podloží z důvodu prosakování vody na bázi ledovce do puklin a jejího opětovného zamrznání a rozmrznání (regelace). Ten uvádí též ekvivalent plucking (v anglické literatuře i „quarrying“, viz. Hooyer, 2012; Bierman & Montgomery, 2014; Alley et al., 2019). Regelace může být vyvolaná též strukturou povrchu pod ledovcem. V místech, kde ledovec

naráží na nerovnosti, se zvyšuje tlak a led taje. Za překážkou se vytváří dutina, kde za nižšího tlaku voda opětovně zamrzá a může docházet k trhání horninového podloží (Hooyer, 2012; Bierman & Montgomery, 2014; Alley at al., 2019).

Účinnost glaciální eroze je ovlivněna mnoha faktory, mezi které patří například: množství materiálu na bázi ledovce, rychlost odstraňování již vzniklého materiálu, rychlost ledovce na bázi, tlak ledovce, přítomnost vody na bázi, geomorfologická hodnota hornin, vlastnosti koryta ledovce, preglaciální topografie, tektonické poměry (Demek, 1987; Chábera, 1996).

Proto, aby byla ledovcová eroze efektivní, musí též docházet k transportu erodovaného materiálu (Demek, 1987; Summerfield, 1991).

Ledovcový transport

Ledovec transportuje nejvíce materiálu na své bázi a po bocích, kde je ve styku s horninovým podložím (Demek, 1987). Podle polohy můžeme transportovaný materiál rozdělit na:

- *subglaciální* – transportovaný pod ledovcem;
- *supraglaciální* – transportovaný na ledovci (pochází z okolní krajiny a na ledovec se dostane např. skalním řícením nebo lavinami (Demek, 1987));
- *englaciální* – transportovaný v ledovci (Summerfield, 1991)

Supraglaciální materiál napadaný pod linií rovnováhy může na ledovci setrvat až k samotnému čelu ledovce. Materiál, který se na ledovec dostane v akumuláční oblasti bývá pohřben a stává se englaciálním. Supraglaciální materiál chybí na velkých ledovcových štítech (Summerfield, 1991).

Unášený materiál je různých velikostí, nevytříděný a většina je neztvrdlá. Především supraglaciální skalní úlomky mají ostré hrany. Na vlhké bázi je materiál obrušován (Demek, 1987).

Ledovcová akumulace

Materiál transportovaný ledovcem je ukládán, akumulován, buď přímou činností ledovce (tzv. *glaciální uloženiny*) nebo tavnou vodou (tzv. *fluvioglaciální uloženiny*) (Montgomery, 1997).

Takovýto materiál, který byl ledovcem transportován a uložen, se nazývá **till** (též til, morénový materiál, ledovcový nános). Ten vytváří specifické tvary reliéfu, především **morény** (Demek, 1987; Summerfield, 1991; Chábera, 1996 aj.). Více o morénách viz kapitola 2.2.4.2.1.

Till může být uložen buď pod ledovcem (*bazální till*) nebo odtáním ledovcového ledu (*ablační till*) (Bierman & Montgomery, 2014). Pro till jsou charakteristické následující znaky:

- nevytříděný a většinou nevrstvený materiál,
- různorodé mineralogické složení horninových úlomků,
- častá přítomnost obroušených úlomků a úlomků se striací,
- orientace úlomků,
- kompaktnost vzniklá tlakem,
- leží na sedimentech nebo na horninovém podloží se striací (Summerfield, 1991).

Fluviglaciální sedimenty jsou na rozdíl od glaciálních vytříděné a vrstvené. Od fluvialních sedimentů se liší pouze málo a sedimentace probíhá velice podobně jako sedimentace fluvialní (vyjma sedimentace v englaciálních a subglaciálních tunelech, kde může probíhat za zvýšených tlaků). Materiál může být uložen buď na kontaktu s ledovcem nebo mimo oblast ledovce (Summerfield, 1991).

2.2.4 TVARY RELIÉFU SPOJENÉ S HORSKÝM ZALEDNĚNÍM

Horské zalednění vytváří svou činností svérázné a charakteristické tvary zemského povrchu. Tyto tvary mohou být buď erozního nebo akumulárního původu. Pro účely této práce jsou důležitější akumulární tvary, proto budou erozní tvary zmíněny stručněji.

2.2.4.1 EROZNÍ TVARY

Ledovcová údolí

Ledovcové údolí (též **trog**) má charakteristický příčný profil tvaru písmene U, čímž se odlišuje od preglaciálních říčních údolí s příčným profilem tvaru písmene V (Demek, 1987; Chábera, 1996; Montgomery, 1997). Ledovcové údolí vzniká primárně exarací (Chábera, 1996).

V podélném profilu má ledovcové údolí stupňovitý charakter (Demek, 1987; Chábera, 1996) a ledovcová činnost má tendenci tyto stupně zvýrazňovat (viz. princip ledovcové eroze) (Chábera, 1996). Přibližný průběh tohoto profilu je parabolický (Summerfield, 1991).

Kar

Demek (1987) definuje kar jako oválnou sníženinu, skládající se ze *stěny karu*, která je příkrá až svislá, ze *dna karu*, které má konkávní tvar, a *stupně karu*, který se nachází na straně otevřené do údolí. Chábera (1996) uvádí též název *březno*.

Počátky karu jsou v nivačních depresích (Demek, 1987), kde je hlavním modelačním procesem nivace¹ (Summerfield, 1991). Po vzniku ledovcového ledu je pro následující vývoj ledovce důležitý vznik tzv. *bergschrundu*. Jde o trhlinu, která se vytvoří pohybem a tlačáním masy ledu od stěny karu. Dochází zde k zpětné erozi s procesy na principu regelace. Uplatňuje se i hloubková eroze na dně karu (Summerfield, 1991; Bierman & Montgomery, 2014).

Arête (areta)

Jde o ostré skalní stěny, které vznikají buď růstem dvou sousedních karů (Summerfield, 1991) nebo boční erozí ve dvou paralelních ledovcových údolích (Montgomery, 1997).

Horn

Horn (též karling) vzniká v místech, kde je hora z několika stran obklopena kary. Zpětnou erozí vzniká ostrý pyramidový tvar hory (Summerfield, 1991; Chábera, 1996).

Nunatak

Nunatak je skalní výběžek vyčnívající nad ledovec, kterým je ze všech stran obklopen. Na jeho tvar mají vliv procesy probíhající v periglaciální zóně. (Demek, 1987; Summerfield, 1991).

Oblík (roche moutonné)

Oblík je ledovcem přemodelovaný skalní výstup. Mívá oválný tvar a nesouměrný podélný profil, kdy je nárazová strana pouze mírně ukloněna (Demek, 1987) a strana odvrácená je strmá a rozeklaná (Summerfield, 1991). Na mírně ukloněnou stranu působí ledovcová abraze a na odvrácenou stranu plucking (viz kapitola 2.2.3) (Bierman & Montgomery, 2014).

2.2.4.2 AKUMULAČNÍ TVARY**2.2.4.2.1 GLACIÁLNÍ AKUMULAČNÍ TVARY****Moréna**

Rozdíl mezi morénou a tillem byl popsán v kapitole 2.2.3. V této části je proto popsáno základní dělení morén.

¹ Nivace – destrukční (a konstrukční) činnost sněhu (Demek, 1987).

Většina autorů (Summerfield, 1991; Montgomery, 1997; Kraft & Mentlík, 2004; Bierman & Montgomery, 2014) rozdělují morény na následující základní typy spojované s horským zaledněním:

- *moréna čelní,*
- *moréna spodní,*
- *moréna boční,*
- *moréna střední.*

Kromě tohoto rozdělení přidávají Demek (1987) a Chábera (1996) ještě *morény vnitřní* a *svrchní*. Chábera (1996) uvádí též rozdělení na morény *pohyblivé* (živé) a morény *uložené* (mrtvé).

Morény mohou být *uložené paralelně k pohybu ledovce* (střední, boční a v některých případech i spodní morény), *uložené příčně k pohybu ledovce* (kromě čelní morény též morény De Geer a Rogen) a *postrádající stálé uspořádání*. Do poslední kategorie patří morény bez výrazné prostorové orientace a chaoticky uspořádané, vytvářející především tzv. „hummocky“ terén (Summerfield, 1991).

Morény čelní – se nachází na koncích ledovcových splazů, mají obloukovitý tvar a mohou být až 100 metrů vysoké (Summerfield, 1991; Chábera, 1996). Jde o tvary především supraglaciálního a englaciálního materiálu spolu s fluviglaciálními sedimenty. Některé malé čelní morény mohou být tvořeny též subglaciálním materiálem (Summerfield, 1991). U čelních morén je možné rozlišovat *morénu koncovou*, značící maximální možný rozsah ledovcového splazu, a *morénu ústupovou* (Montgomery, 1997), která vzniká při ústupu ledovce, kdy se v době stagnace ledovce materiál na jeho čele opět nahromadí (Chábera, 1996). Dále lze rozpoznat *morénu náporovou*, kdy ledovec hrne kromě ledovcových uloženin i neledovcové sedimenty. Takovéto morény mívají složitou vnitřní strukturu a příkré svahy (Summerfield, 1991).

Morény spodní (obr. 10) – jsou tvořeny subglaciálním materiálem, vytvořeným glaciální erozí, a supraglaciálním materiálem, který se postupně dostal až na bázi ledovce (Chábera, 1996). Především jde o tillovou vrstvu bez konkrétní formy (Summerfield, 1991).

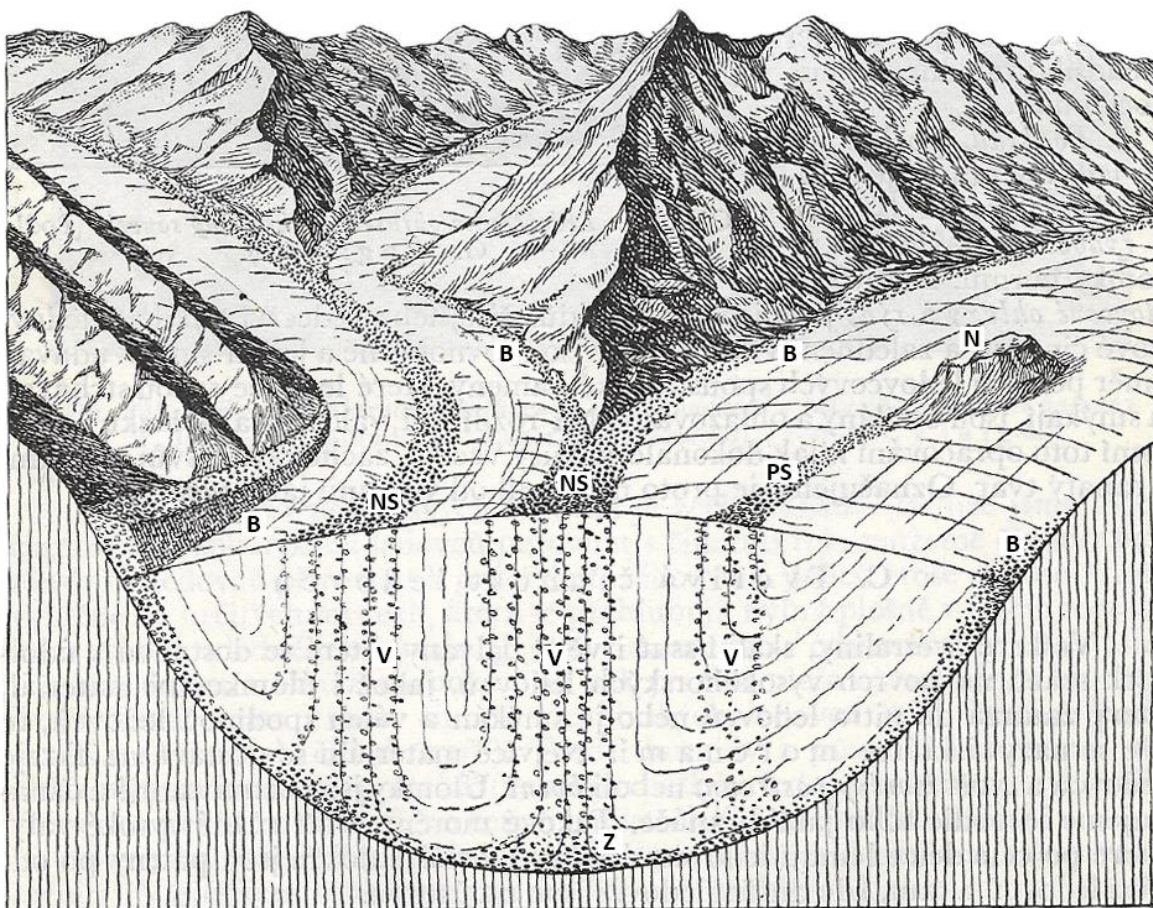
Morény boční (obr. 10) – jsou tvořeny supraglaciálním materiálem s původem na svazích ledovcového údolí, který napadal na ledovec a je jím po bocích unášen (Summerfield, 1991; Chábera, 1996), nebo který vznikl ledovcovou erozí (Montgomery, 1997). Boční morény mohou být uloženy vysoko nad povrch ledovce vlivem kolísáním jeho mocnosti (Summerfield, 1991).

Střední moréna – může být rozdělena na *střední morénu nepravou*, která vzniká spojením dvou ledovcových splazů, kdy se ze dvou bočních morén stává moréna střední, a *střední morénu pravou*, která vzniká z nunataku uprostřed ledovcového splazu (obr. 10) (Chábera, 1996).

Svrchní moréna – může vzniknout vlivem silné ablace a obnažení englacíálního materiálu (Chábera, 1996), napadáním materiálu na povrch ledovce (Kraft a Mentlík, 2004), nebo může mít původ ve středních morénách (Chábera, 1996).

Vnitřní moréna – je tvořena materiálem napadáným z povrchu ledovce do puklin, který byl následně pohlcen (Chábera, 1996).

Hummocky jsou vyvýšeniny glaciálních sedimentů, obvykle okrouhlých tvarů, obklopené nepravidelnými sníženinami a průlehy. Jejich geneze je různých typů či nejasná (Johnson et al., 1995).



Obrázek 10: Morény horského ledovce. B – boční, NS – nepravá střední, PS – pravá střední, V – vnitřní, Z – spodní, N – nunatak. Bouček & Kodým (1954), Upraveno.

Drumlin

Tyto formy reliéfu bývají asociovány s pevninským zaledněním, přesto je někteří autoři uvádí i jako příklad formy reliéfu vzniklé činností horského zalednění (př. Chábera, 1996).

Jde o pahorky tvořené tillem spodní morény, které mohou a nemusí mít jádro tvořené podloží (Summerfield, 1991; Kraft & Mentlík, 2004). Jsou rovnoběžné s pohybem ledovce (po delší ose), nárazová strana je příkrá a odvrácená strana mírnější (Chábera, 1996; Kraft & Mentlík, 2004). Tyto pahorky mohou být akumulací či erozně denudačního původu (Chábera, 1996). Předpokládá se, že by některé drumliny mohly být též fluviglaciálního původu (Summerfield, 1991).

2.2.4.2.2 FLUVIGLACIÁLNÍ AKUMULAČNÍ TVARY

Kamy

Vznikají vyplněním dutin v ledovci. Po ablaci podpůrných stěn se stěny nahromaděného materiálu sesouvají a vzniká malé návrší (Summerfield, 1991; Kraft & Mentlík, 2004). Obvykle se vytváří síť takovýchto návrší a hřbetů (Kraft & Mentlík, 2004). Všechny varianty kamů (i kamoné terasy a delty) mohou být modifikovány odtáváním ledových jader vně uloženin (Summerfield, 1991).

Eskery

Jde o dlouhé, vlnité a často nesouvislé tvary vzniklé především sedimentací subglaciálních vodních toků (Summerfield, 1991). Mohou vznikat též englaciálně či supraglaciálně (Summerfield, 1991; Kraft & Mentlík, 2004). a po ablaci ledovce být navršené na subglaciální topografii (Summerfield, 1991).

Sandry

Jde o sedimentární plochy v proglaciální zóně ledovce vzniklé ukládáním velkého množství materiálu proměnlivými a nestálými toky tavných vod (Summerfield, 1991). Tyto akumulace jsou charakteristické svým vnitřním zvrstvením (Chábera, 1996) a mají buď tvar kuželovitý (Demek, 1987) podobný aluviálním vějířům (Summerfield, 1991) nebo charakter rozsáhlé plošiny (Kraft & Mentlík, 2004). Summerfield (1991) rozlišuje *údolní sandr* v ledovcových údolích a *sandry výplavových plošin* v předpolí ledovcových štítů.

2.3 GEOFYZIKÁLNÍ METODY

2.3.1 CHARAKTERISTIKA A MOŽNOSTI GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU

Podle Mareše et al. (1990) je *geofyzika* obor na pomezí fyziky a geologie, který staví na poznatcích z obou oborů a využívá moderních metody zpracování dat.

Tzv. *užitá (praktická) geofyzika* má poté charakter aplikované vědy. Ta využívá poznatků z fyziky a geologie již pro řešení konkrétních otázek analýzou fyzikálních polí Země. Takto může přinášet poznatky v mnoha oborech (Mareš et al., 1990; Pospíšil & Šutora, 2003).

Reynolds (2011) vysvětluje *geofyziku* jako aplikovanou fyziku využívanou pro studium astronomických těles. Zároveň uvádí, že je tento termín využíván spíše *sensu stricto*, ve spojitosti se Zemí. *Solid earth geophysics* (ve smyslu geofyziky celé Země) dělí na dvě disciplíny: tzv. *global geophysics/pure geophysics* (studium celé Země nebo aspoň její většinové části) a *applied geophysics* (studium zemské kůry a přilehlého svrchního pláště).

Předpokladem pro geofyzikální průzkum je nehomogenita zemské kůry způsobená bloky různého horninového složení, stáří a původu, a tudíž i odlišných fyzikálních vlastností, čímž ovlivňují určité fyzikální pole Země. (Mareš et al., 1990; Pospíšil & Šutora, 2003). Nehomogenity jsou zdrojem tzv. *geofyzikálních anomálií* s odlišnými vlastnostmi než okolí (Gruntorád et al., 1985; Kearey et al., 2002; Milsom, 2003). Ovšem i okolní prostředí může být ve své podstatě anomální (Milsom, 2003) a poté hovoříme o *anomálním (složeném)* fyzikálním poli. Opakem je pole *normální (monotónní)*, kde jsou fyzikální vlastnosti prostředí homogenní (Gruntorád et al., 1985).

Fyzikální pole můžeme dělit na pasivní a aktivní. *Pasivní pole* je takové, které vzniká nezávisle na geofyzikálním průzkumu a může být přirozené (př. elektromagnetické pole země) nebo umělé, ale vznikající lidskou činností nezávislou na průzkumu (př. pole radiostanic). *Aktivní pole* je takové umělé pole, které vzniká úmyslně za účelem geofyzikálního průzkumu (Karous, 1989; Milsom, 2003; Reynolds, 2011).

Při řešení konkrétních problematik geofyzikálním průzkum je nutné si uvědomit, že (Hofrichterová, 1990):

1. jde o metody nepřímé, poskytující pouze informace o fyzikálních polích ovlivněných geologickými objekty,
2. jde o řešení tzv. *obrácené úlohy* – tj. pro anomálii ve fyzikálním poli hledáme rušivé těleso. Pro jednoznačnost musíme zkombinovat několik geofyzikálních metoda nebo využít doplňujících geologických informací (Hofrichterová, 1990).

Opakem je tzv. *úloha přímá*. Během té známe rušivé těleso o konkrétních vlastnostech, pro které hledáme ve fyzikálním poli účinek (Mareš et al., 1990).

Mezi **přednosti** geofyzikálních metod patří: možnost studia geologických objektů mimo povrch Země, malá finanční náročnost, vysoká produktivita práce, objektivita a množství získaných dat a možnost absence výrazných zásahů do životního prostředí. **Nevýhodu** je nejednoznačnost řešení obrácené úlohy (Hofrichterová, 1990).

Využití geofyzikálních metod je veliké. Dají se použít například v archeologii, glaciologii, mikrobiologii (Reynolds, 2010), ochraně životního prostředí nebo geomorfologii, a mohou být aplikovány letecky, družicově, pozemně, ve vrtech, v důlních dílech a například i pod mořskou hladinou. (Gruntorád et al., 1985; Mareš et al., 1990; Pospíšil & Šútora, 2003).

Geofyzikální metody můžeme rozdělit mnoha způsoby. Nejčastější a nejpoužívanější způsob je však podle zkoumaného fyzikálního pole. V tabulce 3 jsou uvedeny některé klasifikace, které berou toto kritérium v potaz.

Tabulka 3: Nejčastější dělení geofyzikálních metod. Vlastní zpracování.

Zkoumané pole	Autor klasifikace a samotné metody				
	Mareš et al. (1990)	Pospíšil a Šútora (2003)	ČGS	Kearey et al. (2002)	Milsom (2003)
Tíhové	Gravimetrické	Gravimetrie	Gravimetrie	Gravitační	Gravitační
Magnetické	Magnetometrické	Geomagnetika	Magnetometrie	Magnetické	Magnetické
Vlnové	Seismické	Seizmika	Seizmika	Seismické	Seismické
Radioaktivní	Radiometrické	Radiometrie	Radiometrie	Radiometrické	Radiometrické
	M. jaderné fyziky				
Geoelektrické	Geoelektrické	Geoelektrika	Geoelektrika	Elektrické	M. elektrického proudu
Tepelné	Geotermické	Geotermika			
	Karotáž*	Karotáž*	Karotáž*		

* Někteří autoři přidávají k těmto metodám též tzv. karotáž, tedy geofyziku využívanou ve vrtech. Zkoumané pole poté záleží na principu jednotlivých karotážních metoda.

Vzhledem k charakteru použité průzkumné metody se budu nadále věnovat pouze geoelektrickým metodám.

2.3.2 GEOELEKTRICKÉ METODY

2.3.2.1 CHARAKTERISTIKA A MOŽNOSTI GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU

Karous (1989) používá pojem *geoelektrická metoda* a definuje ho jako „*specifický přístup a způsob použití určitého elektromagnetického jevu pro řešení konkrétní geologické úlohy.*“ Pospíšil a Šútora (2003) uvádějí, že se geoelektrické metody zabývají měřením a analýzou přirozeného a umělých elektrických i elektromagnetických polí Země.

Všechny geoelektrické metody spojuje jejich citlivost na elektrické vlastnosti podloží (více viz kapitola 2.1.1) (Bechtel et al., 2007). Můžeme je klasifikovat:

podle vlastností fyzikálního pole na stejnosměrné nebo střídavé, harmonické nebo neharmonické, přirozené nebo umělé.

podle způsobu aplikace metody na pozemní, letecké, ve vrtech a báňských dílech, nebo na mořském dně (Gruntorád et al., 1985; Karous, 1989; Gruntorád & Karous, 1990).

Při aplikaci metody může být využit elektrický *měrný odpor* (rezistivita), *permitivita* (dielektrická konstanta) a *elektrochemická aktivita* (polarizovatelnost) (Gruntorád & Karous, 1990; Pospíšil & Šútora, 2003; Jančovič et al., 2014).

Tato práce se bude držet rozdělení, které ve svých dílech využívají mimo jiné i autoři Karous a Gruntorád. Jde o následující metody:

Stejnoseměrné metody jsou metody „*zkoumající rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu*“ (Gruntorád & Karous, 1990). Mašín a Válek (1963) uvádějí, že tyto metody využívají umělého fyzikálního pole mezi elektrodami, kterými je do země zaváděn elektrický proud, a je deformováno odporem hornin. Zároveň platí, že hloubka, do které se elektrický proud dostane je přímo úměrná vzdálenosti mezi elektrodami (Bechtel et al., 2007). Mezi tyto metody patří metody *odporové* a *potencioálové*.

Během těch odporových vypočítáváme za využití modifikovaného Ohmova zákona měrný odpor pomocí měřeného potenciálového rozdílu (Gruntorád & Karous, 1990). Mezi odporové metody patří *odporové profilování*², při kterém zůstává rozstup elektrod stejný a uspořádáním se pohybuje po profilu, a *vertikální elektrické sondování*³, při kterém zůstává střed uspořádání stejný, ale mění se rozstup okolních elektrod (Gruntorád et al., 1985; Gruntorád & Karous, 1990; Bechtel et al., 2007). Během terénních měření byla využita právě stejnosměrná metoda odporová.

² Profilování – zkoumání změn vlastností hornin ve směru horizontálním (Karous, 1989).

³ Sondování – zkoumání změn vlastností hornin ve směru vertikálním (Karous, 1989).

Potenciálové metody mají podobný teoretický základ i techniku terénního měření jako metody odporové, zjišťuje se však přímo potenciál či gradient potenciálu (Gruntorád et al., 1985; Gruntorád & Karous, 1990).

Mezi **elektrochemické metody** patří *metoda spontánní polarizace a metoda vyzvané polarizace*. Ty se uplatňují při vyhledávání tzv. přirozených vodičů 1. řádu (Gruntorád & Karous, 1990). Při spontánní polarizaci se měří přirozené elektrické proudy, které vznikají například nad sulfidickými nebo grafitickými ložisky (Mašín & Válek, 1963). Nedostatky této metody jsou odstraněny použitím metody vyzvané polarizace (Gruntorád et al., 1985).

Na rozdíl od předchozích nevyžadují **elektromagnetické metody** galvanické spojení s povrchem a mohou být tedy využity například i letecky při tzv. aerogeofyzikálním výzkumu (Gruntorád et al., 1985; Gruntorád & Karous, 1990). Při použití elektromagnetických metod se obecně zkoumá elektromagnetické pole různých vlastností (přirozenost, harmoničnost, frekvence) a stejně jako stejnosměrné odporové metody se nejčastěji rozdělují na *profilování a sondování* (Gruntorád & Karous, 1990).

2.3.2.2 ELEKTRICKÉ VLASTNOSTI HORNIN

Mezi elektrické vlastnosti hornin lze řadit měrný odpor (rezistivitu), permitivitu (dielektrickou konstantu) a polarizovatelnost (elektrochemickou aktivitu) (Gruntorád & Karous, 1990). Jelikož byla při měření využita metoda odporová, budou permitivita a polarizovatelnost zmíněny okrajově.

Měrný odpor (*rezistivita*) je definován jako „*odpor krychle o jednotkové hraně postavené stěnou kolmo ke směru proudu*“, značíme ho ρ a jednotkou je $\Omega \cdot \text{m}$ (Fojtek, 1990).

Měrný odpor hornin je ovlivněn řadou faktorů, mezi které patří mineralogické složení, poróznost, stupeň nasycení vodou, mineralizace vody v pórech, struktura a textura, teplota a tlak (Gruntorád & Karous, 1990; Milsom, 2003; Bechtel et al., 2007).

Měrný odpor minerálů se pohybuje zhruba v rozmezí 10^{-6} až $10^{16} \Omega \cdot \text{m}$. Horninotvorné minerály jako křemen, slídy a živce mají měrný odpor vysoký (10^{12} až 10^{14} (až 10^{20}) $\Omega \cdot \text{m}$) (Fojtek, 1990; Gruntorád & Karous, 1990; Milsom, 2003). Jílové minerály mají odpor nižší (Milsom, 2003). Měrný odpor většiny hornin však závisí spíše na jiných faktorech, než je mineralogické složení (Gruntorád & Karous, 1990; Milsom, 2003; Bechtel et al., 2007).

Poróznost hornin se značně liší. Voda v pórech je vždy mineralizovaná, a i nepatrné změny v mineralizaci výrazně ovlivňují měrný odpor (Gruntorád & Karous, 1990). Obecně můžeme říci, že měrný odpor klesá s větší porózností a větším tektonickým porušením za

předpokladu nasycení vodou (Gruntorád et al., 1985), jelikož větší množství vlhkosti či vody snižuje jejich měrný odpor (Fojtek, 1990). Na tomto principu se dají ve vyvěřelých horninách dobře sledovat pukliny a zlomy. U sedimentárních hornin se měrný odpor snižuje též jílovým tmelem (Gruntorád & Karous, 1990), jelikož jíly vedou elektrický proud dobře i při malém nasycení vodou (Milsom, 2003). Cementace minerály s vysokým měrným odporem, jako je křemen, sádrovec nebo kalcit, měrný odpor zvyšuje (Fojtek, 1990).

Struktura a textura hraje roli především ve vyhledávání horniny s rudními minerály, hlavně sulfidické rudy, grafitizované a pyritizované horniny (Gruntorád & Karous, 1990).

Vliv *tlaku a teploty* na měrný odpor horniny se bere v potaz především při velmi hlubokém sondování. Obecně měrný odpor s rostoucí teplotou klesá (Gruntorád & Karous, 1990). Stejně je tomu s tlakem u většiny hornin. (Fojtek, 1990).

Voda, která značně ovlivňuje hodnoty měrných odporů sama vykazuje nízké měrné odpory, které se snižují se vzrůstající koncentrací solí (např. mořská voda vykazuje měrný odpor okolo hodnot $0,2 \Omega \cdot m$) (Loke, 2000, Milsom, 2003). Velmi odlišné hodnoty však vykazuje voda ve formě ledu. U něj se mohou hodnoty pohybovat v rozmezí $5 \cdot 10^4$ až $1,2 \cdot 10^8 \Omega \cdot m$ (Reynolds, 2011) a závisejí především na čistotě a teplotě ledu (Supper et al., 2014).

Vliv na odpor hornin má též stáří hornin. Kvartérní vulkanity vykazují odpory v rozmezí 10 až $200 \Omega \cdot m$. Stejně horniny například prekambrijského stáří mohou vykazovat odpory vyšší z důvodu většího času na vyplnění pórů mineralizací a důvodu stlačení a následného zmenšení pórů (Reynolds, 2011).

Gruntorád a Karous (1990) tvrdí, že „*permitivita* (ϵ) vyjadřuje schopnost prostředí zesilovat nebo zeslabovat elektrické pole v důsledku polarizace“. V praxi se využívá permitivita relativní (bezrozměrná). Velmi nízké hodnoty se uplatňují u porézních hornin nenasyčených vodou, velmi vysoké hodnoty pak u porézních hornin vodou nasycených (Gruntorád & Karous, 1990).

Poslední zmíněnou elektrickou vlastností hornin je *polarizovatelnost*. K polarizaci dochází, je-li hornina vystavena stejnosměrnému elektrickému proudu. Obecně platí, že s rostoucí vlhkostí stoupá polarizovatelnost rud a klesá s rostoucí mineralizací vody (Gruntorád & Karous, 1990).

2.3.2.3 ELEKTRICKÁ REZISTIVNÍ TOMOGRAFIE

V české literatuře máme možnost se setkat kromě názvu elektrická rezistivní tomografie (dále jen ERT) též s ekvivalentem elektrická odporová tomografie. S těmito termíny operují

například Zima (1996), Šilhán a Pánek (2007), Tábořík (2012) nebo Poláček a Cervantes (2012). Naopak anglicky psané literatuře je ekvivalentů tohoto názvu o poznání více: př. *Electrical imaging* (EI) (Loke, 2000; Bechtel et al., 2007; Kearey et al., 2002) *Subsurface imaging* (SSI) (Reynolds, 2011), *2-D (DC) resistivity method* (Schrott & Sass, 2008) nebo *Electrical resistivity tomography* (ERT) (Kearey et al., 2002; Bechtel et al., 2007; Reynolds, 2011). V českých publikacích můžeme mimo jiné narazit i na pojmy vycházející z metody měření, tedy *multi-elektrodové uspořádání*, popř. *multi-elektrodové profilování/sondování* (ČGS; Bábek et al., 2012; Jančovič et al., 2014; Kaláb, 2015; Klanica, ©2018, MŽP, 2018) nebo *metoda mnohožilného kabelu* (Macháček, 2002).

I přes značnou variabilitu v názvosloví uvádějí výše zmínění autoři podobné definice. Metoda využívá odporového profilování i sondování za použití velkého množství elektrod (většinou od 30 do 90). Díky využití sondování a profilování získáváme údaje o délce a hloubce daného údaje, čímž vzniká dvourozměrný soubor dat (Bechtel et al., 2007). Takto se zachytí horizontální i vertikální změny měrného odporu (Loke, 2000). Elektrody jsou propojeny vícejádrovým kabelem (Loke, 2000; Reynolds, 2011). K měření je využíván systém se zabudovaným mikroprocesorem kontrolujícím systém obvodů a s elektronickou spínací jednotkou (Loke, 2000). Takovýto systém si postupně vybírá čtveřice vhodných elektrod, kterými zavádí proud a měří odpor (Loke, 2000; Bechtel et al., 2007; Schrott & Sass, 2008; Reynolds, 2011).

Ve zmíněné čtveřici jsou 2 typy elektrod: elektrody *proudové (syťící, zdrojové)*, které značíme písmeny A, B, C atd., a elektrody *měřící (potenční)*, které značíme písmeny M, N, P atd. (Karous, 1989). V cizojazyčné literatuře se můžeme setkat s označení C1, C2 atd. pro elektrody proudové a P1, P2 atd. pro elektrody měřící (např. Loke, 2000; Bechtel et al., 2007).

2.3.2.3.1 PRINCIP METODY, METODIKA A USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD

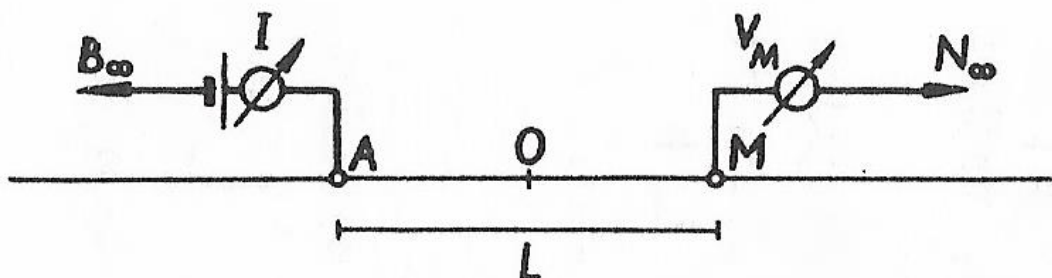
Pro terénní měření se využívá různá aparatura. U nás je to například ARES (-200E), která je automatickým geoelektrickým systémem (Poláček & Cervantes, 2012) a sdružuje Ohmmetr, přijímací jednotku, a počítač (Tábořík & Pánek, 2010). Dále jsou využívány kabely pro 8 elektrod. Počet kabelů se běžně nazývá *sekcemi*. Počet těchto sekcí je většinou omezen možnostmi přístroje. Elektrody jsou do země zaváděny v konstantní vzdálenosti (Poláček & Cervantes, 2012). V závislosti na vzdálenosti mezi elektrodami se může elektrický proud dostat do hloubek od jednotek decimetrů po stovky metrů (Bechtel et al., 2007, Schrott & Sass, 2008) Většina terénní práce spočívá v pokládání kabelů a zavádění

elektrod, které jsou následně automaticky vybírány a zapojovány dle zvoleného uspořádání (Loke, 2000).

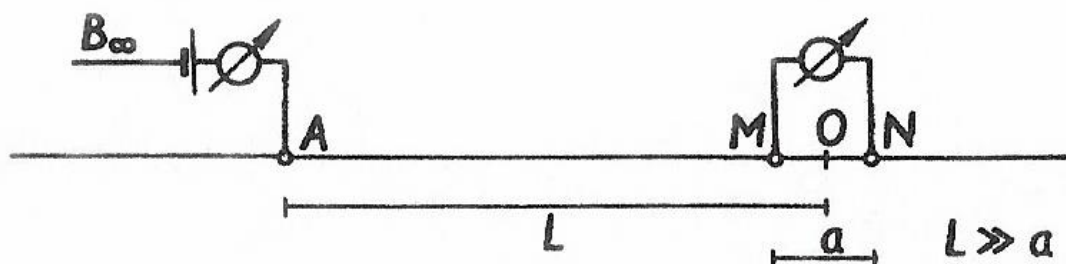
Pro konkrétní terénní aplikaci je nutné zvolit vhodné uspořádání, délku profilu a rozstup elektrod. Toto vše je nutné pro optimální rozlišení v horizontálním⁴ i vertikálním⁵ směru (Tábořík, Pánek, 2010).

Karous (1989) míní *uspořádáním elektrod* rozmístění jednotlivých elektrod, kterými zavádíme a měříme dané fyzikální pole. *Rozměry uspořádání* představují jakýsi soubor vzdáleností mezi jednotlivými elektrodami (Karous, 1989). Definice *délky uspořádání* (L) se různí podle typu uspořádání.

Obecně můžeme uspořádání rozdělit podle počtu elektrod na dvuelektrodová (obr. 11), třielektrodová (obr. 12) a čtyřelektrodová (obr. 13, 14 a 15), která se využívají nejčastěji. Kromě jednoduchých uspořádání existují i uspořádání *složená* (kombinovaná), které využívají více uspořádání najednou (Karous, 1989).



Obrázek 11: Příklad dvuelektrodového uspořádání. Krajní proudová a krajní měřicí elektroda jsou v nekonečnu (převzato z Mareš et al., 1990).



⁴ Horizontální rozlišení se rovná vzdálenosti mezi elektrodami (Reynolds, 2011).

⁵ Vertikální rozlišení se rovná polovině vzdálenosti mezi elektrodami (Reynolds, 2011).

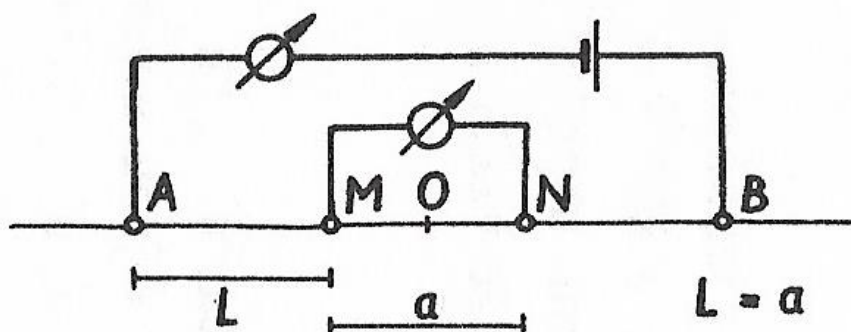
Obrázek 12: Příklad dvouelektrodového uspořádání. Krajní proudová nebo měřící elektroda je v nekonečnu (převzato z Mareš et al., 1990).

Uspořádání můžeme dále rozdělit do 3 základních skupin, jak je uvádí Gruntorád a Karous (1990): uspořádání *potenciálová*, *gradientová* a *dipólová*.

Uspořádání *potenciálová* jsou taková se vzdáleností dvou měřících elektrod (a) větší nebo rovno délce uspořádání (L) (Gruntorád & Karous, 1990), kde L je vzdálenost mezi nejbližšími elektrodami, tedy měřící a proudovou (obr. 13) (Karous, 1989).

Nejdůležitějším potenciálovým uspořádáním je **Wennerovo uspořádání**. V tomto případě se a rovná L (obr. 13). Zároveň platí, že jsou všechny elektrody od sebe stejně daleko (Gruntorád & Karous, 1990).

Toto uspořádání je schopné dosáhnout do hloubky okolo $1/6$ maximální vzdálenosti mezi proudovými elektrodami. Celkové rozlišení je nízké a nevhodné pro detailnější průzkum hlubších struktur (GF Instruments, 2019; Tábořík & Pánek, 2011), avšak vertikální rozlišení je dobré a vhodné pro detekci horizontálních struktur, jako jsou například fluvialní sedimenty (Schrott & Sass, 2008; Tábořík & Pánek, 2010; Raynold, 2011). K tomu je nejméně citlivé vůči vysokému přípovrchového odporu (např. suché sedimenty) (Tábořík & Pánek, 2010) a jde o nejrychlejší uspořádání (GF Instruments, 2019). Za klasické Wennerovo uspořádání je považováno uspořádání Wenner alpha (Loke, 2000). Wenner beta a Wenner gama jsou využívány méně (GF Instruments, 2019; Loke, 2000).

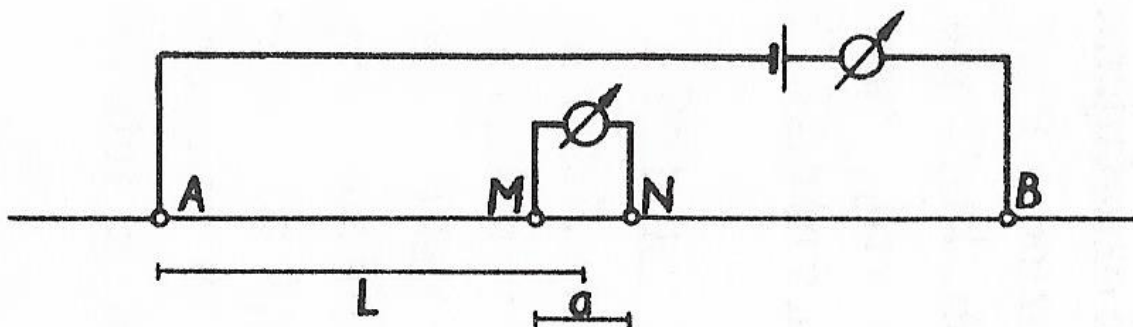


Obrázek 13: Wennerovo uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).

Při využití *gradientových* uspořádání se měří potenciálový rozdíl (později pře počítaný na gradient) mezi dvěma blízkými elektrodami M a N, které nazýváme *dipól* (Gruntorád & Karous, 1990). L je v tomto případě vzdálenost mezi proudovou elektrodou a středem měřícího dipólu (Karous, 1989). Nejvýznamnějším gradientovým uspořádáním je

Schlumbergerovo uspořádání.

Schlumbergerovo uspořádání (obr. 14) je charakteristické dipólem uprostřed a od něj se postupně vzdalujícími proudovými elektrodami (Kearey, 2002; Milsom, 2003; Reynolds, 2011). Toto uspořádání je poblíž dipólu velmi citlivé (Milsom, 2003). To je bezesporu důvod, proč je spíše využíváno v sondování (Loke, 2000). Vertikální rozlišení je obdobné jako u Wennerova uspořádání (Reynolds, 2011).

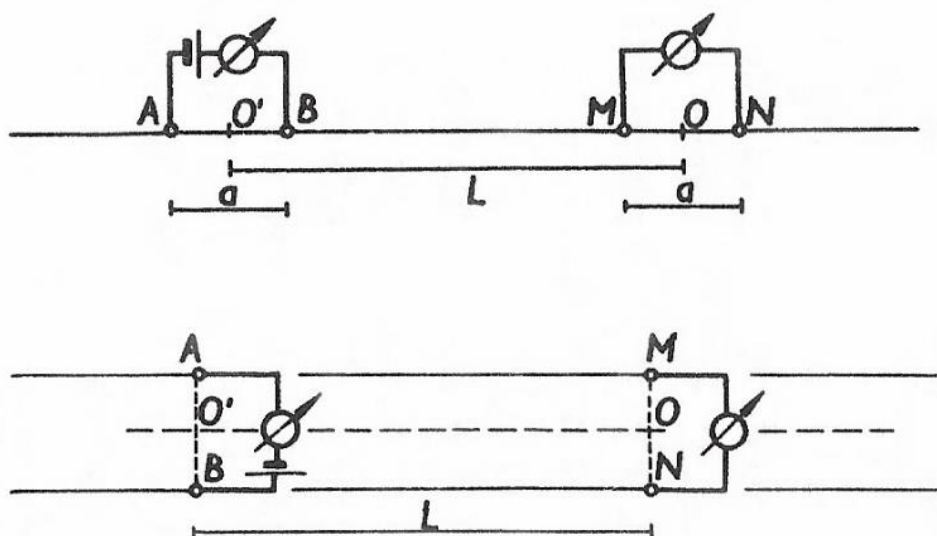


Obrázek 14: Schlumbergerovo uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).

Loke (2000) udává, že hybridem mezi Wennerovo a Schlumbergerovo uspořádáním je uspořádání **Wenner-Schlumberger**. To je středně citlivé jak k horizontálním, tak vertikálním strukturám. Vesměs je Wennerovu uspořádání velmi podobné (Loke, 2000). Má střední hloubkový dosah a celkově se hodí k detailnějšímu průzkumu mělkých struktur, především horizontálních či ukloněných a je schopno detekovat větší nehomogenity (Tábořík, 2012).

Dipólová uspořádání mohou být buď osová nebo ekvatoriální (Gruntorád & Karous, 1990). Rozdíl je viditelný na obrázku 15. Délka uspořádání je v tomto případě vzdálenost středů dipólů (Karous, 1990).

Čtyřelektrodové dipólové uspořádání (**Dipole-dipole**) má nízké vertikální rozlišení. Jeho výhodou je hloubka dosahu (Tábořík & Pánek, 2010; Reynolds, 2011). Rozlišení uspořádání je celkově nejvyšší a hodí se pro detekci vertikálních a hlubších struktur (GF Instruments 2019; Tábořík & Pánek, 2010), hlavně k zachycení zlomů, puklin a jeskynních systémů. Toto uspořádání je časově nejnáročnější a limitují ho místa s vysokým přípoверхovým odporem (Tábořík & Pánek, 2010).



Obrázek 15: Dipólové osové (nahore) a dipólové ekvatoriální (dole) uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).

Mimo tyto základní uspořádání se můžeme setkat i s uspořádáními, jako jsou například Pole-Dipole nebo Pole-Pole.

2.3.2.3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT A JEJICH INTERPRETACE

Získaná data jsou zpracovávána ve speciálním programu jako jsou například *DC2dInvRes*, *EarthImager 3D resistivity and IP inversion* nebo *Free Resistivity Software R2*. Nejpoužívanější je však *RES2DINV* (Tábořík, 2012). Data jsou uváděna v tzv. pseudosekcích představujících předpokládané rozpětí odporů pod povrchem (Tábořík & Pánek, 2010). Program je zpracovává pomocí tzv. dvourozměrné tomografické inverze (Tábořík & Pánek, 2010; Poláček & Cervantes, 2012).

„Proces pracuje s inverzí dat z jednotlivých pseudosekcí za použití zhlazení pomocí metody nejmenších čtverců (pozn. může být využita např. i metoda robustní). Takto je podpovrchová zóna rozdělena na pravouhlé bloky o konstantním měrném elektrickém odporu. Měrný elektrický odpor každého bloku je následně vyhodnocen minimalizací rozdílu mezi skutečně naměřenými a teoreticky vypočítanými hodnotami odporů v každé pseudosekci. Následně je vytvořen dvourozměrný model rozložení odporů pod zemským povrchem v ose geoelektrického profilu.“ (Tábořík & Pánek, 2010). Zjednodušeně a zkráceně jsou data z jednotlivých bodů softwarem interpolována a vizualizovaná v izoliniích (Pánek et al., 2008). Pro přesnější interpretaci je téměř až nutné výstup doplnit o topografický profil (Šilhán & Pánek, 2007, Pánek et al., 2008).

Pro správnou interpretaci je ovšem nezbytné dobré poznání lokality, především složení horninového podloží a strukturně geologických podmínek. Ideální je porovnávat výsledky s informacemi předchozích výzkumů, z kopných sond nebo vrtů. (Tábořík & Pánek, 2010).

2.3.2.3.3 VYUŽITÍ A OMEZENÍ METODY

Využití této metody je široké. V současné době jde díky její jednoduchosti a časové efektivnosti o nejvyužívanější geoelektrickou metodu v geomorfologii (Pánek et al., 2008), kde se dá využít při výzkumu aktivních sesuvů, suťových kuželů, permafrostu, mocnosti zvětralinového pláště či sedimentů (Šilhán & Pánek, 2007; Tábořík, 2012), jeskynních systémů, svahových deformací na vulkanitech, glaciálních a priglaciálních forem reliéfu (Tábořík, 2012) nebo v krasech (Tábořík, 2012; Bábek et al., 2012). Po desetiletí se využívají při hydrogeologickém, hornickém, geotechnickém, environmentálním i ropném průzkumu (Loke, 2000).

Při výzkumu v glaciálně modelovaných oblastech se dá využít se stanovení mocnosti sedimentárních pokryvů, karových a údolních výplní a stanovení rozsahu a mocnosti glaciálních sedimentů. Problém při měření může dělat terén a uzemnění elektrod do substrátu (Tábořík, 2012).

Omezení využití této metody představují velmi suché substráty a místa tvořená bloky hornin. V takových případech by měli být využity speciální prostředky, kterými jsou například máčení elektrod nebo zavádění elektrod skrz vlhkou houbu (Tábořík, 2012). Je také možné zavést elektrody do horninových bloků pomocí příklepové vrtačky. Další překážky může představovat topografie či vegetační pokryv (Schrott & Sass, 2008).

3 METODIKA PRÁCE

Následující kapitola se zabývá metodikou práce, konkrétně terénním měřením a zpracováním dat.

3.1 TERÉNNÍ MĚŘENÍ

Terénní měření probíhala v létě 2021 na severním svahu Velkého Roklanu v Bavorském lese. Před samotným terénním měřením proběhl jeden separovaný výjezd (18.06) s cílem obhlédnutí lokality, zjištění průchodnosti vegetace a možnosti vedení profilů. Z důvodu větší vzdálenosti zájmového území byla měření rozdělena do dvou dnů, 29.06 a 09.08. K měření byl využit automatický geoelektrický systém ARES II, který byl zapůjčen na Oddělení geověd Západočeské univerzity v Plzni. K pohybu mimo vyznačené turistické trasy bylo zapotřebí povolení od Správy NP Bavorský les, které bylo obstaráno školitelem.

Celkem byly vedeny 4 profily. Při pokládání některých z nich byly místy ztížené podmínky hustou vegetací a též terénem tvořeným velkými bloky hornin. U profilů 1, 2 a 4 byl zvolen rozestup elektrod 5 m, především kvůli zajištění co největší délky profilu při menší časové náročnosti z důvodu omezeného počtu elektrod a kabelové sekce. Jelikož nebyla u profilu č. 5 zapotřebí velká délka, byl zvolen čtyř metrový rozestup elektrod. Tím byl i zajištěno o něco větší rozlišení dat.

Vzhledem k očekávání výskytu horizontálních i vertikálních struktur a k charakteristikám uspořádání popsaných v kapitole 2.3.2.3.1 bylo zvoleno Wenner-Schlumbergerovo uspořádání.

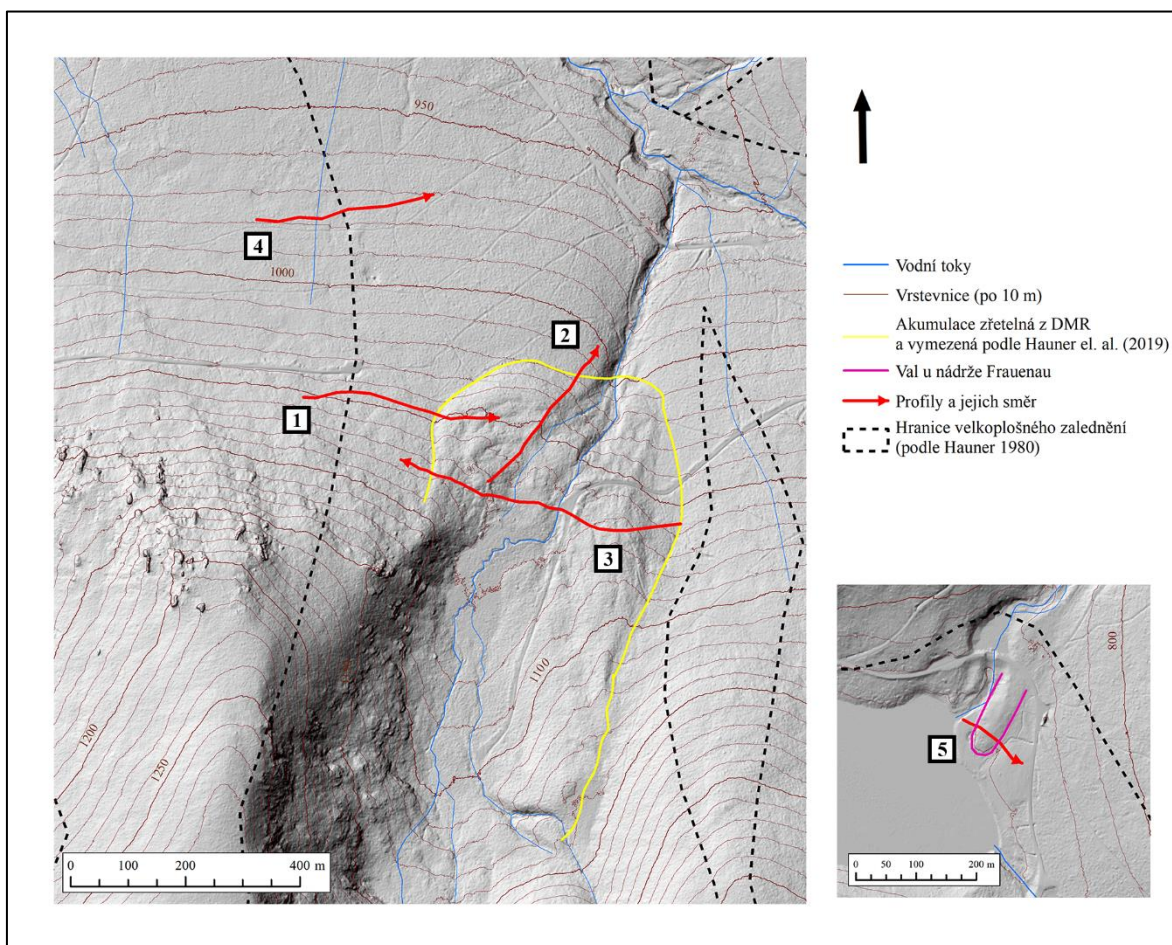
Kromě těchto čtyř byl školitelem do práce též poskytnut jeden již měřený profil (srpen 2020). V práci je označen jako profil č. 3. Při měření tohoto profilu bylo zvoleno též Wenner-Schlumbergerovo uspořádání a rozestup elektrod 5 metrů.

Tabulka 4: Vlastnosti jednotlivých ERT profilů. Vlastní zpracování, 2022.

Profil	Rozestup (m)	Délka (m)	Uspořádání
Profil č. 1	5	355	Wenner-Schlumberger
Profil č. 2	5	315	Wenner-Schlumberger
Profil č. 3	5	515	Wenner-Schlumberger
Profil č. 4	5	315	Wenner-Schlumberger
Profil č. 5	4	124	Wenner-Schlumberger

3.1.1 LOKALIZACE PROFILŮ

Umístění jednotlivých profilů bylo voleno tak, aby zjistilo rozmístění odporů okolo hranice velkoplošného zalednění (Hauner, 1980; Hauner et al., 2019) nebo terénní hranice glaciální akumulace (na základě DMR a Haunera et al. (2019)), či oběma hranicemi. Profil č. 5 neprotíná žádnou hranici, zato je veden přes val u nádrže Frauenau, jelikož je zde Krausem a Mardoldem (2019) a Haunerem et al. (2019) uváděna přítomnost morény. Detailnější popis jednotlivých profilů je uveden v následujících odstavcích.



Obrázek 16: DMR s vyznačenými ERT profily, jejich směry a čísly. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022.

Profil č. 1 je veden v nadmořských výškách 1044 až 1054 m n. m. Začíná vně hranic velkoplošného zalednění podle Haunera (1980) a jak je vidět na obrázku 16, je jeho průběh volen tak, aby se protínal vymapovanou hranici (cca 80. metr) a následně terénní hranici zjevné glaciální akumulace (cca od 240. m). Dalších 115 m pokračuje přes tuto akumulaci. Domníváme se, že celková délka 355 m vystačila na zachycení situace okolo vymapované hranice a též na glaciální akumulaci. Zhruba do 195. metru, kde profil protínal cestu pro pěší,

byl v době měření profil veden vzrostlým lesem. Následně převažovaly spíše sukcesní stádia a vegetace s *Vaccinium myrtillus* popsaná v kapitole 1.3.

Profil č. 2 byl oproti předešlému situován tak, aby vedl po glaciální akumulaci a přesahoval i do oblasti mimo akumulaci (obr. 16). Terénní hranici glaciální akumulace protíná zhruba okolo 245. metru. Předpokládáme, že přesah 70 m mimo tuto akumulaci bude stačit k zachycení podpovrchového přechodu mezi oblastmi. Profil se nachází v nadmořských výškách cca 1000 až 1070 m n. m. Podél profilu převažovala vegetace s *Vaccinium myrtillus* a sukcesní stádia. Mimo glaciální akumulaci byl veden vzrostlým lesem.

Profil č. 3 je rovnoběžný s profilem č. 1 a nachází se v nadmořských výškách mezi 1055 a 1080 m n. m. Oproti prvnímu profilu však neprotíná hranici velkoplošného zalednění, ale podle DMR dvakrát protíná hranici glaciální akumulace (obr. 16) (zhruba okolo 0. a 455. metru) s přesahem mimo akumulace cca 60 m u konce profilu. Přibližně mezi 200. až 220. metrem přetínal profil rozšířenou cestu. Zhruba okolo 220. metru překonává profil potok Kleiner Rachelbach a jeho přítok okolo 295. metru.

Podobně jako profil č. 1, i profil č. 4 je veden přes hranici velkoplošného zalednění (Hauner, 1980), která by měla procházet profilem zhruba okolo 150. metru. Oproti prvnímu se však nachází níže po svahu mezi 970 a 980 m n. m. Mimo zmíněnou hranici neprotíná žádnou jinou, ani nevede po žádné výrazné terénní nerovnosti (obr. 16). Byl veden vzrostlým lesním porostem a okolo 250. metru překonával lesní cestu.

Profil č. 5 je lokalizován na východním břehu nádrže Frauenau mezi 768 až 773 m n. m. tak, aby zachycovala malý terénní val. Ten je v práci Krause a Margolda (2019) označován jako špatně vyvinutá moréna (obr. 8). Jako moréna je vyznačen i na mapě Haunera et al. (2019) (obr. 9). Přesah profilu na začátku je 20 m (více nebylo možně z důvodu hladiny nádrže) a na konci cca 50 m. Okolo metru 80 byl profil veden přes podmáčenou strouhu.

Pro názornější orientaci o překonávání hranic byla vytvořena tabulka 5. Pokud daný profil překonával nějakou z hranic, byla k němu v závorkách přiložena hodnota, v jakém metru profil určitou hranici přetíná.

Tabulka 5: Umístění jednotlivých ERT profilů. Vlastní zpracování, 2022.

Profil	Vedeno přes hranici velkoplošného zalednění	Vedeno přes terénní hranici glaciální akumulace
Profil č. 1	ANO (80. m)	ANO (240. m)
Profil č. 2	NE	ANO (245. m)
Profil č. 3	NE	ANO (0. a 455. m)
Profil č. 4	ANO (150. m)	NE



Obrázek 17: Profil č. 1 táhnoucí se přes území akumulace. Foto autora, 2021.

3.2 ZPRACOVÁNÍ DAT A INTERPRETACE

K zpracování dat byl využit program RES2DIVN zapůjčený od OG CBG, ve kterém lze zpracovat a invertovat data pomocí dvourozměrné tomografické inverze (Tábořík, 2012).

Před samotnou prací s programem je potřeba data exportovat ze zařízení ARES a převést je do formátu vhodného pro zmíněný program (Tábořík, 2012). Po nahrání dat do programu jsou připravena k inverzi. Při zpracování dat získaných terénním měřením byla zvolena metoda nejmenších čtverců. Mimo tu je možné zvolit ještě například robustní metodu. Tábořík (2012) uvádí, že je robustní metoda vhodná při zkoumání rozhraní a při zjednodušení komplikovaných modelů. Programem předvolený počet iterací (5) byl u některých modelů následně zvýšen pro maximální snížení RMS chyby. Po úspěšné inverzi mohla být do modelu přidána topografie k znázornění terénních nerovností a snazší interpretaci.

Vygenerované 2D modely podpovrchového rozložení rezistivity byly rozděleny na oblasti na základě rozložení rezistivity. Hodnotilo se jak horizontální, tak vertikální rozložení. Byly též vytvořeny topografické profily jednotlivých ERT profilů, do kterých byly především zaznamenány vymezené hranice (velkoplošného zalednění, terénní hranice glaciální akumulace). Pro lepší orientaci byl topografický profil profilu č. 3 uvnitř hranic glaciální akumulace rozdělen na 3 oblasti na základě geomorfologických charakteristik. U zbylých profilů toto nebylo považováno za nutné.

Data byla vyhodnocována na základě podpovrchového rozložení rezistivity, kde byly hledány projevy glaciálních sedimentů. Data byla hodnocena i na základě vymezených hranic. Profily byly též porovnávány mezi sebou a s profily jiných výzkumných prací.

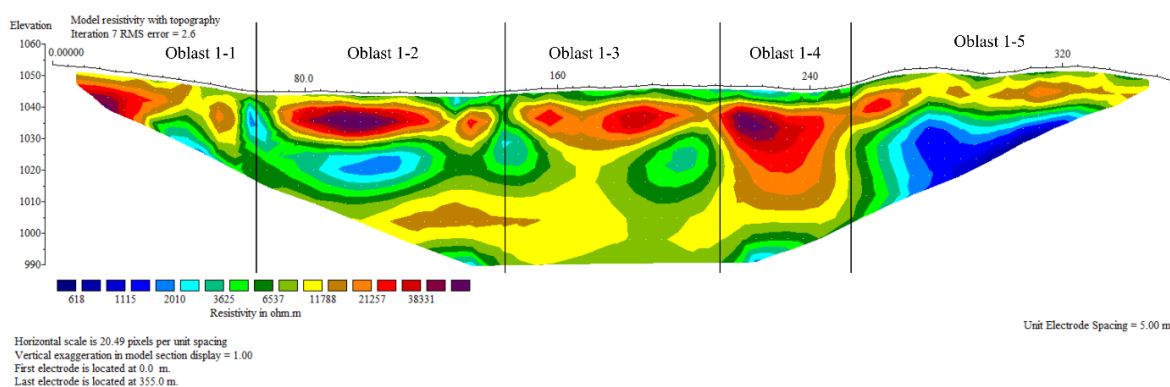
Pro snazší orientaci byl do diskuze vložen obrázek, na kterém jsou jednotlivé 2D modely umístěny do reliéfu zájmové oblasti. Ten byl vytvořen v ArcScene. Jelikož jsou zde zohledněny prostorové vazby a vztahy 2D modelů, byly převedeny do stejné škály hodnot (obdobně Tábořík, 2012; Thompson et al., 2012).

4 VÝSLEDKY A INTERPRETACE

Zde jsou prezentovány výsledky terénního měření. Jednotlivé profily jsou reprezentovány 2D modelem podpovrchového rozložení rezistivity. U každého modelu je též přiložený topografický profil, na kterém jsou viditelné vymapované hranice, popř. je rozdělen i na jiné oblasti. Na obrázku 16 v kapitole 3.1.1 lze najít umístění jednotlivých profilů a jejich směr.

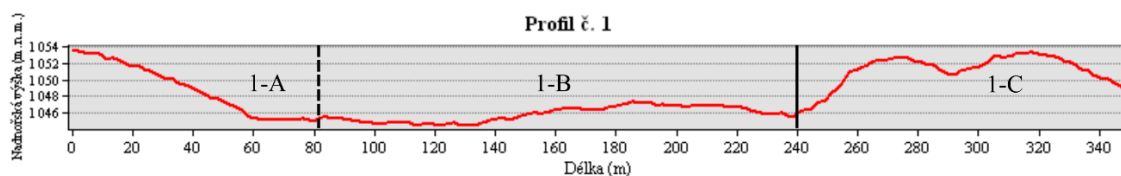
4.1 PROFIL Č. 1

Vygenerovaný 2D model (obr. 18) tohoto profilu je možné podle podpovrchového rozložení rezistivity rozdělit na 5 oblastí. Na tomto modelu i topografickém profilu (obr. 19) je možné v oblasti 1-1, popř. 1-A vidět značné klesání. To je způsobeno obtížnějším vedením profilu, kdy se z počátku klesalo po svahu a následně se uklonilo a profil byl veden po vrstevnici. Po celé délce profilu se při povrchu nachází vrstva vyšších odporů ($\sim 10000 \Omega \cdot m$ a více). Na několika místech, konkrétně v oblastech 1-1, 1-2 a 1-4 přesahují odpory i hodnotu $38000 \Omega \cdot m$. V oblasti 1-2 na obrázku 18 se pod zhruba 15 m mocnou vrstvou vysokých odporů nachází vrstva výrazně nižších odporů (~ 1500 až $7000 \Omega \cdot m$). Tato vrstva po okrajích vystupuje na povrch, čímž tuto oblast odděluje od oblasti 1-1 a 1-3. Část této vrstvy se nahází i pod oblastí 1-1. Oblastí 1-2 by okolo metru 80 měla procházet hranice vymezená Haunerem (1980) (obr. 19). V oblasti 1-3 se hodnoty odporů do hloubky cca 15 m pohybují v rozmezí přibližně mezi 15000 až $25000 \Omega \cdot m$. Spodní vrstvu tvoří odpory mezi cca 3000 až $12000 \Omega \cdot m$. Zároveň se nad touto oblastí nachází tenká vrstva nižších odporů (\sim pod $5000 \Omega \cdot m$). Vysoké odpory (přes $15000 \Omega \cdot m$) se v oblasti 1-4 dostávají do řádově větší hloubky, konkrétně až 35 m. Na povrchu se opět nachází několik metrů silná vrstva středních odporů (\sim pod $5000 \Omega \cdot m$). Oblast 1-5 se nachází již na místě zřetelných glaciálních akumulací. Mocnost povrchové vrstvy větších odporů (~ 13000 až $20000 \Omega \cdot m$) je přibližně 10 m. Tato oblast volně navazuje na předešlou oblast 1-4, kde se však nenachází mocná vrstva neobvykle nízkých hodnot odporů, které klesají i pod $1000 \Omega \cdot m$, pod vrstvou vysokých odporů.



Obrázek 18: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 1. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.

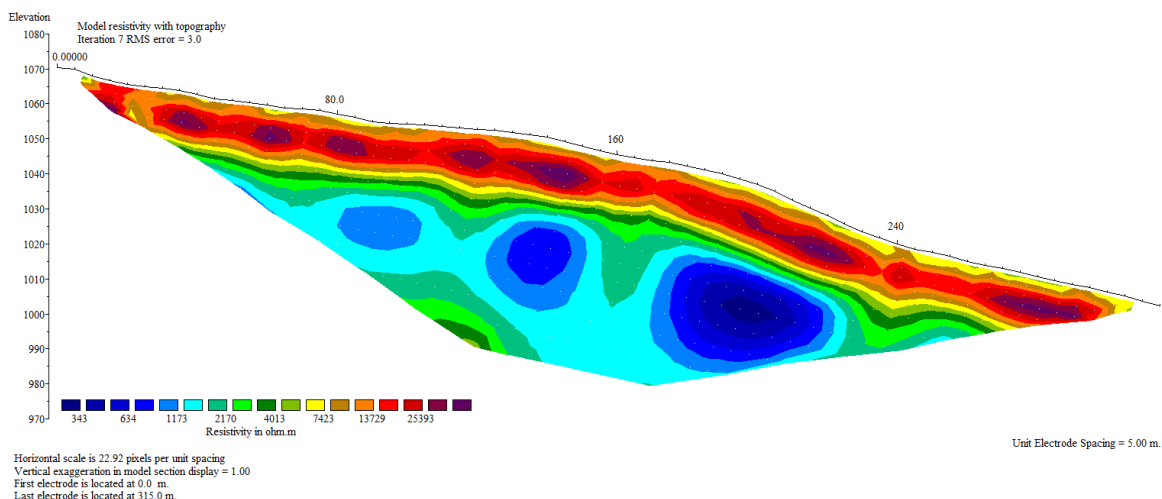
Do topografického profilu (obr. 19) byla vyznačena jak hranice velkoplošného zalednění podle Haunera (1980) (svislá přerušovaná čára), tak terénní hranice glaciální akumulace patrná z DMR (svislá nepřerušovaná čára). Jednotlivé oblasti vymezené hranicemi byly označeny pro snazší odlišení. Oblast glaciální akumulace se dvěma valy je označena jako oblast 1-C (obr. 18). Hranice této akumulace byla vymezena na základě DMR a Haunera et al. (2019) a můžeme kolem ní pozorovat výrazné terénní projevy (změna sklonu svahu, konvexity a konkavity aj.). Svislá přerušovaná čára představuje hranici velkoplošného zalednění oddělující oblast mimo potenciální ledovec (1-A) a oblast potenciál zaledněnou (1-B). Hranice velkoplošného zalednění se na povrchu nijak geomorfologicky neprojevuje.



Obrázek 19: Topografický profil profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x.

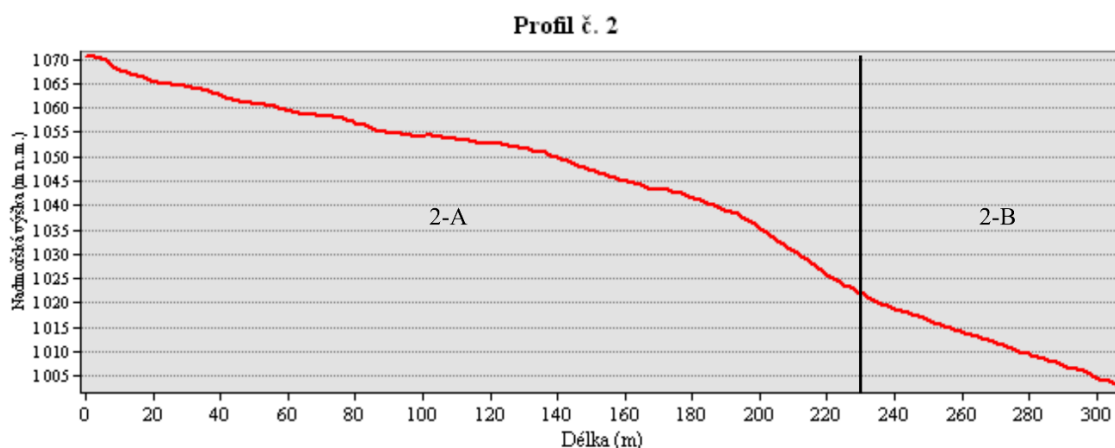
4.2 PROFIL Č. 2

Jelikož se model skládá pouze ze dvou na sobě ležících kvazihomogenních vrstev, které napříč modelem nevykazují výrazné kvalitativní a kvantitativní změny (obr. 20), nebyl tento model rozdělen na žádné oblasti. Přes celou délku profilu se táhne zhruba 15 až 20 m mocná vrstva charakteristická vysokými odpory (od hodnot $\sim 10000 \Omega \cdot m$), která je souvislá. Napříč celou touto vrstvou překračují hodnoty též $20000 \Omega \cdot m$ a na mnoha místech i hranici $30000 \Omega \cdot m$. Kontrastem této přípoверхové vrstvy je vrstva spodní, která naopak nabývá hodnot nižších jak $2000 \Omega \cdot m$. Pod metrem 200 a v hloubkách okolo 35 až 40 m se nachází těleso s výrazně nižší rezistivitou v porovnání s okolím, kde se hodnoty rezistivity pohybují pod $700 \Omega \cdot m$, menší měrou i pod $400 \Omega \cdot m$.



Obrázek 20: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 2. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.

Topografický profil profilu č. 2 (obr. 21) byl rozdělen pouze na 2 části, které je možno vymezit jak na tomto obrázku, tak na DMR (obr. 16). Jde o oblast glaciální akumulace (2-A) a oblast mimo tyto zjevné akumulace (2-B). Ty jsou odděleny právě terénní hranicí glaciální akumulace patrné z DMR a vymezené podle Haunera et al. (2019) (svislá nepřerušovaná čára). Můžeme pozorovat například změnu sklonu čela akumulace.

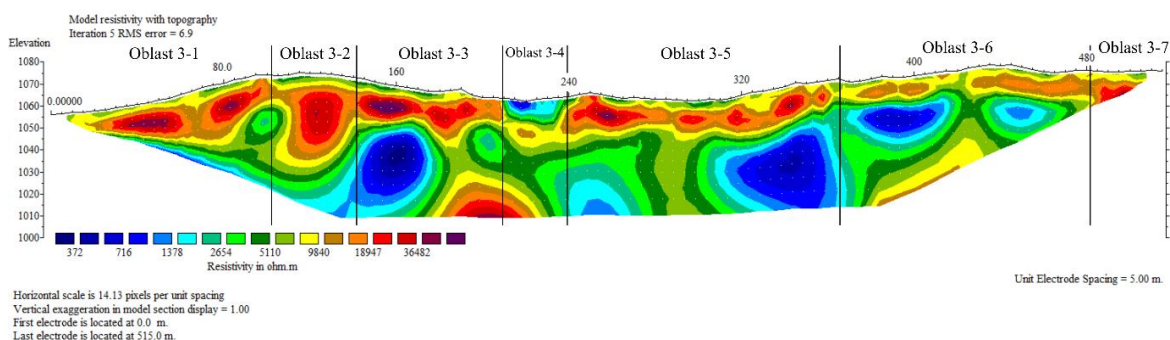


Obrázek 21: Topografický profil profilu č. 2. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 1,5x.

4.3 PROFIL Č. 3

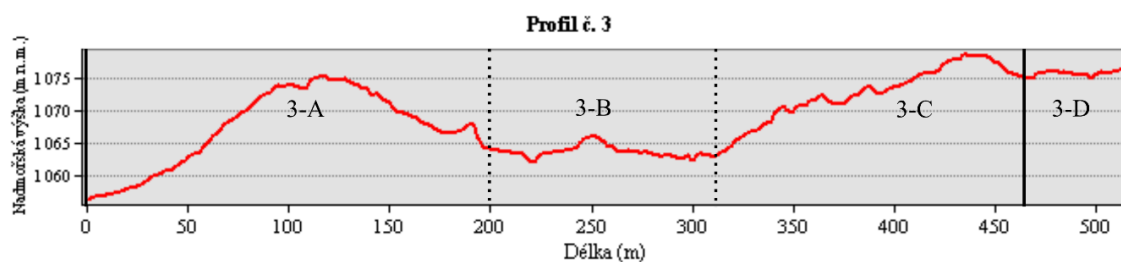
2D model (obr. 22) je značně heterogenní. Povrchová vrstva vyšších odporů (přes $8000 \Omega \cdot m$, místy i přes $35000 \Omega \cdot m$ – oblasti 3-1, 3-3 a 3-5) se táhne napříč celým profilem kromě oblasti 3-4 (zde se nachází koryto potoka Kleiner Rachelbach), kde nasedají nižší odpory (900 až $2000 \Omega \cdot m$) na vyšší odpory. Ze všech oblastí, kde se nacházejí vyšší odpory na vrstvě nižších odporů, vykazuje vrchní vrstva nejnižší odpory v oblasti 3-6, kde se

pohybují pouze do $19000 \Omega \cdot \text{m}$. Mocnost svrchní vrstvy se napříč celým profilem také mění: od 10 do 20 m v oblasti 3-1, přes 30 m v oblasti 3-2, okolo 15 m v oblastech 3-3 a 3-5, po zhruba 10 m v oblasti 3-6. V oblasti 3-7 nelze hloubkový dosah stanovit. I hodnoty odporu spodní vrstvy jsou značně proměnlivé. Jsou nižší než $\sim 7000 \Omega \cdot \text{m}$ a na několika místech (oblasti 3-3, 3-5 a 3-6; obr. 22) klesají hodnoty i pod $800 \Omega \cdot \text{m}$.



Obrázek 22: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 3. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.

V topografickém profilu profilu č. 3 (obr. 23) jsou vyznačené hranice rozsahu glaciální akumulace, které byly odvozeny z DMR na základě Haumera et al. (2019) (svislá nepřerušovaná čára). Rozsah těchto akumulací by měl zhruba odpovídat oblastem označeným jako 3-A, 3-B a 3-C, které byly vymezeny pro lepší orientaci. 3-A představuje val u začátku profilu, 3-C je oblast ukloněného terénu zakončeného menším valem, který omezuje glaciální akumulaci. Oblast 3-B je vymezena okolními oblastmi 3-A a 3-C. Oblast 3-D pak leží mimo vymezené hranice. Okolo 220. metru se pak nachází koryto Kleiner Rachelbach a 295. metru koryto jeho přítoku.

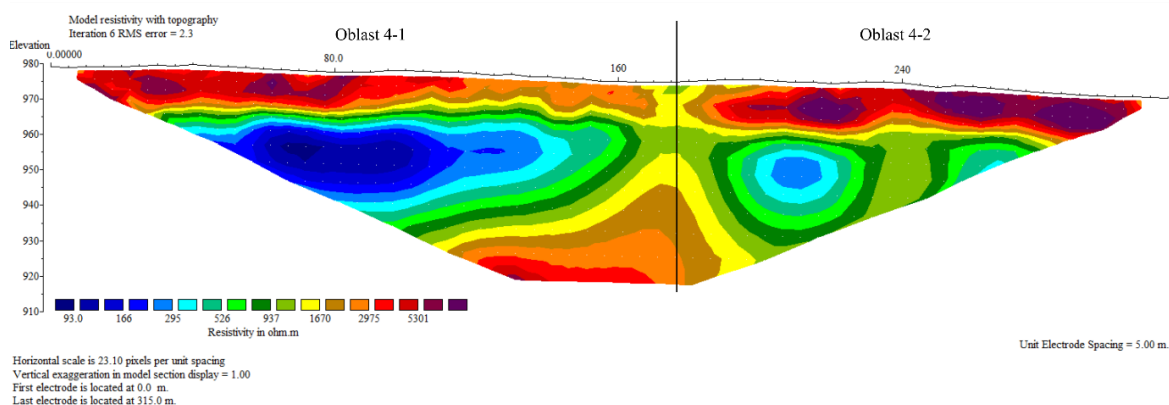


Obrázek 23: Topografický profil profilu č. 3. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x.

4.4 PROFIL Č. 4

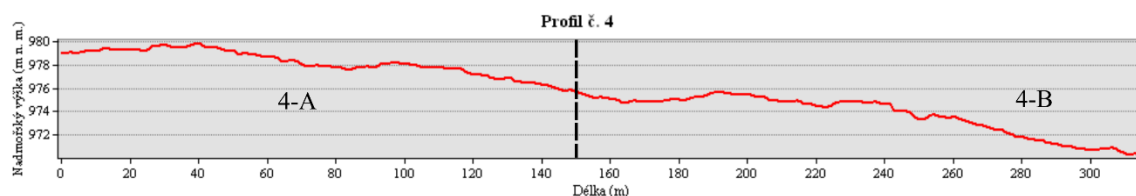
Obdobně jako u předešlého profilu č. 2, i 2D model tohoto profilu (obr. 24) se skládá z horní přípovrchové vrstvy většího odporu a spodní vrstvy vykazující nižší odpor. V modelu byly podle podpovrchového rozložení rezistivity vymezeny 2 oblasti, které jsou odděleny zřetelným horizontálním přechodem s rozdílnými odpory, který se projevuje

v obou horizontálních vrstvách. Odpory obou vrstev jsou však zřetelně nižší než u profilu č. 2. Odpory horní vrstvy, která je mocná do 10 m, se pohybují od 2000 $\Omega\cdot\text{m}$ maximálně ~ do 10000 $\Omega\cdot\text{m}$. Odpory povrchové vrstvy v oblasti 4-1 se mezi metry 105 až 170 pohybují pouze v rozmezí zhruba 2000 až 3000 $\Omega\cdot\text{m}$. Hodnoty odporu spodní vrstvy jsou cca pod 1500 $\Omega\cdot\text{m}$. V oblasti 4-1 (obr. 24) je lokalizováno větší těleso s nízkými odpory, jejichž hodnoty klesají i k 100 $\Omega\cdot\text{m}$.



Obrázek 24: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 4. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.

Na topografickém profilu (obr. 25) se hranice velkoplošného zalednění (Hauner, 1980) (svislá přerušovaná čára) geomorfologicky nijak neprojevuje. Pro přehlednost jsou oblasti oddělené hranicí označeny jako 4-A (mimo potenciální zalednění) a 4-B (uvnitř potenciálního zalednění).

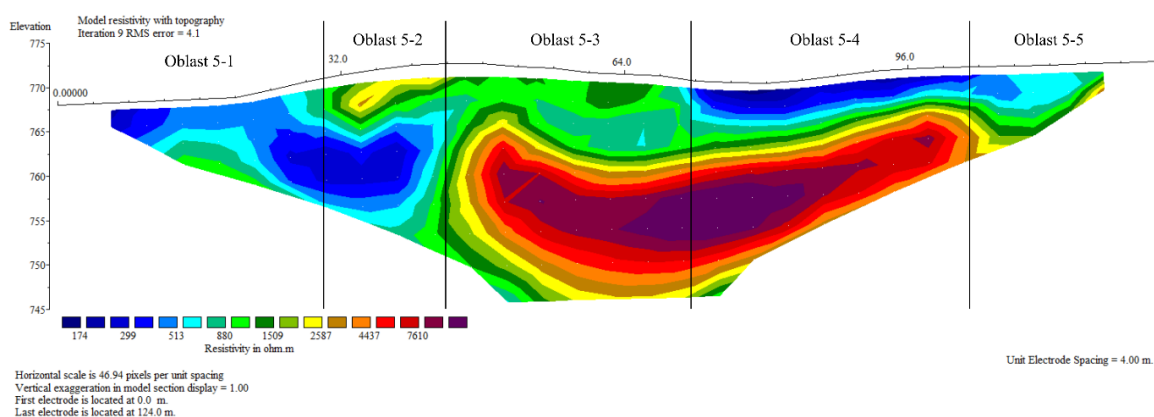


Obrázek 25: Topografický profil profilu č. 4. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x.

4.5 PROFIL Č. 5

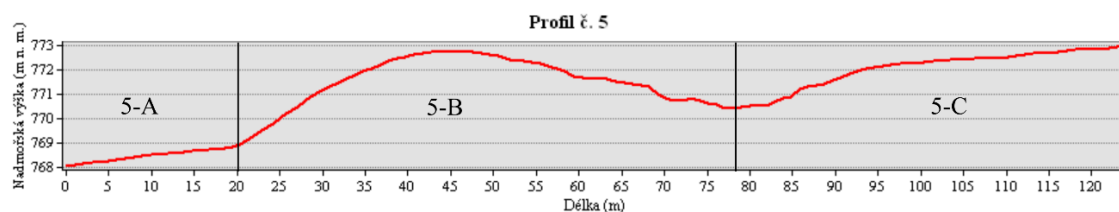
Podobně jako u většiny předchozích profilů, i 2D model profilu č. 5 (obr. 26) by mohl být na základě podpovrchového rozložení rezistivity rozdělen na oblasti. Těch bylo celkem vymezeno 5 podle následujícího: 5-1 jak oblast s nízkými odpory, 5-2 jako oblast s vrstvou středních odporů ležící na vrstvě nízkých odporů, 5-3 jako oblast, kde vrstva středních odporů nasedá na oblast vysokých odporů, 5-4 jako oblast s vrstvou nízkých odporů překrývající oblast vysokých odporů a oblast 5-5 s vrstvou nízkých odporů ležící na tenké

vrstvě středních odporů. Nízké odpory byly vymezeny horní hranicí $\sim 800 \Omega \cdot m$, vysoké odpory spodní hranicí $\sim 2000 \Omega \cdot m$ a střední mezi těmito hodnotami. Těleso vysokých odporů v oblastech 5-3 a 5-4 začíná v hloubkách od 2,5 m po 10 m. Jeho střed v hloubkách ~ 30 m nabývá hodnot odporu přes $8000 \Omega \cdot m$. Vrstva středních odporů v oblastech 5-2 a 5-3 je mocná od $\sim 2,5$ m do 10 m. Nejnižší odpory se nacházejí v oblasti 5-4 mezi 76. až 84. metrem.



Obrázek 26: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 5. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.

Pro názornost je zachycovaný val na topografickém profilu (obr. 27) vymezen dvěma svislými čarami jako oblast 5-B. Oblast 5-A pak odpovídá oblasti blíže nádrži, zatímco 5-C se nachází dále od této nádrže.



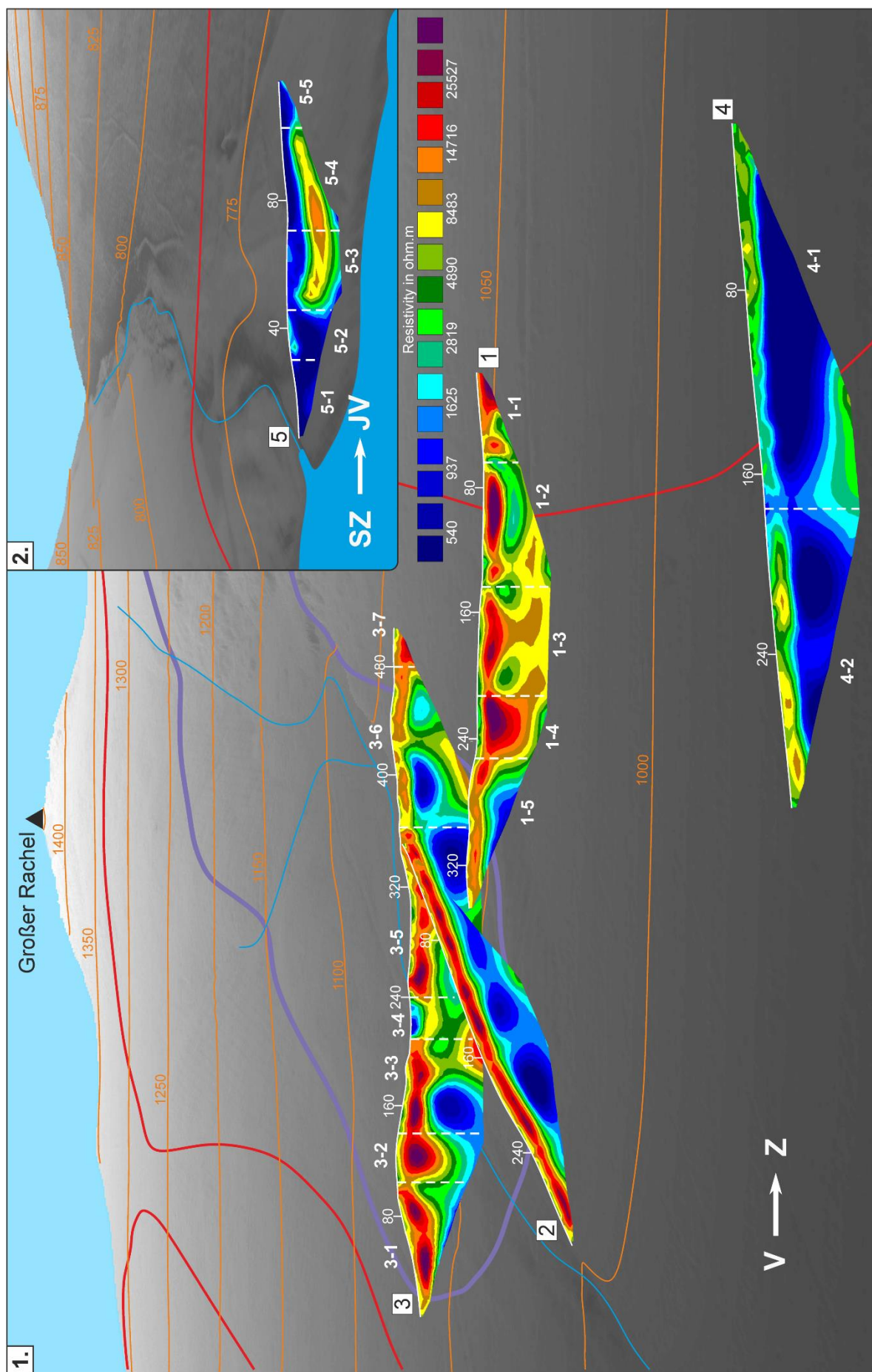
Obrázek 27: Topografický profil profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x.

5 DISKUZE

V geofyzikálních výzkumech prováděných v horském prostředí (Kneisel, 2006; Mentlík et al., 2010; Tábořík, 2012; Thompson et al., 2012; Zamosteanu et al., 2014) jsou oblasti s glaciálními akumulacemi na 2D modelu podpovrchového rozložení rezistivity charakterizovány výraznou dvouvrstvou stavbou, kde svrchní vrstva představující právě sedimenty (možnost rozdílné mocnosti napříč profilem) vykazuje vyšší odpory kontrastní k nižším odporům spodní vrstvy. Ta je buď tvořena saturovanými sedimenty, sedimenty jiného původu či skalním podložím. Lze tedy předpokládat obdobné charakteristiky u glaciálních sedimentů v oblasti glaciální akumulace, popřípadě v rozsahu, který by zhruba odpovídal hranicím velkoplošného zalednění podle Haunera (1980).

Glaciální akumulace z oblasti prášilského jezera, kde je obdobná geologická stavba podloží jako v zájmové oblasti, vykazují vysoké hodnoty rezistivity, konkrétně přes $10000 \Omega \cdot m$, často přesahující i hranici $30000 \Omega \cdot m$ (Mentlík et al., 2010). Tábořík (2012) ve své práci rozlišuje skalní podloží pararul s horní hranicí hodnot pohybující se okolo $4000 \Omega \cdot m$. U spodní hranice klesají hodnoty pod $2000 \Omega \cdot m$. Dále uvádí, že při vyšším obsahu jílových minerálů mohou jejich hodnoty odporu výrazně klesnout. Navíc byly u jednoho profilu naměřeny odpory skalního podloží i v řádově stovkách $\Omega \cdot m$.

Pro možnost porovnání výsledků jednotlivých profilů v návaznosti na prostorové vztahy byl vytvořen obrázek 28, do kterého byly umístěny 2D modely se stejnou škálou hodnot. V porovnání s obrázkem v kapitole 4 jsou modely profilů č. 1, 2 a 4 na obrázku 28 zrcadlově převrácené.



Obrázek 28: 2D modely podpovrchového rozložení rezistivity umístěné do reliéfu zájmové oblasti. Modely nejsou ve stejném měřítku. Duffek et al., 2021, upraveno.

Diskuze nad výsledky profilu č. 1

Výrazně dvouvrstvý charakter rozložení hodnot s kontrastujícími vrstvami vykazuje především oblast 1-5 (obr. 28). Její poloha je v oblasti glaciální akumulace (1-C obr. 19) a můžeme tedy tvrdit, že se jedná o glaciální sedimenty.

Zbylé oblasti, konkrétně 1-1, 1-2, 1-3 a 1-4 (obr. 28), nevykazují výrazný dvouvrstvý charakter naměřených hodnot. Nachází se zde ovšem tělesa vysokých odporů odpovídající hodnotám naměřeným Mentlíkem et al. (2010). Leží však v oblasti, kde se podle Duffka a Mentlíka (dosud nepublikováno) nepředpokládá glaciální vývoj. Ten však pouze na základě ERT průzkumu nelze vyloučit. Dalo by se i předpokládat, že zdejší vysoké odpory jsou produktem mrazového zvětrávání v blízkosti ledovce (Tábořík, 2012). V práci Táboříka (2012) vykazují produkty mrazového zvětrávání na migmatitech na Plesném odpory od 5000 až přes 60000 $\Omega \cdot m$. Podobné charakteristiky vykazují též odpory ve zmíněných čtyřech oblastech 1-1, 1-2, 1-3 a 1-4 (obr. 28). Autor též udává, že některé akumulace v oblasti Vysokých Tater interpretované jako glaciální můžou mít pouze kryogenní původ (Tábořík, 2012).

Můžeme nalézt analogii u vysokých odporů v oblasti 1-4, které zasahují do hloubek i přes 30 m, u velmi podobných a obdobně hlubokých odporů v oblasti 3-2 (obr. 28). Odpory z profilu č. 3 jsou však doprovázeny též terénními projevy (obr. 23, 28). Nelze vyloučit obdobný původ u obou oblastí.

Diskuze nad výsledky profilu č. 2

Rozložení hodnot odporu podél profilu č. 2 je značně dvouvrstvé a kontrastní. Navíc profil s obdobným rozložením rezistivity obsahuje práce Kneisela (2006), Mentlíka et al. (2010), Zamosteana et al., 2014, kteří interpretují svrchní vrstvu jako glaciální sedimenty. Není důvod se domnívat, že by to v případě profilu č. 2 (obr. 28) mělo být jinak. Profil byl navíc veden přes glaciální akumulaci (obr. 16). Stejný charakter má rozložení hodnot i mimo terénní hranici této akumulace (obr. 28). Z důvodu vysokého skonu čela akumulace mohly být glaciální sedimenty do nižších poloh zavlčeny svahovými procesy. Jelikož mocnost svrchní vrstvy mimo akumulaci ovšem zůstává stejná, mohli bychom se domnívat, že svahové procesy v tomto případě zřejmě nehráli výraznou roli. Lze tedy usuzovat, že rozsah glaciálních sedimentů je ve skutečnosti větší, než by se mohlo zdát z DMR. Místa s velmi vysokými odpory lze interpretovat jako oblasti výskytu větších bloků hornin (Kneisel, 2006; Tábořík, 2012). Mocnost svrchní vrstvy je odhadována na 15 až 20 metrů.

Mentlík et. al. (2010) navíc interpretuje i spodní vrstvu nižších odporů s horní hranicí hodnot okolo 3500 $\Omega \cdot m$. Je zde identifikována jako vodou nasycené nezpevněné sedimenty. Z tohoto pohledu by mohla být interpretována též spodní vrstva profilu č. 2 (obr. 28). Pokud by však šlo o sedimenty, nelze jednoznačně určit jejich původ pouze na základě tohoto výzkumu. Nelze ani vyloučit, že jde o horninové podloží.

Diskuze nad výsledky profilu č. 3

Největší část 2D modelu (obr. 28) představuje glaciální akumulace, které odpovídají též hodnoty odporů. Rozložení hodnot je opět dvouvrstvé a kontrastní a spodní vrstva nabývá středních a nízkých odporů. Na topografickém profilu (obr. 23) byl podle DMR a Haunera et al. (2019) zvolen začátek této akumulace okolo nultého metru. V oblasti 3-1 vrstva vysokých odporů k této hranici výrazně ztrácí na mocnosti. Z dostupných dat nelze říci, zdali pokračuje i mimo zvolenou hranici. Můžeme se ovšem domnívat, že na východ za hranici akumulace částečně zasahuje (obdobně jako u profilu č. 2). Odhadovaná mocnost glaciálních sedimentů pod valem u začátku profilu je ~ 30 až 35 metrů (oblast 3-2, 3-A). Těleso nízkých odporů v oblasti 3-4 představuje okolí koryta Kleiner Rachelbach, jelikož se sedimenty s vyšším nasycením vodou vyznačují nízkým odporem (Fojtek, 1990). V oblastech 3-3, 3-5 a převážné části oblasti 3-6 (obr. 28), která se nachází v oblasti akumulace, nelze pochybovat o glaciálním původu vrstvy vysokých odporů (v těchto oblastech je odhadovaná mocnost od 10 do 15 metrů). Obdobně jako u profilu č. 2, i zde se dají interpretovat tělesa s velmi vysokými odpory jako místa s většími bloky hornin.

Vrstva vysokých odporů pokračuje v oblasti 3-6 i mimo glaciální akumulaci a navazuje na oblasti 3-7 (obr. 28), kde se zvětšuje mocnost této vrstvy. Toto území je na základě geomorfologického mapování považováno Duffkem a Mentlíkem (dosud nedatováno) za svah, kde se nepředpokládá glaciální modelace. I přesto že jde o malý úsek můžeme předpokládat, že budou hodnoty odporů i geomorfologie obdobné oblastem 1-1, 1-2, 1-3 a 1-4 (obr. 28) z profilu č. 1. Pouze na základě ERT průzkumu tudíž nelze vyloučit glaciální původ. Obdobně jako u korelujících oblastí z profilu č. 1 je však možný kryogenní původ v periglaciální zóně (Tábořík, 2012).

Diskuze nad výsledky profilu č. 4

Rozložení hodnot odporu je podél profilu č. 4 opět dvouvrstvé (obr. 28), svrchní vrstva však odpory v rozmezí 2000 a 10000 $\Omega \cdot m$ neodpovídá odporům glaciálních sedimentů z profilů č. 1, 2 a 3 (obr. 28). Vrstva se táhne napříč oblastmi 4-1 a 4-2 a rozložením odporů nijak nepotvrzuje přítomnost hranice vymezené Haunerem (1980) okolo metru 150. Větší

vodivost této vrstvy by mohla mít několik příčin: př. hydrologická situace, geologická stavba či jiný původ než glaciální. Při pokládání profilu nebyl překonáván žádný vodní tok, který by však odpory ovlivnil spíše jen lokálně (podobně jako u profilu č. 3, který protíná potok Kleiner Rachelbach). Podle geologické mapy (obr. 4) je okolí profilu tvořeno koluviem. Dalo by se předpokládat, že bude koluvium horninového původu odpovídajícího pararulám, které vystupují na povrch ve vyšších nadmořských výškách. Podle Turnera (1996) je koluvium tvořeno nevytříděným materiálem a zřídka je mocnější více než 10 metrů. Z těchto charakteristik a naměřených odporů můžeme usuzovat, že je okolí profilu č. 4 tvořeno spíše svahovinami než glaciálními sedimenty. Toto tvrzení podporuje též geologická mapa lokality (obr. 4). Spodní vrstva vykazující odpory pod 1500 $\Omega\cdot\text{m}$ by poté mohla představovala skalní podloží.

Diskuze nad výsledky profilu č. 5

Podle geologické mapy (obr. 4) by se měl v oblasti valu a přilehlé oblasti ke konci profilu, tj. v oblastech 5-2, 5-3, 5-4 a 5-5 (obr. 26), vyskytovat antropogenní terén. Napříč těmito oblastmi se na 2D modelu (obr. 28) při povrchu nevyskytuje vrstva s jednotnými odpory (z důvodu převodu na stejnou škálu jsou rozdíly na obrázku 28 méně zřetelné). Můžeme usuzovat, že povrchová vrstva odporů v rozmezí 800 až 2500 $\Omega\cdot\text{m}$ v oblastech 5-2 a 5-3 (obr. 26), které přibližně odpovídají valu, charakterizuje zdejší antropogenní substrát. V oblastech 5-4 a 5-5 může mít jiné vlastnosti, a tudíž odlišný odpor. Podle geologické mapy (obr. 4) se v oblasti 5-1 nachází „polygenetické údolní výplně“. Odpory charakteristické pro tuto oblast tvoří též spodní vrstvu sousední oblasti 5-2 (obr. 26). Lze usuzovat, že byla tato údolní výplň v oblasti 5-2 překryta antropogenním substrátem.

Centrální partie tělesa vyšších odporů, které dosahují i hodnot přes 10000 $\Omega\cdot\text{m}$, v hlubších vrstvách oblastí 5-3 a 5-4 (obr. 28) částečně odpovídají odporům glaciálních akumulací. Pokud by šlo o glaciální sedimenty, mohly by být jejich odpory sníženy vyšší saturací vodou z důvodu veliké blízkosti nádrže (její hladina je zhruba v nadmořské výšce 765 m) (Fojtek, 1990). Výzkumy v oblasti Kleiner Ambersee (Raab, 1999; Reuther, 2007) předpokládají rozsah staršího zalednění, jehož pozůstatky jsou překryty soliflukčními uloženinami až do nadmořských výšek 820 m. Hauner (1980) a Ergenzinger (1967) udávají v údolí potoka Kleiner Regen glaciální sedimenty i ve výškách od 720 do 840 m n. m. Na základě těchto informací nelze vyloučit glaciální původ tohoto tělesa, které by mohlo být starší než LGM a překryto soliflukčním či jiným materiálem (a následně přemodelováno člověkem).

ZÁVĚR

Náplní této práce byl terénní průzkum v oblasti Rachel-Nordkar. Hlavním cílem bylo zkoumání rozsahu glaciálních sedimentů a průzkum oblastí, které jsou některými autory uváděny jako v minulosti zaledněné. K tomu byl využit rozsah maximálního zalednění Šumavy, jak jej uvádí Hauner (1980), popř. Hauner et al. (2019). Ke splnění cílů práce bylo využito pět ERT profilů, z nichž byl jeden zapůjčen vedoucím práce. Výsledky terénního měření pomohly zodpovědět výzkumnou otázku a reagovat na hypotézy:

Výzkumná otázka: Byl rozsah zalednění v oblasti Rachel-Nordkar větší, než ukazují glaciální akumulace viditelné v terénu i na DMR?

Lze potvrdit větší rozsah glaciálních sedimentů především v oblasti čela akumulace. Podél bočních valů jsou data pouze pro západní část. Tam můžeme předpokládat přítomnost materiálu vzniklého spíše mrazovým zvětráváním v periglaciální zóně. Glaciální původ ovšem pouze na základě tohoto výzkumu nelze vyloučit.

Hypotéza 1: Rozsah zalednění nebyl v oblasti Rachel-Nordkar velkoplošný, jak vymezil Hauner (1980).

Profil č. 4 nepotvrdil přítomnost glaciálních sedimentů. Výsledky profilu č.1, který se nachází zhruba 350 metrů výše jsou spornější. Reálná situace v oblasti Rachel-Nordkar tudíž pravděpodobně neodpovídá hranicím vymezeným Haunerem (1980).

Hypotéza 2: Val u nádrže Frauenau Val u nádrže Frauenau svými odporovými projevy neodpovídá glaciálním sedimentům.

Val svými odporovými projevy neodpovídá glaciálním sedimentům a na základě geologické mapy a ERT průzkumu můžeme předpokládat, že je antropogenního původu. Pouze na základě ERT průzkumu ovšem nelze vyvrátit glaciální původ u tělesa vysokých odporů v oblastech 5-3 a 5-4, jehož rozsah není totožný s valem.

ČESKÉ RESUMÉ

Tato bakalářská práce se zabývala otázkou zalednění v oblasti Velkého Roklanu. Vzhledem k tomu, že se spousta autorů liší v pohledu na tuto věc, byla ověřována teorie velkoplošného zalednění, jak ji předvedl Hauner (1980), popřípadě Hauner et al. (2019). Pro účel této práce byla vybráno území v okolí karu Rachel-Nordkar na severním svahu Velkého Roklanu. Terénní měření bylo též uskutečněno na východním břehu nádrže Fauenu. Pomocí metody elektrické rezistivní tomografie byl zkoumán rozsah glaciálních sedimentů. Z analýzy získaných dat jsme došli k závěru, že rozsah těchto sedimentů nekoreluje s hranicemi uvedenými Haunerem (1980). Rozsah glaciálních uloženin je nicméně větší, než by bylo zřejmé z digitálního modelu reliéfu. V nadmořské výšce okolo 770 m n. m. bylo u nádrže Frauenau v hloubce od 10 m objeveno těleso vysokých odporů, které by mohlo být potenciálně interpretováno jako glaciální sedimenty starší než LGM. Tato práce může sloužit jako podklad pro budoucí výzkumy zkoumající zalednění a jeho pozůstatky v těchto částech Bavorského lesa.

Klíčová slova: Bavorský les, Velký Roklan, ERT, zalednění, glaciální reliéf, glaciální uloženiny, glaciální sedimenty

CIZOJAZYČNÉ RESUMÉ

This bachelor thesis looked into a question of Großer Rachel area's glaciation. In the view of the fact that many authors differ in the perspective on this issue, a theory of a large-scale glaciation as proposed by Hauner (1980), alternatively Huaner et al. (2019) was being verified. For the aim of this work, an area in the surroundings of Rachel-Nordkar Cirque on the northern slope of Großer Rachel was chosen. The field research was executed also on the eastern bank of the Frauenau Reservoir. The extent of glacial deposits was investigated using the method of electrical resistivity tomography. From the analysis of the obtained data, we concluded that the distribution of glacial sediments in the locality does not correlate with the borders presented by Hauner (1980). Nevertheless, the extent of the deposits is wider than could be evident from the digital elevation model. At altitude around 770 meters, there was discovered a body of high resistivity values in the depth from 10 m by the Frauenau Reservoir that could potentially be interpreted as glacial deposits of the age before LGM. This work can be used as a basis for future researches investigating glaciation and its remains in these parts of Bayerischer Wald.

Keywords: Bayerischer Wald, Großer Rachel, ERT, glaciation, glacial relief, glacial deposits, glacial sediments

SEZNAM LITERATURY

ALLEY, Richard B., CUFFEY, Kurt M. a ZOET, Lucas K. Glacial erosion: status and outlook. *Annals of Glaciology* [online]. Cambridge, 2019, **60**(80), s. 1-13 [cit. 09-19-2021]. doi:10.1017/aog.2019.38

BÁBEK, Ondřej, VODEHNAL, Ondřej, FANĚRA, Martin a TOMICA, Aleš. Geofyzikální mapování krasových struktur metodou multielektrodového odporového profilování: Jeskyně za Hájojnou, javoříčský kras. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku* [online]. Brno, 2012, **19**(1-2), s. 92-95 [cit. 08-05-2021]. doi:[10.5817/GVMS2012-1-2-092](https://doi.org/10.5817/GVMS2012-1-2-092)

BABŮREK, Jiří, PERTOLDOVÁ, Jaroslava, VERNER, Kryštof, JIŘIČKA, Josef. Průvodce geologií Šumavy. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava a Česká geologická služba, 2006. ISBN 80-7075-659-4

BAKKU, Jostein a NESJE, Atle. Equilibrium-Line Altitude (ELA). In: SINGH, Vijay, SINGH, Pratap a HARITASHYA, Umesh (eds.). *Encyclopaedia of Snow, Ice and Glaciers* [online]. Dordrecht: Springer, 2011, s. 268-277 [cit. 02-14-2022]. ISBN 978-90-481-2642-2. Dostupné z ResearchGate: [PDF Equilibrium line altitude \(ELA\) \(researchgate.net\)](https://www.researchgate.net/publication/258697871_Equilibrium_line_altitude_(ELA)_researchgate.net)

BAUBERGER, Franz. Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen un Thäler des Böhmerwaldes. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1886, 18, s. 1-63.

Bayerischer Landesamt für Umwelt. *Bayerns Klima im Walden: Klimaregion Ostbayerischer Hügel- und Bergland* [online]. 2021 [cit. 11-11-2021]. Dostupné z: <https://www.lfu.bayern.de/klima/klimawandel/klimafaktenblaetter/index.htm>

Bayerischer Landesamt für Umwelt. *UmweltAtlas Bayern: Geologie* [online]. ©2021 [cit. 01-11-2021]. Dostupné z: <https://www.umweltatlas.bayern.de/startseite/>

BECHTEL, Timothy D., BOSCH, Frank P. a GURK, Marcus. Geophysical methods. In: GOLDSCHIEDER, Nico a DREW, David, eds. *Methods in Karst Hydrogeology* [online]. Taylor & Francis: Londýn, 2007, s. 171-199 [cit. 09-03-2021]. ISBN 978-0-415-42873-6. Dostupné z ResearchGate: https://www.researchgate.net/publication/258697871_Geophysical_Methods

BIERMAN, Paul R. a MONTGOMERY, David R. *Key Concepts in Geomorphology*. New York: W.H. Freeman and Company, 2014. ISBN-13: 978-1-4292-3860-1.

BOUČEK, Bedřich a KODYM, Odolen. *Geologie I. díl: Všeobecná geologie*. Praha: ČSAV, 1954.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. *Geoviewer* [online]. ©2021 [12-11-2021]. Dostupné z: [Geoviewer \(bgr.de\)](http://www.bgr.de)

BUZEK, Ladislav. Geomorfologie In: HORNÍK, Stanislav, BUZEK, Ladislav, MIČIAN, Ludovít, PECH, Jiří a TRNKA, Pavel. *Fyzická geografie II*. Praha: SPN, 1986

ČGS. Geoelektrika. *Česká geologická služba* [online]. [cit. 07-15-2021]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/extranet/vav/zemska-kura/geofyzika/geoelektrika>

ČGS. Geofyzika. *Česká geologická služba* [online]. [cit. 07-15-2021]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/extranet/vav/zemska-kura/geofyzika>

DEMEK, Jaromír, RAUŠER, Jaroslav a QUITT, Evžen. *Úvod do obecné fyzické geografie: vysokoškolská učebnice* [online]. Praha: Academia, 1976 [cit. 08-28-2021]. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:62e5b080-abb1-11e6-abce-005056825209>

DEMEK, Jaromír. *Obecná geomorfologie*. Praha: Academia, 1987. ISBN 21-116-87.

DUFFEK, Václav, PAPEŽ, Daniel, STACKE, Václav a MENTLÍK, Pavel. *Large-Scale Glaciation in the Bohemian Forest Mountains: New insights*. CÂRLIBABA, SUCEAVA county, Romania, 2021. Carpathian-Balkan Paleoscience Workshop 2021

ERGENZINGER, Peter. Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes [online]. *E&G-Quaternary Science Journal*, 1967, **18**(1), s. 152-168 [cit. 2022-03-10]. Dostupné z: <https://doi.org/10.3285/eg.18.1.10>

FOA OSN. *Světová referenční báze pro půdní zdroje 2014 Mezinárodní klasifikační systém půd pro jejich pojmenování a tvorbu mapových legend: Aktualizovaná verze 2015* [online]. Ministerstvo zemědělství, 2018 [cit 2021-11-12]. ISBN 978-80-7434-482-4. PDF dostupné z: <https://www.fao.org/publications/card/en/c/I3794CS>

FOJTEK, Alois. *Aplikovaná fyzika: Pro obory hlubinné dobývání ložisek, lomové dobývání užitkových surovin, výstavba dolů a geotechnika* [online]. Ostrava: Vysoká škola báňská, 1990 [cit.]. ISBN 80-7078-029-0. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:b565b080-8a3f-11e3-bbb0-5ef3fc9bb22f>

- GF Instruments, s.r.o. *Short guide for resistivity and induced polarization tomography*. 2019 [online]. [cit. 09-15-2021]. Dostupné z: http://www.gfinstruments.cz/index.php?menu=gi&smenu=ires&cont=aresII_&ear=dl
- GRUNTORÁD, Jan a KAROUS, Miloš. Geoelektrické metody. In: MAREŠ, Stanislav, ed. *Úvod do užité geofyziky*. Praha: SNTL, 1990, s. 287-419. ISBN 80-03-00427-6.
- GRUNTORÁD, Jan, ed. *Principy metod užité geofyziky* [online]. Praha: SNTL, 1985 [cit.]. ISBN 80-03-00035-1. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:b6f8be50-5e26-11e3-bc9f-5ef3fc9bb22f>
- HAUNER, Ulrich, LEHRBERGER, Gerhard a BRUGGER, Matthias. *Der Naturraum Bayerischer Wald – Šumava in den Eiszeiten*. Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, 2019. ISBN 978-930977-40-6
- HAUNER, Ulrich. Untercuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleustozän kaltzeitlicher Formen un Ablagerungen. *Regensburg Geographische Schriften*. 1980, Bd. 14, s. 1-198.
- HOFRICHTEROVÁ, Libuše. *Ložisková geofyzika* [online]. Ostrava: Vysoká škola báňská, 1990 [cit. 2021-6-19]. ISBN 80-7078-003-7. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:f433a880-96b5-11e3-b9bb-5ef3f9bb22f>
- HOOYER, Thomas S., COHEN, Denis a IVERSON Niel R. Control of glacial quarrying by bedrock joints. *Geomorphology* [online]. 2012, **153-154**, s. 91-101 [cit. 09-27-2021]. ISSN 0169-555X. Dostupné z Elsevier: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.012>.
- CHÁBERA, Stanislav. *Geomorfologie*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 1996. ISBN 80-7040-208-3.
- CHLUPÁČ, Ivo, BRZOBOHATÝ, Rostislav, KOVANDA, Jiří a STRÁNÍK, Zdeněk. *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia, 2002. ISBN 80-200-0914-0
- CHYRÝ, Milan, ed. *Vegetace České republiky 1: Travinná a keříčková vegetace*. Praha: Academia, 2007. ISBN 1978-80-200-1462-7
- CHYRÝ, Milan, ed. *Vegetace České republiky 4: lesní a křovinná vegetace*. Praha: Academia, 2013. ISBN 1978-80-200-2299-8

JANČOVIČ, Ladislav, DOSTÁL, Petr a FRÝBOVÁ, Pavlína. *Geofyzikální metody měření v geotechnice* [online]. Brno: Vysoké učení technické v Brně, 2014 [cit. 08-20-2021]. ISBN 978-80-214-4910-7. Dostupné z:

https://issuu.com/oktaedr/docs/oktaedr_geofyzikalni_metody_mereni

JOHNSON, Mark D., MICKELSON, David, CLAYTON, Lee a ATTIG, John W. Composition and genesis of glacial hummocks, western Wisconsin, USA. *Boreas* [online]. 1995, **24**(2), s. 97-116 [cit. 11-06-2021]. Dostupné z: <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1995.tb00630.x>

KALÁB, Zdeněk. *Geotechnický monitoring – specializovaná část: Geofyzikální průzkum pro geotechnickou praxi* [online]. Ostrava, 2015 [cit. 08-20-2021]. PDF dostupné z: <http://www.geotechnici.cz/wp-content/uploads/2012/08/geofyzikalni-monitoring.pdf>

KAROUS, Miloš. *Geoelektrické metody průzkumu* [online]. Praha: SNTL, 1989 [cit. 08-20-2021]. ISBN 80-03-00035-1. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:6d4a55d0-b0ba-11e2-8b87-005056827e51>

KEAREY, Philip, BROOKS, Michael a HILL, Ian. An Introduction to Geophysical Exploration [online]. 3rd ed. Blackwell Science, 2002 [cit. 09-20-2021]. ISBN 0-632-04929-4. PDF dostupné z: https://fac.ksu.edu.sa/sites/default/files/AN_INTRODUCTION_TO_GEOPHYSICAL_EXPLORATION_brooks_0_0.pdf

KLANICA, Radek. *Stejnoseměrné metody* [online]. ©2012-2018 [cit. 07-15-2021]. Dostupné z: <http://geofyzika.webz.cz/stejnem.php>

KNEISEL, Christof. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging [online]. *Geomorphology*, 2006, **80**, s. 32-44 [cit. 04-11-2022]. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.012>

KRAFT, Jaroslav a MENTLÍK, Pavel. *Úvod do geologie pro geografy: endogenní a exogenní dynamika*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 2004. ISBN 80-7043-290-X.

KRAUSE, David a MARGOLD, Martin. Glacial geomorphology of Šumava/Bayerischer Wald mountains, Central Europe [online]. *Journal of Maps*, 2019, **15**(2), s. 718-725 [cit. 2022-02-22]. Dostupné z: <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1661881>

KUNSKÝ, Josef. *Československo fyzicky zeměpisně*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1974. ISBN 14-68274.

KUNSKÝ, Josef. Zalednění Šumavy a šumavská jezera. *Sborník ČSZ*. Praha, 1933, 39, s. 1-6, 33-40

LOKE, Meng H. *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys* [online]. 2000 [cit. 03-10-2022]. Dostupné z ResearchGate: https://www.researchgate.net/publication/264739285_Tutorial_2-D_and_3-D_Electrical_Imaging_Surveys

MACHÁČEK, J. *Geofyzikální průzkumné metody* [online]. 2002 [cit. 08-03-2021]. PDF dostupné z: <http://departments.fsv.cvut.cz/k135/wwwold/ge10/gfvskript.pdf>

Mapy.cz [online]. Sezna.cz, ©2021. Dostupné z: <https://mapy.cz>

MAREŠ, Stanislav, ed. *Úvod do užití geofyziky*. Praha: SNTL, 1990. ISBN 80-03-00427-6.

MAŠÍN, Jan a VÁLEK, Rostislav. *Přehled užití geofyziky pro geology* [online]. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1963 [cit. 2021-6-19]. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:96cd16c3-8429-45b4-bf51-bb92b10871ce>

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* [online]. 2010, Vol. 117, s. 181-194 [cit. 03-15-2022]. PDF dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.12.001>

MENTLÍK, Pavel. The preliminary results of research of accumulation glacial forms in the surroundings of Laka „lake“. *Miscellanea Geographica Univeristatis Bohemiae Occidentalis*. 2005, 11, s. 31–46.

MENTLÍK, Pavel. *Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod* [online]. Bratislava, 2011. 178 s. Habilitační práce (Doc.). Univerzita Komenského v Bratislave, Přírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie [cit. 02-20-2022]. Dostupné z:

MILSOM, John. *Field Geophysics* [online]. 3rd ed. Chichester: Wiley, 2003 [cit. 2021-8-22]. ISBN 0-470-84347-0. PDF dostupné z: https://inis.jinr.ru/sl/P_Physics/PGp_Geophysics/Milsom%20Field.pdf

Ministerstvo životního prostředí. *Možnosti geofyzikálních metod při ověřování nejasných strukturně geologických, popřípadě jiných vztahů na lokalitách při průzkumu a nápravě starých ekologických zátěží: II aktualizace metodické příručky* [online]. Ministerstvo životního prostředí, 2018 [cit. 08-05-2021]. PDF dostupné z: https://www.mzp.cz/cz/metodiky_ekologicke_zateze

MÍSAŘ, Zdeněk. *Geologie ČSSR I: Český masív* [online]. 1. vyd. Praha: SPN, 1983 [cit. 11-01-2021]. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:85cd84d618a82ec5aff998c0a40a2aa6>

MÍSAŘ, Zdeněk. *Regionální geologie světa*. Praha: Academia, 1987. ISBN 21-072-87

MONTGOMERY, Carla W. *Fundamentals of Geology*. 3rd ed. Wm. C. Brown Publishers, 1997. ISBN 0-697-32986-0.

Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald. *Einschränkung des Betretungsrechts im Nationalpark Bayerischer Wald* [online]. ©2021 [cit. 10-13-2021]. Dostupné z: <https://www.nationalpark-bayerischer-wald.bayern.de/service/wegeservice/betretungsrecht.htm>

Naturpark Bayerischer Wald. *Klima* [online]. ©2021 [cit. 11-11-2021]. Dostupné z: [Klima - Přírodní park Bavorský les \(naturpark-bayer-wald.de\)](https://www.naturpark-bayer-wald.de)

PÁNEK, Tomáš, HRADECKÝ, Jan a ŠILHÁN, Karel. Application of electrical resistivity tomography (ERT) in the study of various types of slope deformations in anisotropic bedrock: case studies from the Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* [online]. 2008, **42**, s. 57-73 [cit. 08-05-2021]. ISSN 0081-6484. Dostupné z: https://www.igipz.pan.pl/sgbc_42-kopia.html

PETRÁNEK, Jan, BŘÍZOVÁ, Eva, CHÁB, Jan, LOUN, Jan a ZELENKA, Přemysl. *Encyklopedie geologie*. Praha: ČGS, 2016. ISBN 978-80-7075-901-1

PFAFFL, Fritz. Die Glazialsee des Hohen Böhmerwaldes. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1992, 42, s. 143-14

PFAFFL, Fritz. Fragen zum Eiszeitalter im Nationalpark Bayerischer Wald. *Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Niederbayern* [online]. Landshut: 2010, 33, s. 161-166 [cit. 02-15-2022] Dostupné z: https://www.zobodat.at/publikation_volumes.php?id=59480

PFAFFL, Fritz. Glazialmorphologische Untersuchungen am Rachel-Nordkar und am Grossen Arbersee im Bayerischen Wald. *Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete*. 1988, 38, s. 7-26

PFAFFL, Fritz. Vor 30,000 Jahren: Gletscher am Arber. *Schöner Bayerischer Wald, Zeitschrift für Kultur, Freizeit, Erholung und Unterhaltung*. 2001, 141, s. 35

POLÁČEK, Aleš a CERVANTES, Bladimir. Využití metody elektrické rezistivní tomografie a georadaru při průzkumu a vyhledávání starých důlních děl. *Uhlí-Rudy-Geologický průzkum* [online]. Praha: Zaměstnavatelský svaz důlního a naftového průmyslu, 2012, 4(1), s. 19-24 [cit. 08-20-2021]. ISSN 1210-7697. PDF dostupné z: <https://slon.diamo.cz/hpvt/2012/Sekce%20V/V%2013.pdf>

POSPÍŠIL, Lubomil a ŠÚTORA, Augustín. *Praktická geofyzika: učební texty pro geodety: úvod do užitě geofyziky* [online]. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2003 [cit. 2021-6-20]. ISBN 80-214-2429-X. Dostupné z Národní digitální knihovny: <https://ndk.cz/uuid/uuid:19b94920-d541-11e2-b1ec-005056825209>

PREIHÄUSSER, G. Über Kare und Karsen des Bayerischen Waldes. *Der Bayerwald*, 1934, 32, s. 65-71.

RAAB, Thomas a VÖLKEL, Jörg. Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews* [online]. 2003, Vol. 22, s. 581-593 [02-21-2022]. Dostupné z: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00090-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00090-2)

RAAB, Thomas. Würmzeitliche Vergletscherung des Bayerischenwaldes im Arbergebiet. *Regensburger Geografische Schriften*. 1999, Heft 32, 327 s.

RAU, Frank, MAUZ, Fabian, VOGT, Steffen, KHALSA, Siri J.S. a RAUP, Bruce. *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual: Clacier Classification Guidance for the GLIMS Glaciers Inventory* [online] GLIMS Regional Center „Antarctic Peninsula“, 2005 [cit. 09-19-2021]. Dostupné z: [GLIMS: Guides and Tutorials](#)

REUTHER, Anne U., Surface exposure dating of glacial deposits from the last glacial cycle. Evidence from the Eastern Alps, the Bavarian Forest, the Southern Carpathians and the Altai Mountains. *Relief Boden Palaeoklima*. 2007, 21, s. 1-21.

REYNOLDS, John M. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* [online]. 2nd ed. Wiley, 2011 [cit. 08-22-2021]. ISBN 978-0-471-48535-3. PDF dostupné z:

https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-introduction-applied-and-environmental-geophysics_1.pdf

SCHROTT, Lothar a SASS, Oliver. Application of filed geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* [online]. Únor 2008, **93**(1), s. 55-73 [cit. 08-20-2021]. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.024>

SUMMERFIELD, Michael A. *Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms*. Harlow: Pearson, 1991. ISBN 0-582-30156-4.

SUPPER, Robert, OTTOWITZ, David, JOCHUM, Brigit, RÖMER, Alexander, PFEILER, Stefan, KAUER, Stefanie, KEUSCHNIG, Markus a ITA, Anna. Geoelectrical monitoring of frozen ground and permafrost in alpine areas: Field studies and considerations towards an improved measuring technology. *Near surface geophysics* [online]. 2012. **12**. s. 93-115 [cit. 02-14-2022]. Dostupné z: <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2013057>

ŠILHÁN, Karel a PÁNEK, Tomáš. Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii. *Miscellanea Geographica: Universitalis Bohemiae Occidentalis*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 2007, **13**, s. 53-58.

TÁBOŘÍK, Petr. *Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu* [online]. Ostrava, 2012. Doktorská disertační práce. Ostravská univerzita v Ostravě. Přírodovědecká fakulta [cit. 03-15-2022]. Dostupné z: <https://theses.cz/id/gwlwsj/>

TÁBOŘÍK, Petr; PÁNEK, Tomáš. Electrical resistivity tomography in the research of the mountain relief: case studies from the flysch Carpathians. *Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII sjezdu české geografické společnosti pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna – 3. září 2010* [online]. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, 2010, s. 74-81 [cit. 08-22-2021]. ISBN 978-80-7358-903-2. Dostupné z: [Sborník příspěvků | XXII sjezd ČGS - Ostrava 2010 \(osu.cz\)](https://www.osu.cz/sbornik-prispevku-xxii-sjezd-cgs-ostrava-2010)

THOMPSON, Sarah, KULESSA, Bernd a LUCKMAN, Adrian. Integrated electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (IP) techniques for assessing hydrological processes within glacial lake moraine dams [online]. *Journal of Geology*, 2012, **58**(211), s. 849-858 [cit. 04-11-2022]. Dostupné z: <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J235>

TURNER, A. Keith. Colluvium and Tallus In: TURNER, A. Keith a SCHUSTER, Robert L. (eds.). *Landslides: Investigation and Mitigation*. [online] Washington, D.C.: Nacional

Academy Press, 1996 [cit. 03-28-2022]. ISBN 0-309-06151-2. Dostupné z: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr247/sr247.pdf>

VITÁSEK, František. Naše hory ve věku ledovém. *Sborník ČSZ*. Praha: 1924, s. 85-105.

VOČADLOVÁ, Klára a KŘÍŽEK, Marek. Glacial landforms in the Černé jezero Lake area. *Miscellanea Geographica: Universitalis Bohemiae Occidentalis*. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni, 2005, **11**, s. 45-62.

VOČADLOVÁ, Klára, PETR, Libor, ŽÁČKOVÁ, Pavla, KŘÍŽEK, Marek, KŘÍŽOVÁ, Lenka, HUTCHINSON, Simon M. a ŠOBR, Miroslav. The Lateglacial and Holocene in Central Europe: a multi-proxy environmental record from the Bohemian Forest, Czech Republic. *Boreas* [online], 2015, 6(128), s. 769-784. ISSN 0300-9483 [cit. 02-20-2022]. <https://doi.org/10.1111/bor.12126>

VOČADLOVÁ, Klára. *Vývoj pleistocenního zalednění české části Šumavy (Případová studie z okolí Černého a Čertova jezera)* [online]. Praha, 2011. Doktorská disertační práce. Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta [cit. 02-20-2022]. Dostupné z: <https://dspace.cuni.cz/handle/20.500.11956/47218>

VOTÝPKA, Jan. Geomorfologie granitové oblasti masívu Plechého. *Acta Universitatis Carolinae Geographica*. 1979, 14 (2), s. 55-83.

ZAMOSTEANU, Andrei, CRISTEA, Ionuț A. a MÎNDRESCU, Marcel. Electrical resistivity tomography (ERT) surveys on glacial deposits in Romanian Carpathians In: MÎNDRESCU, Marcel (ed.). *Late Pleistocene an Holocene Climatic Variability in the Carpathian-Balkan Region* [online]. Stefan cel Mare university Press, 2014 [cit. 04-11-2022]. Dostupné z: https://www.researchgate.net/publication/269036685_Electrical_resistivity_tomography_ERT_surveys_on_glacial_deposits_in_Romanian_Carpathians

ZIMA, Ladislav. Geoelektrické metody. In: MAREŠ, Stanislav, ed. *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská a MŽP ČR, 1996, s.19-22. ISBN 80-7078-365-6.

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1: Mapa zájmového území a jednotlivých lokalit (Mapy.cz, ©2022).	8
Obrázek 2: DMR a geomorfologie zájmového území. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les, 2022.....	9
Obrázek 3: Rachel-Nordkar z glaciální akumulace. Foto autora, 2021.	10
Obrázek 4: Geologická mapa. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les, 2022.....	11
Obrázek 5: Mapa půd. Vlastní zpracování podle Geoviewer (BGR, ©2021), 2022.	12
Obrázek 6: Asociace <i>Calamagrostio villosae-Fagetum sylvaticae</i> Mikyška 1972. Foto autora, 2021.....	13
Obrázek 7: Asociace <i>Calamagrostio arundinaceae-Vaccinietum myrtilli</i> Sýkora 1972. V pozadí se nacházejí sukcesní porosty. Foto autora, 2021.....	14
Obrázek 8: Zalednění oblasti centrálního Bavorského lesa. Margold a Krause, 2019, upraveno; hranice maximálního würmského zalednění podle Ergernzinger 1967. Rachel-Nordkar v rámečku s číslem 7.	16
Obrázek 9. Zalednění oblasti Velkého Roklanu. Hauner et al., 2019, upraveno. Rachel-Nordkar s číslem 40.	17
Obrázek 10: Morény horského ledovce. Bouček & Kodým (1954), Upraveno.....	28
Obrázek 11: Příklad dvouelektrodového uspořádání. Krajní proudová a krajní měřicí elektroda jsou v nekonečnu (převzato z Mareš et al., 1990).....	36
Obrázek 12: Příklad dvouelektrodového uspořádání. Krajní proudová nebo měřicí elektroda je v nekonečnu (převzato z Mareš et al., 1990).	37
Obrázek 13: Wennerovo uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).....	37
Obrázek 14: Schlumbergerovo uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).	38
Obrázek 15: Dipólové osové (nahore) a dipólové ekvatoriální (dole) uspořádání (převzato z Mareš et al., 1990).....	39
Obrázek 16: DMR s vyznačenými ERT profily, jejich směry a čísla. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022.	42
Obrázek 18: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 1. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.....	47
Obrázek 19: Topografický profil profilu č. 1. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x. .	47

Obrázek 20: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 2. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.....	48
Obrázek 21: Topografický profil profilu č. 2. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 1,5x.	48
Obrázek 22: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 3. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.....	49
Obrázek 23: Topografický profil profilu č. 3. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x. .	49
Obrázek 24: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 4. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.....	50
Obrázek 25: Topografický profil profilu č. 4. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x. .	50
Obrázek 26: 2D model podpovrchového rozložení rezistivity podél profilu č. 5. Zpracováno ve spolupráci s Václavem Duffkem, 2022.....	51
Obrázek 27: Topografický profil profilu č. 5. Vlastní zpracování dat poskytnutých Správou Národního parku Bavorský les a Václavem Duffkem, 2022. Převýšeno 3x. .	51
Obrázek 28: 2D modely podpovrchového rozložení rezistivity umístěné do reliéfu zájmové oblasti. Modely nejsou ve stejném měřítku. Duffek et al., 2021, upraveno. ..	53

SEZNAM TABULEK

Tabulka 1: Vybrané druhy ledovců a podobných útvarů. Vlastní zpracování podle Demek (1987), Summerfield (1991) a Kraft & Mentlík (2004).....	21
Tabulka 2: Některé z publikací vymezující procesy ledovcové eroze, vlastní zpracování..	23
Tabulka 3: Nejčastější dělení geofyzikálních metod. Vlastní zpracování.	31
Tabulka 4: Vlastnosti jednotlivých ERT profilů. Vlastní zpracování, 2022.	41
Tabulka 5: Umístění jednotlivých ERT profilů. Vlastní zpracování, 2022.	44