

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Srovnání výkonnosti georadarů při mělké
podpovrchové prospekci**

Diplomová práce

Bc. Michal Šulc

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Martin Moník, Ph.D.

Olomouc 2019

Prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracoval samostatně za použití citované literatury.

V Olomouci dne 2. 5. 2019

.....

Michal Šulc

Poděkování

Velké poděkování patří vedoucímu mé diplomové práce Mgr. Martinu Moníkovi, Ph.D. za odborné vedení diplomové práce, pomoci v terénu a při zpracování. Rád bych také poděkoval Mgr. Františku Kudovi, Ph.D. za pomoc v terénu a Mgr. Zuzaně Lendákové za cenné rady a pomoc při zpracování georadarových dat.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Bc. Michal Šulc

Název práce: Srovnání výkonnosti georadarů při mělké podpovrchové prospekci

Typ práce: diplomová

Pracoviště: Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, katedra geologie

Vedoucí práce: Mgr. Martin Moník Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2019

Abstrakt: Tato diplomová práce se zabývá srovnáním výkonnosti georadarů a popisu geologické stavby vybrané zájmové lokality poblíž obce Kunín. V diplomové práci byly použity dva georadary od různých výrobců. Prvním je georadar SIR 3000 (Geophysical Survey Systems, Inc.) s anténami o frekvenci 200 MHz a 400 MHz. Druhým použitým přístrojem byl georadar pulseEKKO (Sensors a Software, Inc.) s anténami 50 MHz, 100 MHz a 200 MHz. Na třech liniích bylo naměřeno celkem devět profilů a následně zpracovány stejným způsobem v programu ReflexW (Sandmeier, Inc.). Pro lepší vykreslení dané geologické situace byla použita i metoda elektrické odporové tomografie. Pro měření byl použit automatický geoelektrický systém ARES od firmy GF Instruments a data následovně zpracována v programu RES2DINV. Pro vytvoření litologických modelů oblasti byl použito 104 vrtů z vrtné databáze Geofond, které byly následovně zpracovány v programu Rockworks16 (Rockware, Inc.).

Klíčová slova: georadar, elektrická odporová tomografie, kvartér, Rockworks

Počet stran: 48

Počet příloh: 1

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Bc. Michal Šulc

Title: Comparison of georadar performance in shallow subsurface prospection

Type of thesis: diploma

Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: Mgr. Martin Moník, Ph.D.

The year of presentation: 2019

Abstract: The diploma thesis deals with the comparison of the performance of georadars and the description of the geological structure of the selected locality near the village Kunín. Two georadars from different manufacturers were used in the thesis. The first is SIR 3000 (Geophysical Survey Systems, Inc.) with 200 MHz and 400 MHz antennas. The second used instrument was georadar pulseEKKO (Sensors and Software, Inc.) with 50 MHz, 100 MHz and 200 MHz antennas. A total of nine profiles were measured on three lines and processed in the same way in ReflexW (Sandmeier, Inc.). The electric resistivity tomography method was used for better rendering of the given geological situation. The automatic geoelectric system ARES from GF Instruments company was used for the measurement and the data were subsequently processed in the RES2DINV program. 104 boreholes from the Geofond borehole database were used to create the region lithological models. Borehole data were processed in Rockworks16 (Rockware, Inc.).

Keyword: ground penetrating radar, electric resistivity tomography, Quaternary, Rockworks

Number of pages: 48

Number of appendicies: 1

Language: Czech

Obsah

1 Úvod	7
2 Geomorfologická charakteristika zájmové oblasti	8
3 Geologická charakteristika zájmové oblasti	9
3.1 Vnější Západní Karpaty	9
3.2 Slezská jednotka	11
3.2.1 Godulský vývoj.....	12
3.3 Podslézská jednotka.....	13
3.2 Kvartér	14
4 Geofyzikální metody	19
4.1 Georadar.....	19
4.1.1 Princip georadaru	19
4.2 Elektrická odporová tomografie (ERT)	23
5 Metodika	26
5.1 Georadar.....	26
5.2 Elektrická odporová tomografie	28
5.3 Zpracování dat v programu Rockworks16.....	29
6 Výsledky	30
6.1 Georadar.....	30
6.2 Elektrická odporová tomografie	35
6.3 Zpracování vrtných dat	38
7 Diskuze	41
8 Závěr	44
9 Použitá literatura a zdroje	45

1 Úvod

Předložená diplomová práce se zabývá mělkým podpovrchovým geofyzikálním průzkumem v okolí obce Kunín. Hlavní metodou výzkumu byl georadar (GPR), založený na vysílání elektromagnetických vln do podloží; vlny se odrážejí na rozhraních a na povrchu je přijata jejich odezva. V práci byly použity dva georadary od rozdílných výrobců. Prvním je georadar SIR 3000 (Geophysical Survey Systems, Inc) s anténami 200 MHz a 400 MHz. Druhým použitým georadarem je pulseEKKO (Sensors a Software, Inc.) s anténami 50 MHz, 100 MHz a 200 MHz. Georadarová prospekce měla za cíl porovnat výkonnost obou přístrojů.

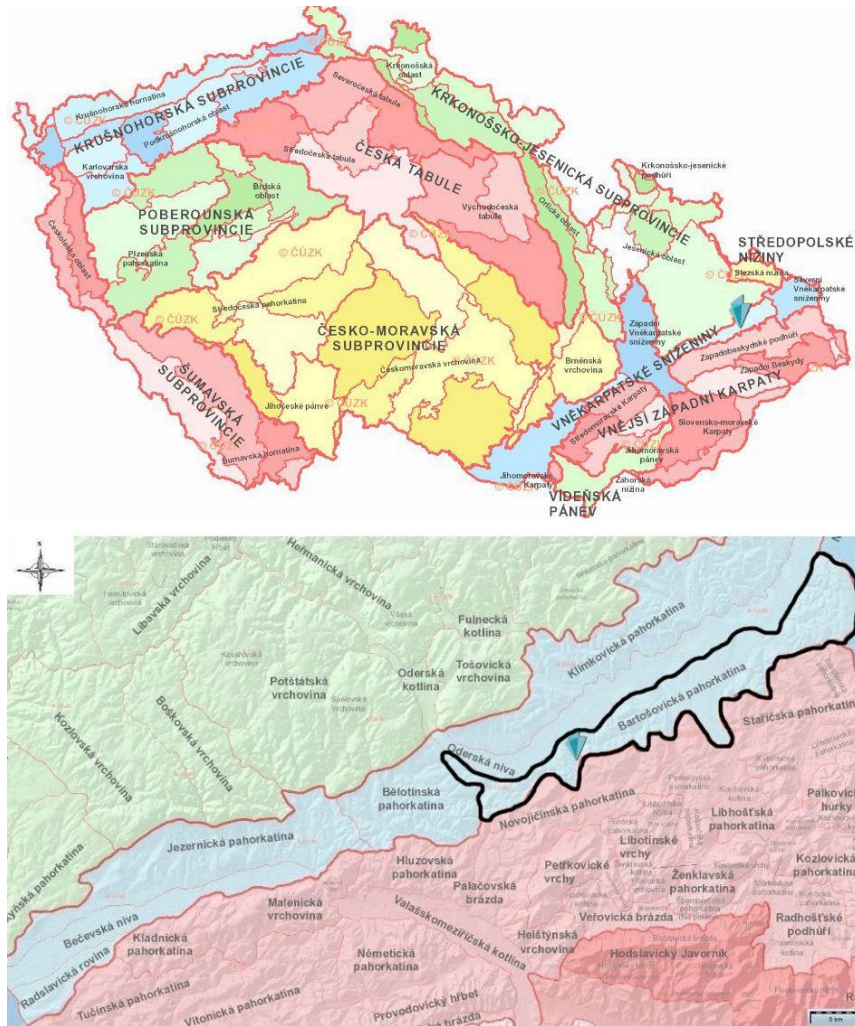
Jako doplňková geofyzikální metoda byla použita elektrická odporová tomografie (ERT), která je založena na zavádění elektrického proudu do podloží a zkoumání jeho měrného odporu. Byla využita pro případ špatného rozlišení zkoumaných sedimentů metodou GPR.

Kromě porovnání výkonnosti dvou georadarů byla práce zaměřena na rekonstrukci pozice kvartérních sedimentů v dané lokalitě se zaměřením na pravděpodobné glaciální jezero, zmiňované již Nývltem (2007). I v tomto ohledu bylo na zájmové lokalitě zpracováno 104 vrtů z vrtné databáze Geofond.

2 Geomorfologická charakteristika zájmové oblasti

Zájmové území se nachází přibližně 300 metrů západním směrem od obce Kunín, která leží v okrese Nový Jičín v Moravskoslezském kraji. Vněkarpatské sníženiny, do nichž spadá z geomorfologického hlediska zájmová oblast, zaujímají plochu přibližně 5 300 km², což je 19,7 % území Moravy a Slezska. Střední výška Vněkarpatských sníženin je přibližně 225 m n. m a tvoří výrazný pruh nižšího a méně členitého reliéfu. Vněkarpatské sníženiny se táhnou od jihozápadu území, kde začínají dyjsko-svrateckým úvalem, jenž je spojen úzkou Vyškovskou bránou s Hornomoravským úvalem, který u Přerova přechází do Moravské brány, a ta u Ostravy do ostravské pánve (Czudek, 1997). Z pohledu geomorfologického členění České republiky patří zájmové území do provincie Západních Karpat (obr. 1), subprovincie Vněkarpatských sníženin, celku Moravské brány a podcelku Bartošovické pahorkatiny (Demek et al., 2014).

Vněkarpatské sníženiny tvoří pruh nižšího a méně členitého reliéfu, jenž postupuje od JZ k SV a odděluje Vnější Karpaty od pahorkatin a vrchovin České vysočiny. Vněkarpatské sníženiny mají nížinný a pahorkatinný reliéf (Demek et al., 1965). Moravská brána je protáhlá sníženina mezi Hornomoravským úvalem na JZ a Ostravskou pánví na SV (Demek et al., 2014). Plošiny, ploché rozvodní hřbety, široce rozevřená, často suchá a asymetrická údolí potoků, úpady a široká údolní niva řeky Odry jsou hlavními rysy reliéfu Moravské brány (Demek et al., 1965). Bartošovická pahorkatina, jako nejnižší geomorfologický celek, do kterého spadá obec Kunín, je plochá pahorkatina s rozlohou přibližně 96 km² a nejvyšším vrcholem Cihelňák s výškou 288 m n. m. Povrch pahorkatiny je tvořen zejména plošinami, širokými rozvodními hřbety a rozevřenými a často suchými, zčásti asymetrickými údolími modelovanými kryogenními pochody v pleistocénu (Demek et al., 2014).



Obr. 1. Geomorfologická mapa ČR a výřez zájmové oblasti Bartošovické pahorkatiny (www1, upraveno).

3 Geologická charakteristika zájmové oblasti

3.1 Vnější Západní Karpaty

Zájmová oblast se nachází ve Vnějších Západních Karpatech. Karpatská soustava byla zformována procesy alpinského vrásnění, převážně v intervalu posledních sto miliónů let, tedy od svrchní křídy do terciéru. Důležitým faktorem byla kolize jižnější africké desky se severnější variskou konsolidovanou deskou Evropy. Na našem území se nachází pouze malý úsek Vnějších Západních Karpat, jenž je tvořen příkrovy mezozoických a terciérních hornin (Chlupáč et al., 2011). V Západních Karpatech se na území Moravy a Slezska vyčleňují tři základní regionálně-geologické celky (obr. 2) a to: karpatská předhlubeň, vídeňská pánev a flyšové pásmo. Flyšové

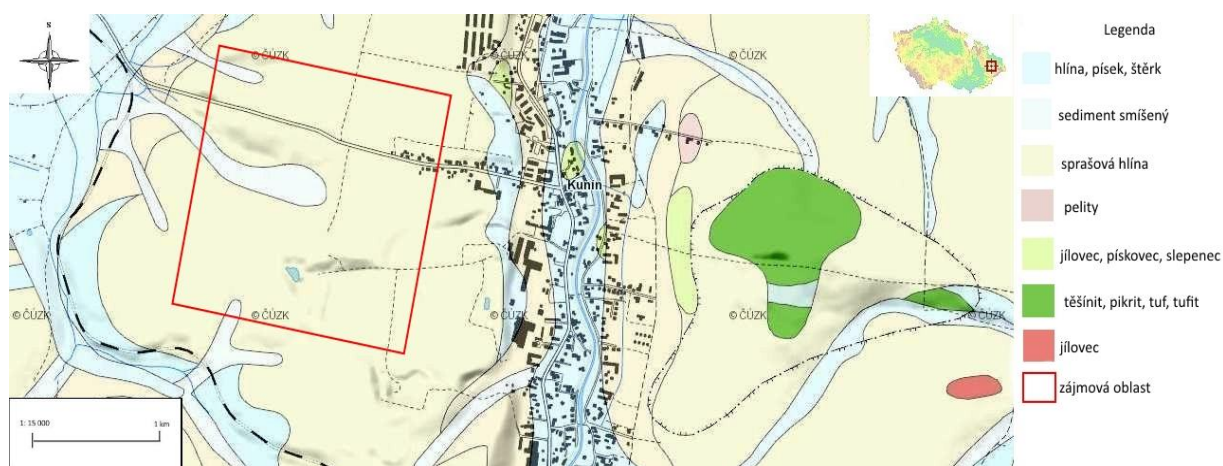
pásmo se dělí na dvě skupiny příkrovů, a to vnější menilito-krosněnskou skupinu příkrovů a magurskou skupinu příkrovů.



Obr. 2. Schéma regionálně-geologického členění Západních Karpat v ČR (podle Čtyřoký a Stráník, 1995), upraveno.

Do vnější menilito-krosněnské skupiny příkrovů se řadí jednotky předmagurská, zdounecká, ždánická, pouzdřanská, podslezská a slezská. V magurské skupině příkrovů se rozlišují jednotky račanská, bystrycká a bělokarpatská.

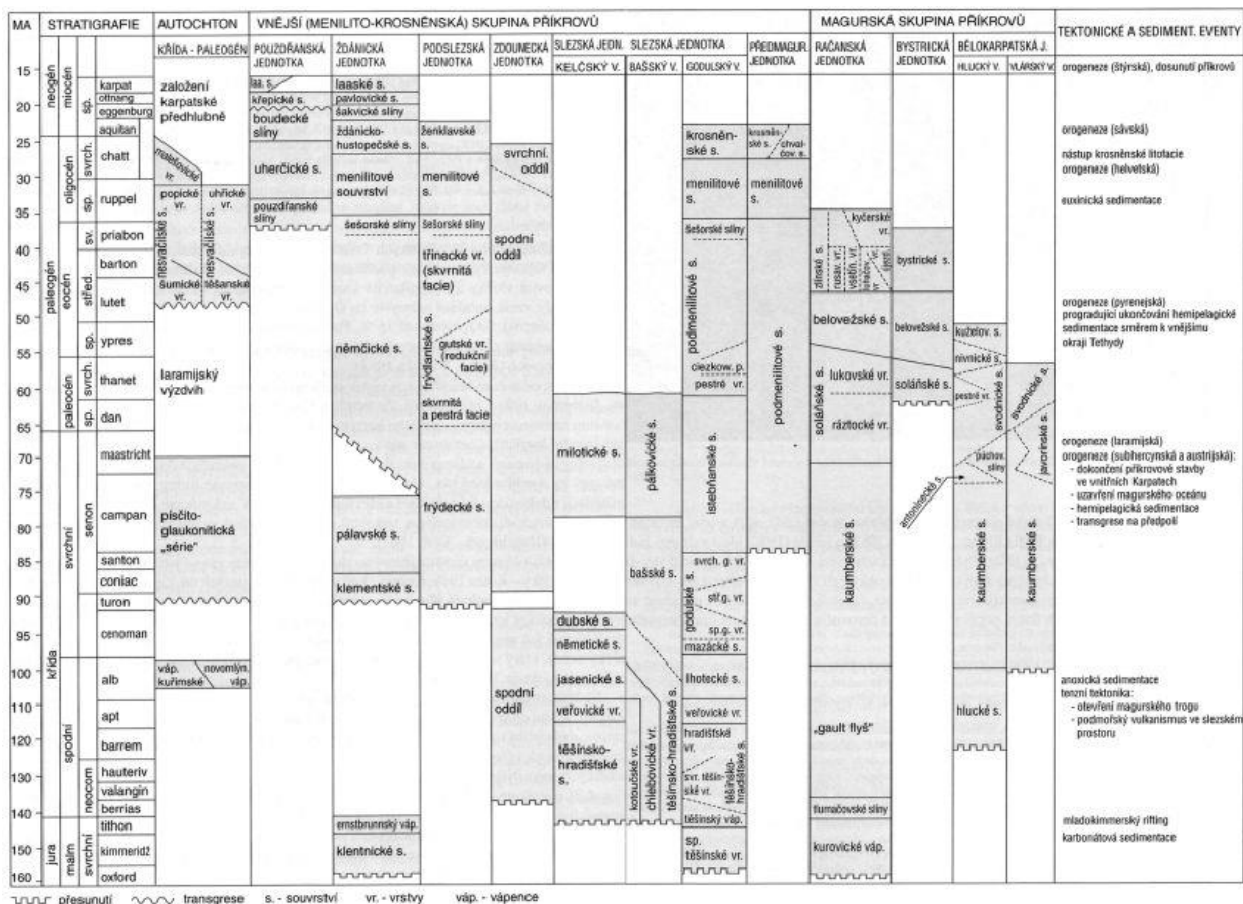
V blízkém okolí zájmové oblasti se nachází horniny slezské jednotky (godulského vývoje-hradišťského souvrství a vulkanity tešinitové asociace), podslezské jednotky (frýdeckého a frýdlantského souvrství) a kvartérní sedimenty (obr. 3) (Čtyřoký a Stráník., 1995; Mixa et al., 2016).



Obr. 3. Geologická mapa okolí zájmové oblasti nedaleko obce Kunín (www2, upraveno).

3.2 Slezská jednotka

Slezská jednotka je rozšířena v Moravskoslezských Beskydech a v Podbeskydské pahorkatině. Tvoří ji sedimenty stáří oxford (svrchní jura) až svrchní oligocén (obr. 4). Ve slezské jednotce rozeznáváme na základě faciální diference vývoje godulský, bašský a kelčský (Čtyřoký a Stráník, 1995). Svým stratigrafickým rozpětím má slezská jednotka výlučné postavení v celém oblouku vnějších Karpat (Menčík et al., 1983). Podle Chlupáče (2011), se vývoj na tyto tři faciální vývoje výrazněji projevuje až ve svrchnokřídových sedimentech. Úplný sled křídových sedimentů je doložen jen ve slezské jednotce. Přejít mezi jurskými a spodnokřídovými sedimenty lze pozorovat pouze ve slezské jednotce vnější skupiny příkrovů a v račanské jednotce magurské skupiny příkrovů. Podle Eliáše (et al., 2003) má slezská jednotka flyšových Západních Karpat jedny z nejstarších, relativně dokonalých litostratigrafických členění vrstevního sledu v celé karpatské soustavě.



Obr. 4. Stratigrafické schéma mezozoika a terciéru flyšového pásma Západních Karpat na Moravě a ve Slezsku (Brzobohatý a Stráník in Chlupáč et al., 2011).

3.2.1 Godulský vývoj

Rozpětí vrstevního sledu godulského vývoje je od svrchní jury do oligocénu. Řadí se zde spodní vrstvy těšínské, těšínské vápence, těšínsko-hradištské souvrství (svrchní těšínské a hradištské vrstvy), veřovické vrstvy, lhotecké vrstvy, godulské souvrství, istebňanské vrstvy, podmenilitové souvrství, menilitové souvrství a krosněnské vrstvy. Sedimentární výplň dosahuje mocnosti 6000 metrů (Menčík et al., 1983). V práci Eliáše (et al., 2003) byly navrženy změny některých vrstevních členů, jelikož předešlé nerespektují mezinárodní zásady a pravidla nomenklatury pro litostratigrafické klasifikace, protože tyto členy byly určeny v dřívějších dobách, kdy ještě neexistovaly zásady mezinárodní klasifikace. Jedná se o spodní vrstvy těšínské, jejichž nový název by měl být vendryňské souvrství a těšínsko-hradištské souvrství, které by mělo být zjednodušeno na souvrství hradištské.

Hradišťské souvrství má mocnost několik set až přibližně 1100 metrů. Souvrství je charakterizováno jako mocný soubor šedých až tmavošedých sedimentů, které odpovídají drobně rytmickému flyši s převahou pelitické složky. Vyskytují se zde i polohy masivních pískovců se slepenci nebo polohy hrubého rytmického písčitého flyše, např. pískovce hradišťského typu. Směrem do nadloží vápnitost klesá až k nevápnitým jílovcům (Eliáš et al., 2003). Sedimenty hradišťského souvrství jsou spjaty s horninami těšinitové asociace, které vytvářejí vulkanogenní komplex, skládající se z hypabysálních ložních žil, výlevných hornin i jejich pyroklastik (Menčík et al., 1983).

3.3 Podleszská jednotka

Hlavní rozšíření má podleszská jednotka v Podbeskydské pahorkatině a představuje zde vyválnovaný příkrov, jež je ploše přesunutý přes karpatskou předhlubeň. Ve svrchní křídě (turonu) až svrchním eocénu se vyznačuje faciálně diferenciovanou pelitickou sedimentací (Čtyřoký a Stráník, 1995). V podleszské jednotce se nachází sedimentární horniny svrchní křídly až oligocénu (Menčík et al., 1983). Podle Eliáše (1998) se podleszská jednotka člení na frýdecké souvrství, frýdlantské souvrství, menilitové souvrství a ženklavské souvrství.

Frýdecké souvrství je nejstarším litostratigrafickým celkem podleszské jednotky (Eliáš, 1998). Spodní hranice frýdeckého souvrství je tektonická s mocností přibližně 500 metrů (Buday et al., 1967). Převažují šedé až hnědošedé prachově písčité vápnité jílovce nad podřadnými polohami středně až jemnozrnných drobových a vápnitých pískovců. Jako nepravidelné vložky se vyskytují pelokarbonáty, které tvoří konkrecionální tělesa ploše čočkovitého až kulovitěho tvaru (Eliáš, 1998).

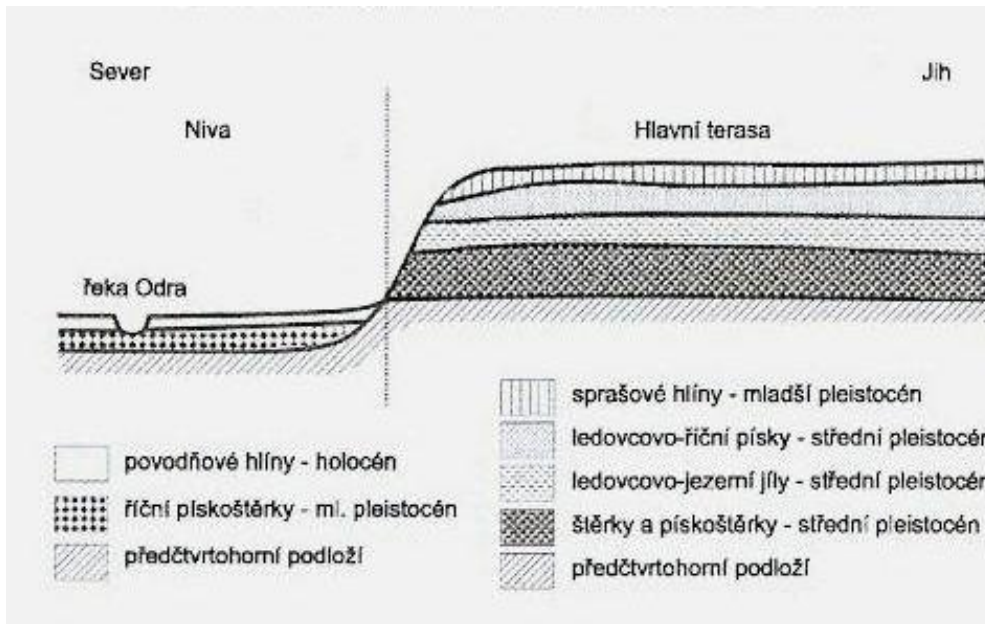
Frýdlantské souvrství je 800 metrů mocný celek, ve kterém došlo k významnému faciálnímu rozrůznění, které trvalo od svrchní křídly do svrchního eocénu. Rozeznáváme zde čtyři základní litofacie: facie skvrnitých jílovců, facie černošedých jílovců, facie pískovců a slepenců, facie pestrých jílovců. K vícenásobnému střídání jednotlivých typů sedimentů dochází v centimetrových až metrových mocnostech. Tato faciální proměnlivost je mimo jiné prisuzována původní členitosti pánevního dna (Eliáš, 1991).

3.2 Kvartér

Čtvrtohory neboli kvartér, jsou nejmladší a také nejkratší érou v geologické historii Země. Dělí se na dva útvary, a to pleistocén a holocén. Hlavním jevem pleistocénu je v Evropě opakované kontinentální zalednění (Zeman a Demek, 1984). Typické jsou také opakované klimatické výkyvy různé délky a intenzity, zejména chladných glaciálů (dob ledových) a teplejších interglaciálů (dob meziledových) (Musil, 2014). Začátek kvartéru je kladen 2,588 miliónu let do minulosti a stratotyp je stanoven na hoře San Nicola, nacházející se na Sicílii. Hranice mezi pleistocénem a holocénem je stanovena na 10 300 let před přítomností, avšak není podložena stratotypem (Gibbard et al., 2009).

Území Ostravska a oderské části Moravské brány patří svými mocně vyvinutými pokryvy kvartérního stáří k typickým kvartérním akumulacím oblastem České republiky. Mocnost sedimentů dosahuje až 100 metrů a obsahuje množství genetických typů, různé litologie i stáří. Nejdůležitějšími sedimenty z hlediska stratigrafického významu, mocností i rozšíření jsou sedimenty sálského a elsterského zalednění a sedimenty fluvialní, eolické a organické (Macoun et al., 1965).

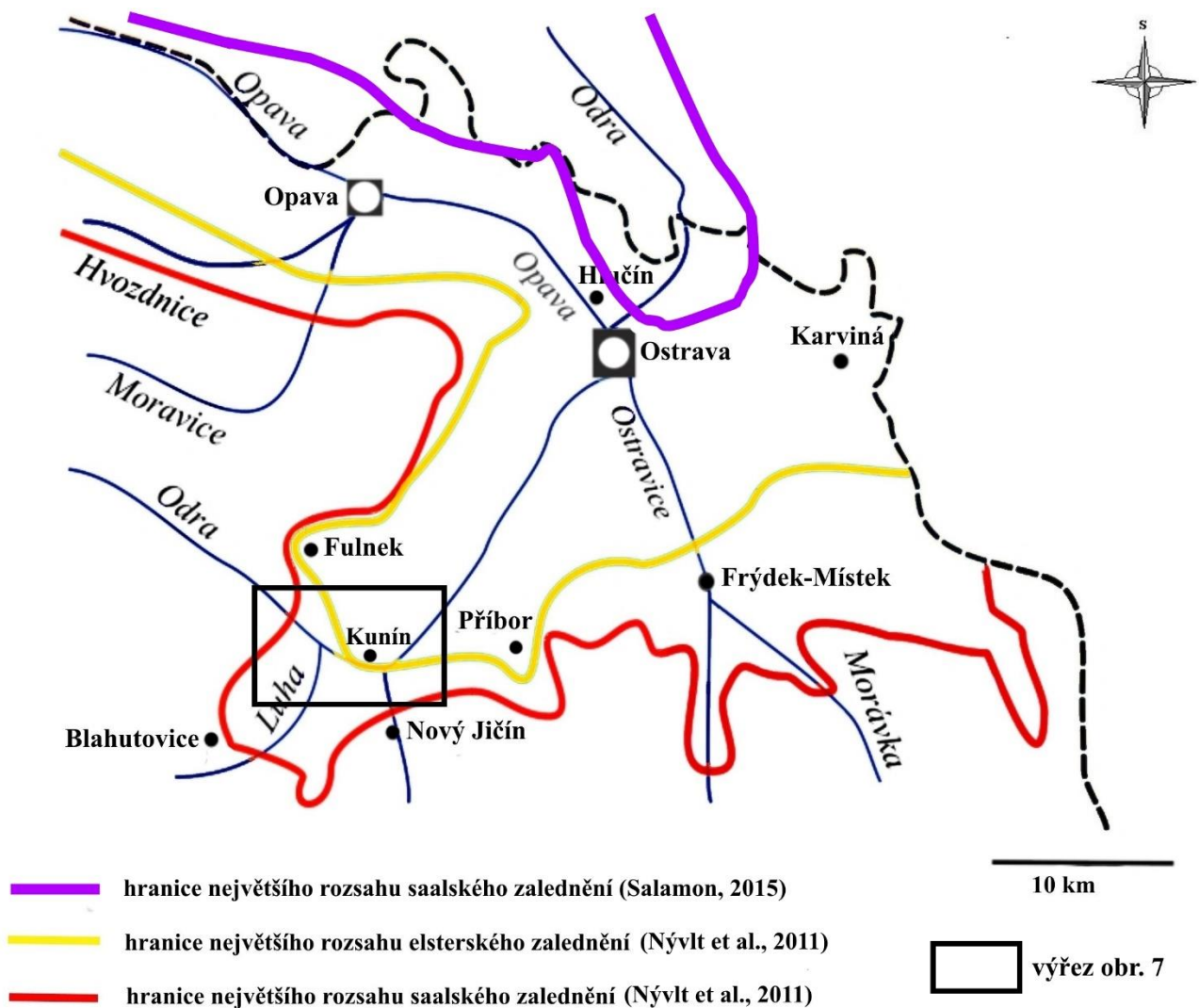
V oblasti se rozlišují dva typy ledovcových sedimentů. Prvním a méně častým jsou morénové štěrkopísky, které představují při postupu ledovce přemístěné starší štěrky, jež jsou glaci-fluvialního nebo fluvialního původu. Typické tilly jsou charakterizovány jako hnědavě žluté nebo žlutavě hnědé písčité hlíny, místy vápnité. Glaci-fluvialní sedimenty jsou svým rozsahem a mocností nejvýraznějšími uloženinami sálského ledovce na území ČR. Reprezentovány jsou zejména písčitymi štěrky a hrubými písky. Lokálně přecházejí do sedimentů glaci-lakustrinních. Ty se vyznačují horizontálním nebo subhorizontálním zvrstvením a menší mocností jednotlivých poloh. Typickým představitelem glaci-lakustrinních sedimentů jsou páskované jíly a varvity (Růžička, 1980).



Obr. 5. Schématický geologický řez terasou u Bartošovic nedaleko Kunína (Křenková, 2015).

Okraj podslezské a slezské jednotky či neogenní sedimenty tvoří hydrogeologicky nepropustné podloží hlavní terasy. V pleistocénu na ně sedimentovaly výrazně propustné fluviální štěrky a štěrkopísky (obr. 5). Ty jsou hlavním nositelem zvodnění celé terasy. Fluviální štěrky a štěrkopísky jsou překryty glacilakustrinními písky a jíly. Nejsvrchnější část tvoří málo propustné sprašové hlíny (Křenková, 2015).

V ledovcových sedimentech Moravské brány, v nadloží fluviální akumulace štěrků a štěrkopísků hlavní terasy, lze rozlišit další vřdčí stratigrafický horizont. Ten je charakterizován 6-12 metrů mocnými lakustrinními sedimenty, na který je místy vázán fosilní půdní komplex. Tyto sedimenty byly ukládány v období od kataglaciální fáze svrchního elsteru po anaglaciální fázi sálského glaciálu (Macoun, 1989). Mnoho mělkých jezer setrvalo v glacigenní pánvi během elsterského/sálského interglaciálu. Fluvio-lakustrinní, lakustrinní a organické uloženiny formovaly 6 až 12 metrů mocné sekvence, které reprezentují důležitý vřdčí horizont oddělující pozdně elsterské a sálské sedimenty (Růžička, 2004).



Obr. 6. Rozsah maximálního zalednění na severní Moravě a ve Slezsku. Podle (Nývlt et al., 2011, Salamon, 2015), upraveno.

Severoevropský ledovcový štít středně pleistocenního stáří k nám ze severu pronikl ve dvou etapách, a to v době elsterského (450 tisíc let BP) a v době sálského (300 tisíc let BP) zalednění (obr. 6 a 7). Rozšíření kontinentálního ledovce v Moravské bráně během sálského zalednění (Drenthe; ca 150 Kya dle Lauer a Weiss, 2018) bylo větší než během elsterského zalednění (Tyráček, 2011). Avšak podle Salomona (2015) bylo největší rozšíření kontinentálního ledovce v době elsterského zalednění a v době saalského zalednění kontinentální ledovec nepřekročil Středopolskou vrchovinu, ale pouze sklouzl dále na jih Slezskou nížinou. Avšak ne tak daleko, jak se domnívají čeští autoři (např. Tyráček, 2011; Nývlt 2016). Podle českých autorů (např. Macoun et al., 1965), kontinentální ledovec zcela vyplnil morfologické deprese Moravské brány, a dokonce dosáhl nadmořské výšky 320-350 m

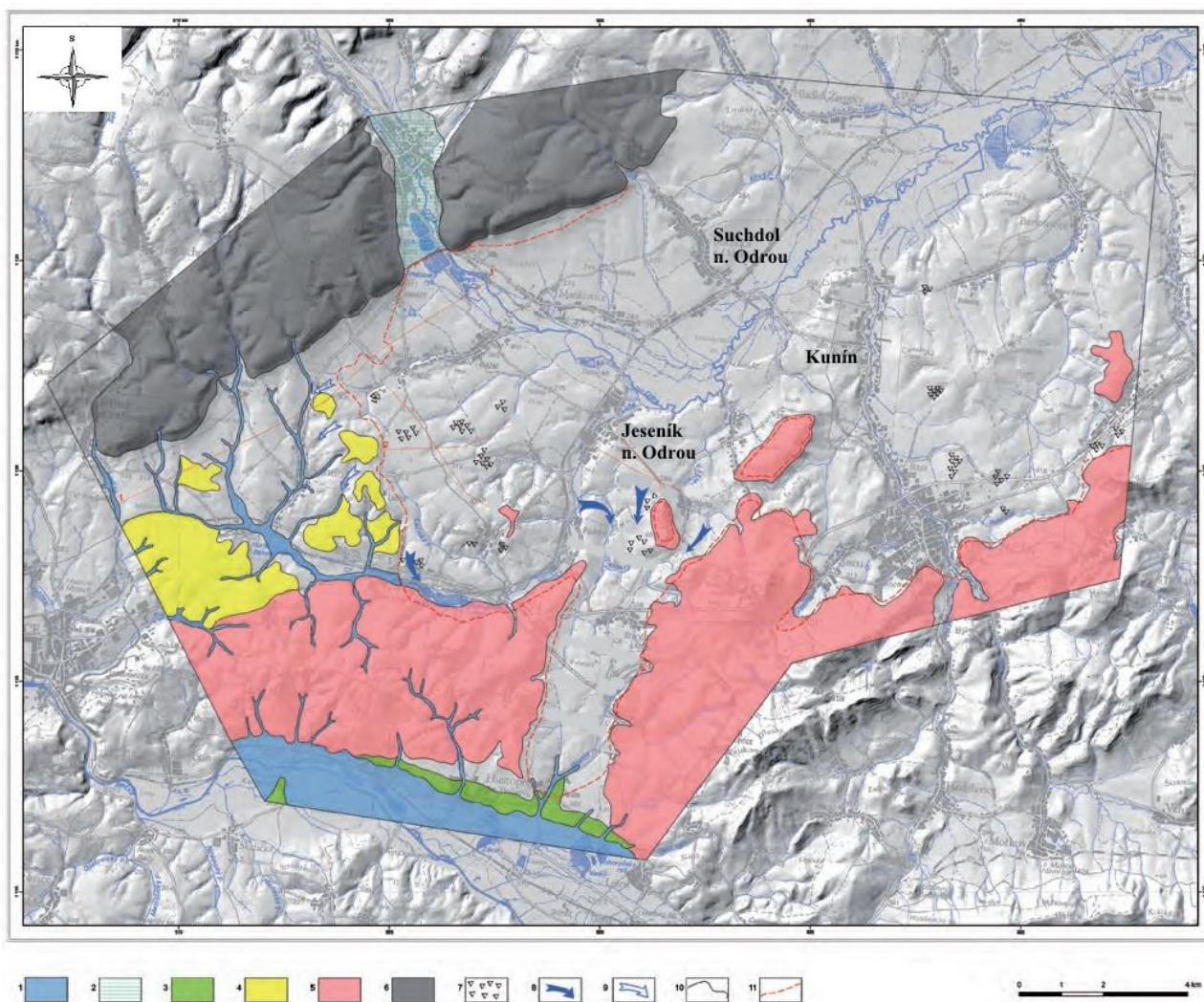
n. m. Salomon (2015) tvrdí, že sálské zalednění nepřekonalo náhorní rovinu Rybnik v Polsku, která se nachází mnohem více na sever a svědčí o tom, že kontinentální ledovec nebyl schopen překonat tuto relativně nízkou překážku, která se nachází 260-280 m n.m.

Na území Ostravska a oderské části Moravské brány jsou ve větším rozsahu zachovány sedimenty pouze z doby sálského zalednění. Glacifluviální, glacigenní a glacialakustrinní sedimenty elsterského zalednění jsou zachovány hlavně v depresích povrchu z doby před elsterským zaledněním, kde byly chráněny před pozdějším odnosem. Ledovec elsterského zalednění, který pronikal k jihu, postupoval z velké části po předkvartérním podloží. Toto podloží bylo zdrojem materiálu pro glacifluviální sedimentaci, která však nedosáhla takového rozsahu jako druhé zalednění sálské, kdy ledovec již postupoval přes písčité podloží z doby předchozího zalednění a také přes mocnější pokryvy spraší (Macoun et al., 1965).

Hranice maximálního ledovcového zalednění na našem území je také značena pomocí ledovcových uloženin nordických hornin, které jsou rozšířené na zemském povrchu. Tato linie je označována jako pazourková linie, jelikož nejběžněji se vyskytující materiál jsou pazourky dovlečené ledovcem z baltické oblasti (Nývtl et al., 2011). Avšak podle Salomona (2016) mohou být pazourky, jako vysoce odolný materiál, dovlečeny na velké vzdálenosti jako glacifluviální sedimenty a nesvědčí o jednoznačném kontinentálním zalednění v Moravské bráně.

Ve Vnějších Západních Karpatech jsou charakter a mocnost kvartérních sedimentů určeny typem reliéfu. Zejména hornatiny a vrchoviny jsou výraznými snosovými oblastmi a převládají zde deluvia, která mají v oblasti největší rozšíření s častým střídáním jemnějšího a hrubšího materiálu v důsledku klimatických změn. V pahorkatinách, kotlinách a brázdách se vyskytují sprašové a proluviální sedimenty. Plošně málo rozsáhlé jsou fluviální sedimenty, které tvoří terasové šterkopísky a v různých výškách nad řekou a sedimenty údolních den (Czudek, 1997).

Podle Macouna (1989), lze vysvětlit výškové disproporce v absolutních a relativních výškách mezi stratigrafickými ekvivalenty sedimentů v oderské bráně a přilehlé části příborské pahorkatiny na straně jedné a porubské bráně a fulnecko-vlkovické kotlině na straně druhé, jen neotektonickými pohyby.



Obr. 7. Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v Moravské bráně (Tyráček, 2011). 1- holocenní niva, 2- proglaciální jezero, 3- hlavní terasa, 4- neogén Karpatské předhlubně, 5- flyš Západních Karpat, 6- spodní karbon Českého masivu, 7- till, 8- směr odvodnění (potvrzené), 9- směr odvodnění (nepotvrzené), 10- geologická hranice, 11- hranice maximálního zalednění

4 Geofyzikální metody

Geofyzika je hraniční vědní obor, jenž staví na nových objevech geologie a fyziky, ve spojení s moderními metodami hromadného zpracování dat (Mareš et al., 1990). Vyčleňuje se teoretická geofyzika, jež zkoumá problémy spojené s celým zemským tělesem a geofyzika užitá, která se zabývá průzkumem a výzkumem svrchních částí zemské kůry. V užití geofyzice se studují fyzikální pole, která jsou ovlivněna různými fyzikálními vlastnostmi hornin a nerostů (Mašín a Válek, 1963). Podle použitého geofyzikálního principu a charakteru pole se užitá geofyzika dělí na metody gravimetrické, magnetometrické, geoelektrické, seismické, radiometrické, metody jaderné geofyziky a geotermické metody (Mareš et al., 1990). Velkou výhodou geofyziky je ta, že většina měření ohledně podpovrchové části země, mohou být prováděna na povrchu (Musset a Khan, 2000).

4.1 Georadar

Georadar z anglického GPR (Ground Penetrating Radar) je jeden z nejčastěji používaných geofyzikálních nástrojů pro mělký podpovrchový průzkum (Witten, 2006). Georadar se stal velice populárním nástrojem při řešení sedimentologických studií. Výhody dnes používaných georadarů jsou jejich nízká váha, přenosnost, robustnost a jejich digitální rozhraní (interface). Navíc měřená data mohou být sledována v reálném čase, což umožňuje kvalitní výsledky zhodnocené přímo v terénu (Bristow a Jol, 2003). Georadar umožňuje průzkum pro relativně velké území v krátkém časovém úseku s výborným podpovrchovým rozlišením (Campana a Salvatore, 2009).

4.1.1 Princip georadaru

Georadar je elektromagnetická geofyzikální metoda. Princip je založen na opakovaném vysílání elektromagnetických vln do podloží, které se odráží na rozhraních a na povrchu je přijata jejich odezva. Vysokofrekvenční signály jsou rapidně tlumeny s přibývajícím hloubkou a jejich intenzita se s delší vzdáleností obecně snižuje (Lowrie, 2007). Georadar se skládá z řídicí jednotky, antény (přijímače a vysílače), baterie a displeje. Vysílač je zdrojem elektromagnetických vln, které vznikají transformací elektrického signálu z napájecího vedení. Odražené vlny jsou poté detekovány přijímací anténou (Sharma, 1999). Vysílač produkuje

extrémně krátké pulsy vln, které trvají pouze pár nanosekund. Tyto pulsy mají frekvence v rozmezí 25 až 2600 Mhz a platí, že čím kratší puls, tím vyšší je frekvence (Mussett a Khan, 2000).

Frekvence georadaru se liší podle účelu průzkumu (obr. 8), avšak v geologii se standartně používá frekvence od 10 do 1200 Mhz (Camapana a Salvatore, 2009). Metoda georadaru využívá reflexe malých pulsů elektromagnetické energie, které jsou v rozmezích frekvencí přibližně 50 % pod a 50 % nad určitou specifikovanou frekvencí. To znamená, že typický 100 MHz signál má významný obsah nízkých frekvencí okolo 50 MHz a vysokých frekvencí okolo 150 MHz (Milsom, 2003).

Center Frequency	Depth of Penetration*	Typical Applications
2600 MHz	to 0.4 m (12 in)	Concrete Evaluation
2000 MHz Palm	to 0.4 m (12 in)	Concrete Evaluation
1600 MHz	to 0.5 m (18 in)	Concrete Evaluation
900 MHz	0-1 m (0-3 ft)	Concrete Evaluation, Void Detection
400 MHz	0-4 m (0-12 ft)	Utility, Engineering, Environmental, Void Detection
270 MHz	0-6 m (0-18 ft)	Utility, Engineering, Geotechnical
200 MHz	0-9 m (0-30 ft)	Geotechnical, Engineering, Environmental

Obr. 8. Frekvence různých typů vysílačů, jejich hloubka dosahu a příklady užití (Geophysical Survey Systems Inc., 2015).

Elektromagnetický puls je odražen zpět k povrchu od rozhraní a materiálů, které mají odlišné dielektrické vlastnosti. Tyto rozdíly jsou časté kvůli změně v obsahu vody společně s rozdílným typem sedimentu, velikostí zrn, porozitě a kompakci. Časová prodleva mezi vyslaným a přijatým signálem je závislá na hloubce odrazu a rychlosti elektromagnetického signálu (obr.9), ten je závislý na elektrické konduktivitě neboli vodivosti a dielektrické konstantě (Bristow a Jol, 2003). Rychlost vln závisí na materiálu, kterým vlny prochází. Jejich rychlost je ve vzduchu 300 000 km/s. Rychlost v zemi je nižší o velikost, která závisí na relativní permitivitě (zvaná také dielektrická konstanta ϵ_r). Hodnota ϵ_r , je pro většinu hornin v rozmezí od 3 do 40 (Musset a Khan, 2010).

Materiál	Relativní permitivita, ϵ_r	Konduktivita, σ (mS/m)	Rychlost (m/ns)	Vlnová délka (m)	
				frekvence 50 Hz	Frekvence 1000 Hz
Vzduch	1	0	0.30	6	0.3
Pramenná voda	81	0.5	0.033	0.66	0.033
Mořská voda	81	3000	0.01	0.2	0.01
Led	3.2	0.01	0.16	3.2	0.16
Jíl	25-40	50-100	0.5-0.6	10-12	0.5-0.6
Granit	4-6	0.01	0.1-0.12	2-2.4	0.1-0.12
Vápenec	4-8	0.5-2	0.1-0.12	2-2.4	0.1-0.12
Nenasycený písek	3-6	0.01	0.15	3	0.15
Nasycený písek	20-30	0.1-1	0.06	1.2	0.06
Břidlice	5-15	1-100	0.09	1.8	0.09
Prachovce	5-30	1-100	0.07	1.4	0.07

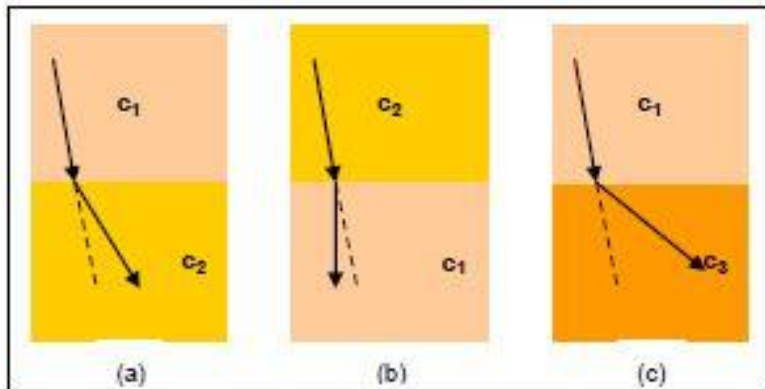
Obr. 9. Rychlost šíření elektromagnetických vln v závislosti na konduktivitě a relativní permitivitě (Bristow a Jol., 2003).

Důležitou vlastností je také elektrická konduktivita, která ovlivňuje pronikání elektromagnetických vln prostředím. Vlny se stávají slabšími, jak prostupují horninovým prostředím, jelikož jsou absorbovány. Elektromagnetické vlny mohou cestovat neomezeně například vesmírem, ale jsou absorbovány, jakmile prochází vodičem, což jsou všechny horniny (Musset a Khan, 2010; Alsharahi, 2016). Relativní magnetická permeabilita také ovlivňuje pronikání elektromagnetických vln prostředím, ale relativní permeability většiny materiálů měřených georadarem jsou blízké hodnotě 1, tudíž je tato hodnota zanedbatelná (Milsom, 2003).

Pokud je část původního vyslaného signálu odražena zpět k povrchu, tak dochází k dalšímu slábnutí skrz materiál, kterým vlny prochází zpět, než jsou zaznamenány na povrchu. Předtím než je vlna detekována jako odraz musí mít nejen podpovrchové rozhraní dostatečný elektrický kontrast na jejich hranici, ale také musí být v hloubce, kde je stále dostatečná energie vln k odrazu (Conyers, 2009).

Dalším důležitým prvkem georadaru je refrakce a reflexe elektromagnetických vln. Refrakce se může objevit kdykoliv, když elektromagnetické vlny prochází z jednoho materiálu, který má určitou vlnovou rychlost (elektrickou permitivitu), do materiálu o jiné vlnové rychlosti. Tento rozdíl způsobuje lom paprsku (obr. 10). Množství lomených paprsků, které se objeví, když vlna prochází z jednoho prostředí do druhého, je úměrná poměru vlnových rychlostí v obou prostředích. Vztah mezi množstvím lomených paprsků, které se objeví

a poměru vlnových rychlostí je známo jako Snellovo pravidlo a tento poměr jako index refrakce (Witten, 2006).



Obr. 10. Ilustrace efektu indexu lomu dopadajícího paprsku (Witten, 2006).

Paprsek, který míří z prostředí o vlnové rychlosti c_1 do prostředí mající vlnovou rychlost c_2 vyšší než c_1 , se láme k horizontálnímu rozhraní mezi dvěma prostředími. Tento jev se nazývá lom od kolmice. Pokud paprsek míří z oblasti vyšší vlnové rychlosti c_2 do prostředí o nižší vlnové rychlosti c_1 , tak se paprsek láme směrem pryč od horizontálního rozhraní (lom ke kolmici). Při průchodu paprsku s vlnovou rychlostí c_1 do prostředí s rychlostí c_3 , kde c_3 je větší jak c_2 , dojde k většímu lomu paprsku (Witten, 2006).

Procento vyslané radarové energie odraženého od rozhraní je dáno velikostí cíle a koeficientem odrazu (Milsom, 2003). Pokud je reflexní koeficient roven hodnotě 1, znamená to, že všechna vyslaná energie je odražena. Jakýkoliv koeficient blízko hodnotě 1 značí, že většina vyzářené energie je odražena. Vlnová rychlost má také klíčovou roli ve smyslu odrazu. Čím větší je rozdíl ve vlnových délkách, a tím větší koeficient odrazu, tím více energie je odraženo od rozhraní (Witten, 2006).

Pro georadarový výzkum existují dva typy sběru dat a to krokový režim a kontinuální režim. Krokový režim je využíván pro většinu georadarových prací, kde jsou požadována vysoká rozlišení a kvalita dat. Při tomto měření se georadar posunuje po měřeném profilu ve stejných vzdálenostech. Kontinuální sběr dat není doporučován pro detailní sedimentární studie, kvůli špatnému kontaktu mezi zemí a anténou, která registruje neustále, avšak má kvůli pohybu antény sníženou kvalitu záznamu (Bristow a Jol, 2003).

4.2 Elektrická odporová tomografie (ERT)

Elektrická odporová tomografie neboli ERT (z anglického electrical resistivity tomography) je dvourozměrná geofyzikální technika mělkého podpovrchového průzkumu podloží, která má vysoký stupeň rozlišení. Měření pomocí elektrické odporové tomografie se zakládá na výpočtu rozložení odporů pod povrchem. Mezi párem elektrod se měří elektrický potenciál, který je dán průchodem stejnosměrného proudu mezi dalším párem dvou elektrod (Tábořík a Pánek, 2010). Odporové profilování je jedna ze základních geoelektrických metod. Při použití této metody lze vytvářet různá uspořádání proudových a měřících elektrod, což se jeví jako vhodné z hlediska řešení daného problému i metodiky terénních prací (Mareš et al., 1990). Jedním z vývojų posledních let je užívání 2D elektrického profilování pro výzkum oblastí s různorodou geologií. Měření probíhají v přímé linii za použití velkého počtu elektrod, které jsou připojeny pomocí multielektrodového kabelu (Loke, 1999).

Ohmův zákon je základní vztah mezi třemi fyzikálními veličinami, které se používají při měření elektrické odporové tomografie. Jsou to elektrický proud, napětí a odpor. Elektrický proud (I) je množství proudu elektrického náboje, který projde za jednotku času určitým průřezem. Jednotka elektrického proudu je ampér (A). Jakýkoliv zdroj elektrického proudu, například baterie, produkuje elektrický proud a pokud zde není proud, není zde tok elektrické energie.

Napětí je definováno jako množství práce elektrického zdroje, například baterie, která zajišťuje, aby elektrický proud měl tok na určitou vzdálenost. Jednotkou napětí je volt (V). Napětí je závislé na vzdálenosti, kterou proudí elektrický proud, proto měření napětí probíhá mezi dvěma body. Třetí veličinou je odpor (R), který kvantitativně definuje, jak daný materiál zadržuje elektrický proud. Jednotkou je ohm (Ω) (Witten, 2006). Obrácenou hodnotou odporu je konduktivita (Musset a Khan, 2000).

Základním parametrem, který určuje možnosti geoelektrických metod je měrný odpor neboli rezistivita (ρ) s jednotkou $\Omega \cdot m$. Měrný elektrický odpor hornin je ovlivněn zejména mineralogickým složením, porozitou, stupněm nasycení hornin vodou, mineralizací vody zaplňující póry, strukturou a texturou hornin, a v neposlední řadě teplotou a tlakem (Mareš et al., 1990). Podle Lowrieho (2007), je odpor hornin silně ovlivněn podzemní vodou, jelikož se chová jako elektrolyt. Tento jev je velice důležitý v porózních sedimentech a celkově

sedimentárních horninách. Minerály, které formují matrix horniny jsou všeobecně slabší vodiče než podzemní voda, takže se zvyšuje konduktivita sedimentů s přibývajícím obsahem spodní vody. Toto je závislé na porozitě hornin a nasycení hornin vodou.

Odporové hodnoty mají daleko větší rozsah ve srovnání s jinými fyzikálními vlastnostmi, které jsou měřeny geofyzikálními metodami. Odporové hodnoty hornin a půd se mohou v měřené oblasti lišit až o několik řádů (obr. 11). Proto jsou odporové a jiné elektrické metody v tomto ohledu velice univerzální geofyzikální technikou (Loke, 1999).

Material	Resistivity ($\Omega \cdot m$)	Conductivity (Siemen/m)
Igneous and Metamorphic Rocks		
Granite	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalt	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2.5 \times 10^{-8} - 1.7 \times 10^{-3}$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Sedimentary Rocks		
Sandstone	$8 - 4 \times 10^3$	$2.5 \times 10^{-4} - 0.125$
Shale	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0.05$
Limestone	$50 - 4 \times 10^2$	$2.5 \times 10^{-3} - 0.02$
Soils and waters		
Clay	1 - 100	0.01 - 1
Alluvium	10 - 800	$1.25 \times 10^{-3} - 0.1$
Groundwater (fresh)	10 - 100	0.01 - 0.1
Sea water	0.2	5
Chemicals		
Iron	9.074×10^{-8}	1.102×10^7
0.01 M Potassium chloride	0.708	1.413
0.01 M Sodium chloride	0.843	1.185
0.01 M acetic acid	6.13	0.163
Xylene	6.998×10^{16}	1.429×10^{-17}

Obr. 11. Odporové hodnoty běžných hornin a minerálů (Loke, 1999).

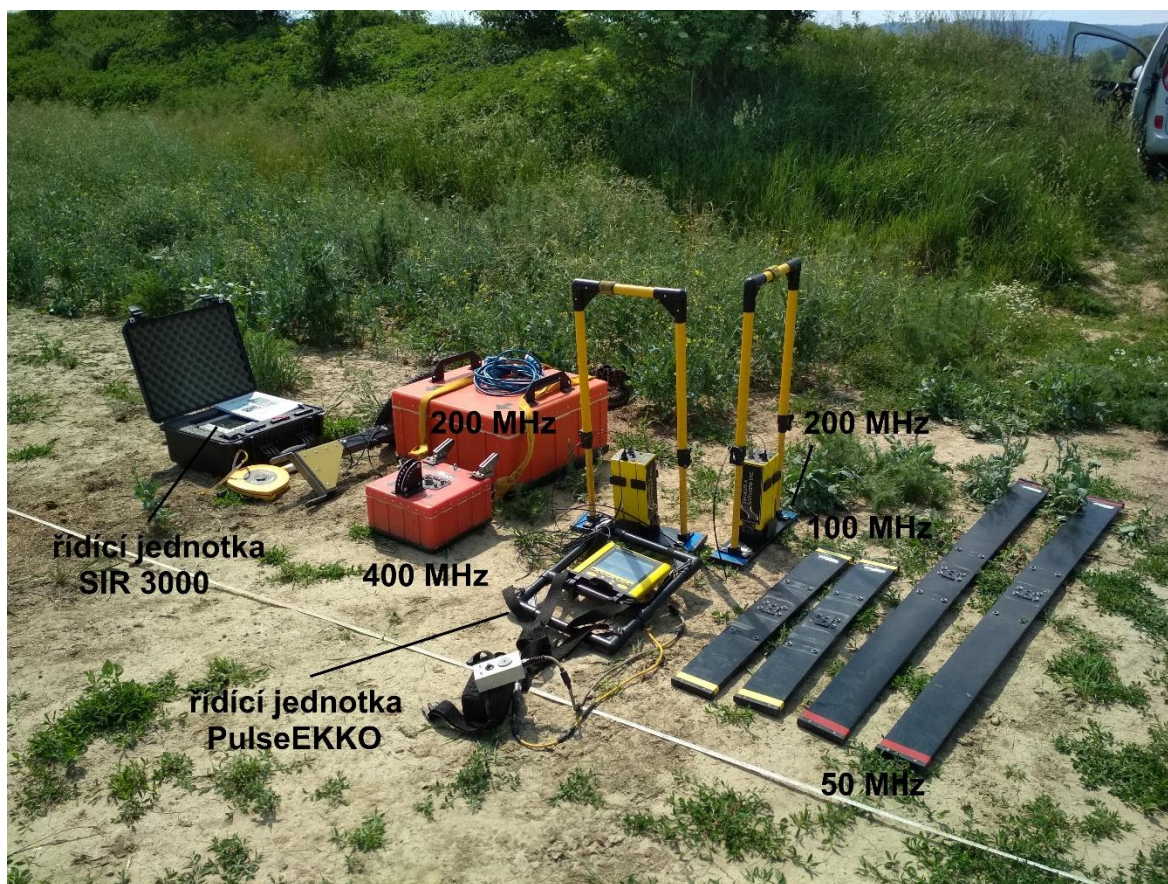
Pro potřeby terénních prací existují různé typy konfigurací elektrod. Nejběžněji používaná uspořádání jsou Wennerovo, Schlumbergovo, pól-dipól, dipól-dipól a gradientové (Sharma, 1997). Různé typy zapojení jsou obvykle vybírány alespoň částečně pro jejich hloubkovou penetraci, ale tu je téměř nemožné přesně definovat, protože hloubka průniku závisí na podložních vrstvách a také na vzdálenosti mezi elektrodami (Milsom, 2003). Wennerovo uspořádání je poměrně citlivé na vertikální změny v podpovrchovém odporu pod centrem zapojení, avšak je méně citlivé na horizontální změny odporu. Všeobecně tedy platí, že Wennerovo zapojení je dobré v odhalování horizontálních struktur, ale relativně špatné

v odhalování úzkých vertikálních struktur (Loke, 1999). Wennerovo uspořádání je standartní a široce užívané (Milsom, 2003). Schlumbergovo zapojení je měřeno pomocí potenciálových elektrod, které jsou fixovány na středovém bodě, zatímco proudové elektrody jsou systematicky posunovány (Sharma, 1999). Uspořádání Wenner-Schlumberger je kombinací dvou výše zmíněných zapojení. V praxi to znamená, že toto zapojení je dobře citlivé jak na horizontální, tak i vertikální struktury, což z něj činí dobrý kompromis pro měření, kde se předpokládají oba typy struktur. Zapojení pól-dipól má relativně dobré horizontální pokrytí, avšak má značně vyšší sílu signálu ve srovnání se zapojením dipól-dipól a není tak citlivý na šum ve srovnání se uspořádáním pól-pól. Síla signálu je nižší v porovnání se zapojením Wenner-Schlumberger, ale vyšší než u zapojení dipól-dipól (Loke, 1999).

5 Metodika

5.1 Georadar

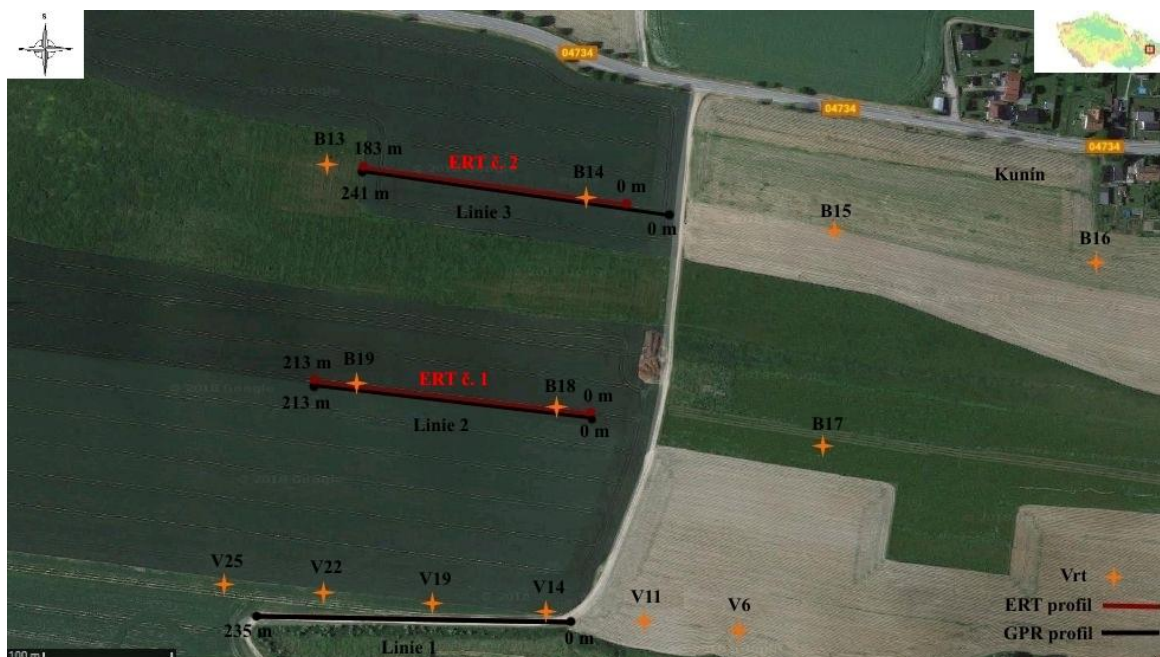
Pro měření na lokalitě Kunín byly použity dva georadary (obr. 12). Prvním je georadar SIR 3000 od firmy Geophysical Survey Systems, Inc. Druhým použitým georadarem byl přístroj pulseEKKO od firmy Sensors a Software, Inc. Všechna naměřená data byla zpracována stejným způsobem v programu ReflexW (Sandmeier, Inc.). Přepočet TWT (two way traveltime) na hloubku byl proveden rychlostní analýzou naměřených dat pomocí tvaru hyperbol. Za účelem odstranění šumu a vylepšení výsledného signálu byly v programu použity standardní filtrace (background removal, static correction, bandpassfrequency). Výrobce georadaru SIR3000 uvádí maximální hloubku penetrace pro 200 MHz anténu 9 m a pro 400 MHz anténu 4 m (Geophysical Survey Systems Inc., 2015). Výrobce georadaru PulseEKKO neuvádí maximální hloubku penetrace, uvádí pouze orientační hodnoty hloubky měření. Ty by se pro 50 MHz, 100 MHz a 200 MHz antény měly pohybovat kolem 30 m, 19 m a 10 m (Sensors & Software Inc., 2018).



Obr. 12. Georadary při měření na lokalitě Kunín. Foto: Michal Šulc.

Při měření georadarem GSSI SIR 3000 byly použity antény 200 MHz a 400 MHz. Měření byla provedena v kontinuálním režimu. To znamená, že prvně byl vytyčen profil pomocí pásma a georadar se po něm následně táhl. Při samotném měření je georadar tažen co nejblíže povrchu země při konstantní rychlosti. Kontrola měřených dat probíhá in situ pomocí digitální obrazovky, na které se zobrazuje měřený obraz podloží. Před samotným měřením je důležité propojit pomocí kabelu samotný georadar a řídicí jednotku. Následně je zvolen mód „geology scan“ a nastaví se parametry měření. Pro měření bylo nastaveno: dielektrická konstanta 20, vzorkování 512 a nastavení hloubky, které bylo pro anténu 200 MHz deset metrů a pro 400 MHz anténu šest metrů. Celkově bylo na lokalitě Kunín naměřeno georadarem SIR 3000 šest profilů ve 3 liniích (obr. 13). Na každé linii byla použita 200 MHz i 400 MHz anténa. Linie 1 má délku 235 metrů, linie 2 má délku 213 metrů a linie 3 je dlouhá 241 metrů.

Při měření georadarem pulseEKKO byly použity antény 50 MHz, 100 MHz a 200 MHz. Georadar pulseEKKO funguje na bodovém principu. To znamená, že na vytyčeném profilu se lyžiny pohybují po dané metráži a měří se po dané délce. U 50 MHz antény byla tato vzdálenost 1 metr, u 100 MHz antény byla vzdálenost 0,5 metru a u 200 MHz antény vzdálenost posunu po profilu činila 0,25 metru. Při každém posunu o danou délku se zastaví, zmáčkne se tlačítko měření, které trvá přibližně 3 vteřiny a po skončení měření se posunuje dál a takto se pokračuje až na konec profilu. Georadarem pulseEKKO byly na linii 1 naměřeny celkem 3 profily. Každý profil s jednou anténou.



Obr. 13. Umístění ERT a GPR profilů na lokalitě Kunín.

5.2 Elektrická odporová tomografie

S ohledem na potenciálně těžko interpretovatelné výsledky metody GPR jsem jako doplňkovou metodu použil i elektrickou odporovou tomografii (ERT), využitelnou pro geofyzikální průzkum kvartérních sedimentů (např. Mackens et al., 2017).

Na lokalitě Kunín byl použit automatický geoelektrický systém ARES (obr. 14) od firmy GF Instruments. Systém se skládá z řídicí jednotky, ocelových elektrod, multi-elektrodových kabelů, T-kusu, který slouží pro propojení řídicí jednotky a multielektrodového kabelu a externí baterie, která napájí celý systém. Na zájmové lokalitě byly naměřeny 2 profily. Profil na linii 2 má délku 213 metrů. Profil na linii 3 má délku 183 metrů. U obou měření byla použita metoda Wenner-Schlumberger s délkou impulsu 0,5 s a sčítání dat ze 4 měření v každém bodě. Rozstup elektrod byl u obou profilů 3 metry. Pro potřeby doplnění topografie byly profily zaměřeny a hodnoty nadmořské výšky zaznamenány. Naměřená data byla stažena do PC a následně zpracována v programu RES2DINV, který pracuje s inverzí dat z jednotlivých pseudosekcí za použití interpolace metodou nejmenších čtverců. Následně byly vytvořeny 2D inverzní modely rozložení měrného odporu s topografií.



Obr. 14. Řídicí jednotka ARES při měření na lokalitě Kunín. Foto: Michal Šulc.

5.3 Zpracování dat v programu Rockworks16

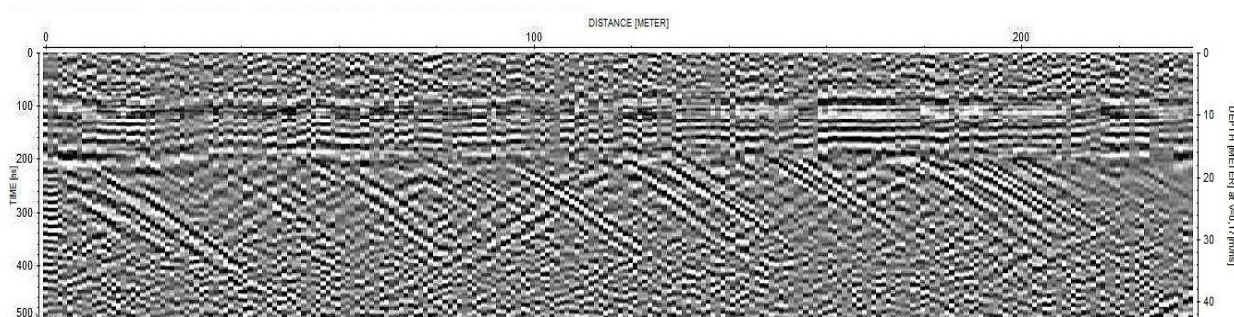
Pro srovnání s výsledky z geofyzikální prospekce jsem vypracoval podrobný přehled kvartérních sedimentů na základě starších vrtných průzkumů. Pro zpracování vrtných dat a vytvoření litologických modelů zájmové oblasti by použit program Rockworks16 (Rockware, Inc.). Vrtná data byla získána z archivu Geofondu (Česká geologická služba), který se nachází v Praze. Vrtná data pochází z dokumentu – Průzkum cihlářských surovin (1954): Kunín I. – Národní podnik Brno a Průzkum cihlářských surovin (1959): Kunín III. – Národní podnik Brno.

Celkově bylo hodnoceno 108 vrtů z okolí zájmové oblasti. Vrtná data byla následně zpracována v tabulkovém editoru (MS Excel). Pro rozhraní programu Rockworks16 bylo nutné shromáždit data ke každému vrtu zvlášť. Jednalo se o název vrtu, GPS souřadnice ve formátu S-JTSK (x, y souřadnice), nadmořskou výšku a hloubku vrtu. Pro litologické modely bylo třeba zpracovat jednotlivé vrty podle názvu vrtu, litologických hranic vrtu, a to hloubky od – do daného litologického rozhraní a názvu litologické jednotky. Po manuálním zpracování dat v MS Excel byla data nahrána do rozhraní programu Rockworks16. Pro tvorbu modelů bylo zapotřebí nastavit každé litologické jednotce její unikátní kód, název, barvu a šrafu. Následně byly vytvořeny výsledné modely (3D model vrtů, litologický model, fence diagram) zájmové oblasti, které program po zadání vstupních parametrů a dalších možností v nastavení vygeneruje automaticky.

6 Výsledky

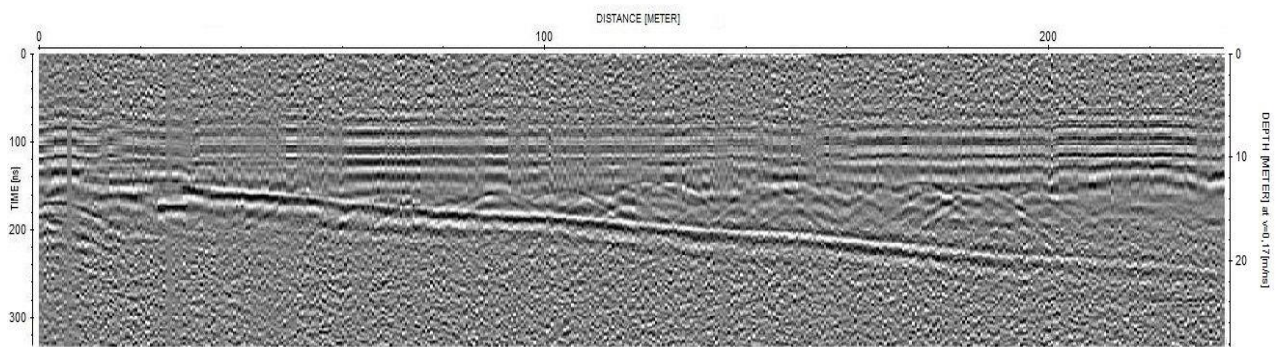
6.1 Georadar

Na linii 1 byl naměřen profil č. 1, který má délku 235 metrů. Profil byl měřen georadarem pulseEKKO s anténou o frekvenci 50 MHz. Ve svrchní části radargramu v časovém intervalu od 0 ns do 100 ns jsou vidět subhorizontální reflektory, které pravděpodobně odpovídají sprašovým hlinám. Přibližně od 100 ns do 200 ns je viditelná jasně ohraničená horizontálně uložená vrstva s výraznějšími sériemi odrazů (obr. 15). Při přepočtu TWT (two way traveltime) na hloubku, tato vrstva odpovídá hloubce 8,5 až 17 metrů a pravděpodobně se jedná o písčité jíly nebo písky. Od časového intervalu 190 ns do 230 ns se na radargramu vyskytují hyperbolické odrazy, které značí polohu hrubšího materiálu, pravděpodobně štěrků. Pod touto polohou se signál vytrácí a hlouběji do podloží nelze signál interpretovat.



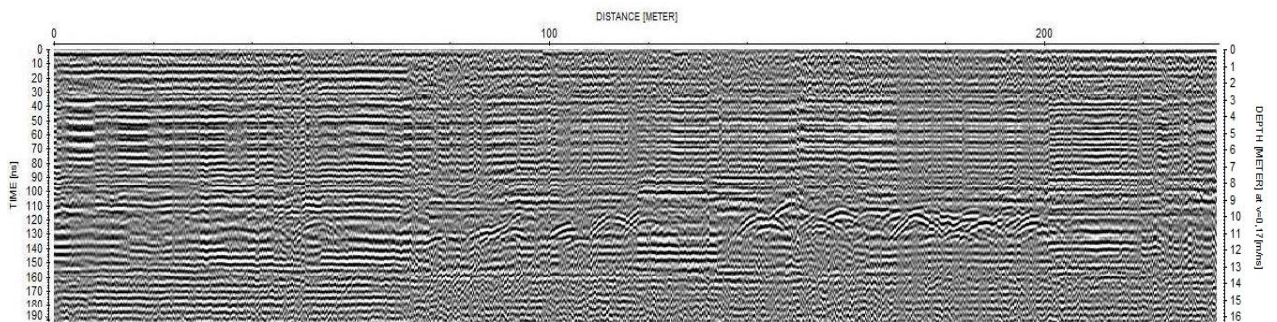
Obr. 15. Radargram č. 1. na linii 1. Georadar pulseEKKO s anténou 50 MHz.

Profil č. 2 na linii 1 má délku 235 metrů. Tento profil byl měřen georadarem pulseEKKO s anténou o frekvenci 100 MHz. Ve svrchní části radargramu v časovém intervalu od 0 do přibližně 70 ns jsou patrné slabé reflektory, které lze charakterizovat jako sprašové hlíny či jíly. Časová hodnota 70 ns odpovídá hloubce přibližně 6 metrů. Přibližně od 70 ns do 140 ns lze pozorovat silnější sérii reflektorů, které se jeví jako písčité jíly či písky. Přibližně od času 140 ns do 160 ns, který odpovídá hloubce necelých 12 až 13,5 metrů, se objevují hyperbolické odrazy, které s největší pravděpodobností reflektují polohu štěrků (obr. 16). Skoro celým profilem se od 150 ns do 250 ns táhne mírně ukloněný reflektor, který se jeví jako chyba měření.



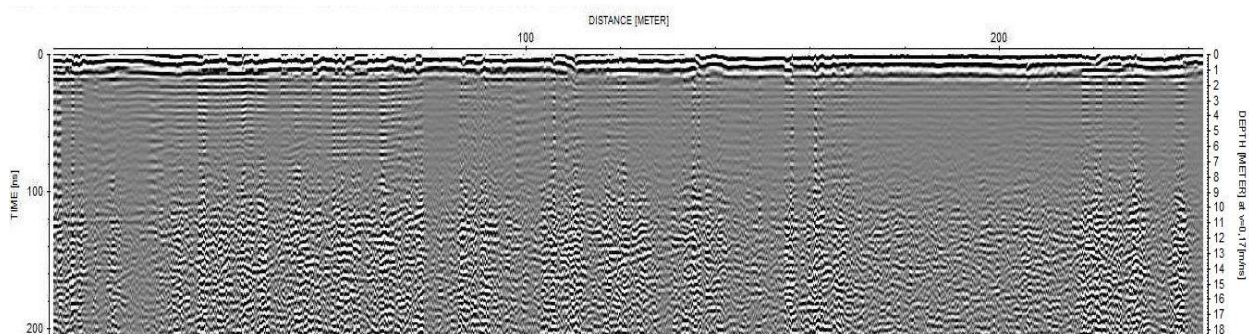
Obr.16. Radargram č. 2. na linii 1. Georadar pulseEKKO s anténou 100 MHz.

Profil č. 3 na linii 1 má délku 235 metrů. Daný profil byl měřen georadarem pulseEKKO s anténou o frekvenci 200 MHz. Ve svrchní části do 40 ns se vyskytují méně výrazné reflektory, které postupně zesilují až do časového intervalu 110 ns, který odpovídá hloubce kolem 9 metrů. Ve svrchní části by se mělo jednat o sprašové hlíny, které přechází do písčitých jíílů a v hloubce 120 ns až 140 ns se objevují hyperbolické odrazy, které indikují polohu štěrků (obr. 17).



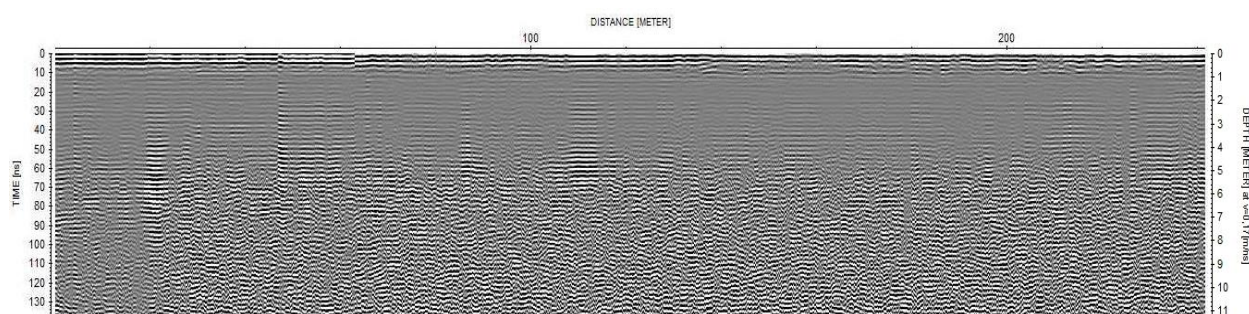
Obr. 17. Radargram č. 3. na linii 1. Georadar pulseEKKO s anténou 200 MHz.

Profil č. 4 na linii 1 má délku 235 metrů. Tento profil byl naměřen georadarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 200 MHz. Ve svrchní části profilu do 20 ns jsou viditelné výrazné reflektory, které jsou charakterizovány jako vrstva ornice (obr. 18). Od 20 ns do přibližně 100 ns jsou jen zřídka zřetelné výraznější reflektory. Přibližně ve 100 ns se objevují velmi slabě hyperbolické reflektory, avšak těžko určit, zdali se jedná o štěrkovou frakci či prokopírovající se signál hlouběji do podloží, a tedy ztrátu signálu.



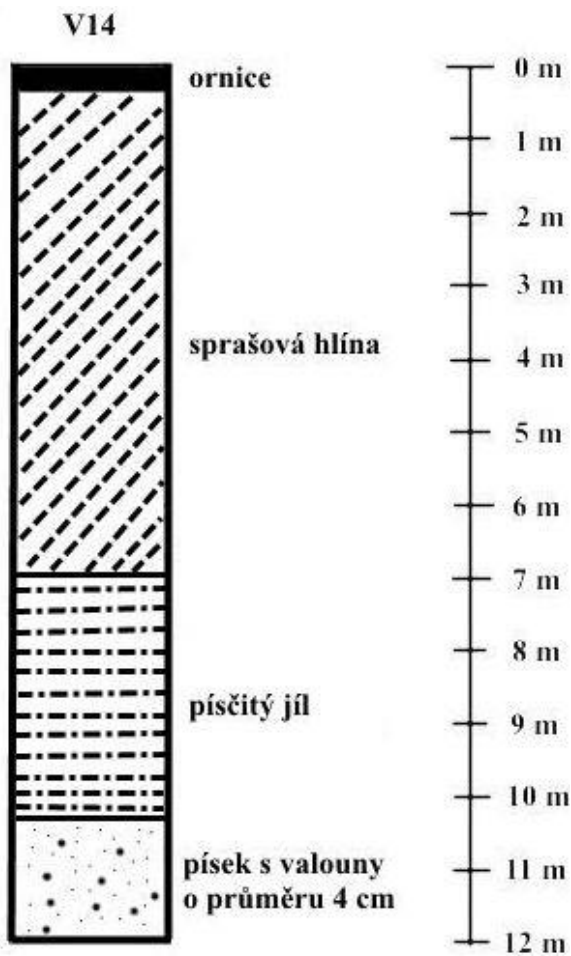
Obr. 18. Radargram č. 4. na linii 1. Georadar SIR 3000 s anténou 200 MHz.

Profil č. 5 na linii 1 má délku 235 metrů. Daný profil byl měřen georadarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 400 MHz. Na radargramu je zřetelná svrchní vrstva ornice, která sahá do hloubky 10 ns. Od 10 ns do 60 ns se vyskytují pouze slabé, vodorovné reflektory (obr. 19). Od časového intervalu 60 ns se signál vytrácí a záznam není čitelný.



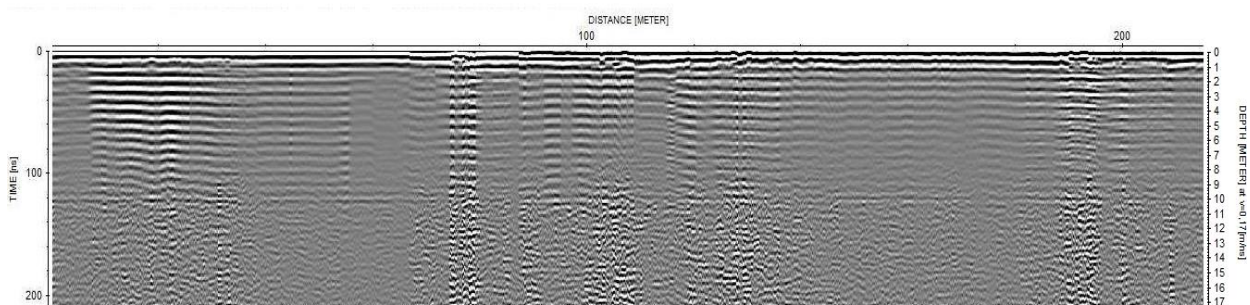
Obr. 19. Radargram č. 5. na linii 1. Georadar SIR 3000 s anténou 400 MHz.

Poblíž začátku linie 1 se nachází vrt s označením V14 (obr. 20). V tomto vrtu je zachycena svrchní vrstva ornice. Směrem do podloží se zde nachází sprašové hlíny a pod nimi písčité jíly. Ve spodní vrstvě se nachází písky s valouny šterku o průměru 4 cm.



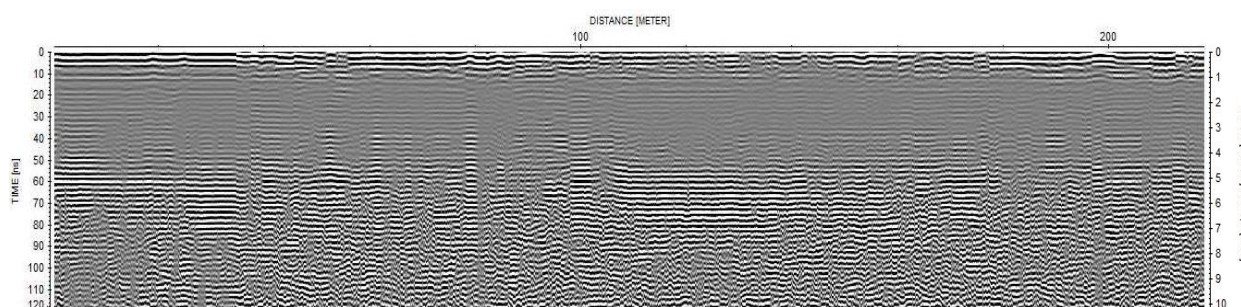
Obr. 20. Vrt V14 poblíž začátku linie 1. Podle (Průzkum cihlářských surovin, 1954), upraveno.

Profil č. 6 na linii 2 má délku 213 metrů. Profil byl měřen gerodarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 200 MHz. Ve svrchní části 0 ns až 10 ns je zřetelná vrstva ornice. Směrem do podloží od 10 ns do 120 ns se vyskytuje výraznější série odrazů (obr. 21), která pravděpodobně přísluší jílům či písčítým jílům, avšak směrem do podloží nelze určit, zdali se nejedná o prokopírovaný signál. Směrem do podloží se signál vytrácí.



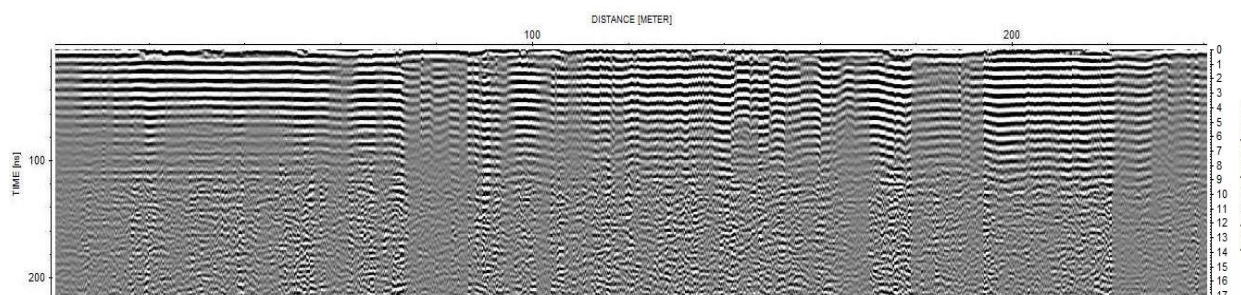
Obr. 21. Radargram č. 6. na linii 2. Georadar SIR 3000 s anténou 200 MHz.

Profil č. 7 na linii 2 má délku 213 metrů. Profil byl měřen georadarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 400 MHz. Ve svrchní části do 10 ns je zřetelná vrstva ornice. V podloží v rozmezí 10 ns až 50 ns jsou slabé horizontální reflektory (obr. 22), které následně přechází do prokopírovaných reflektorů a signál se postupně vytrácí.



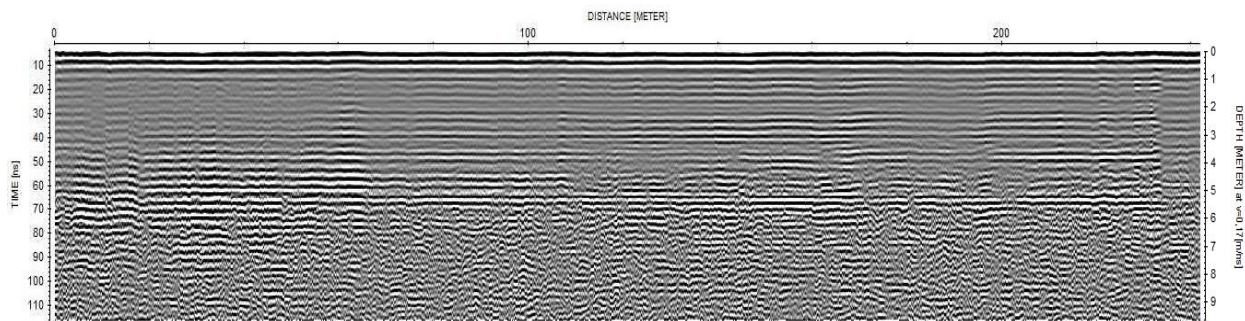
Obr. 22. Radargram č. 7. na linii 2. Georadar SIR 3000 s anténou 400 MHz.

Profil č. 8 má délku 241 metrů. Profil byl měřen georadarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 200 MHz na linii 3. Ve svrchní části do 10 ns se nachází vrstva ornice (obr. 23). Od 10 ns do 110 ns je profil tvořen výraznými reflektory s horizontálním uložením vrstev. Signál georadaru sahá pravděpodobně do hloubky 100 ns.



Obr. 23. Radargram č. 8. na linii 3. Georadar SIR 3000 s anténou 200 MHz.

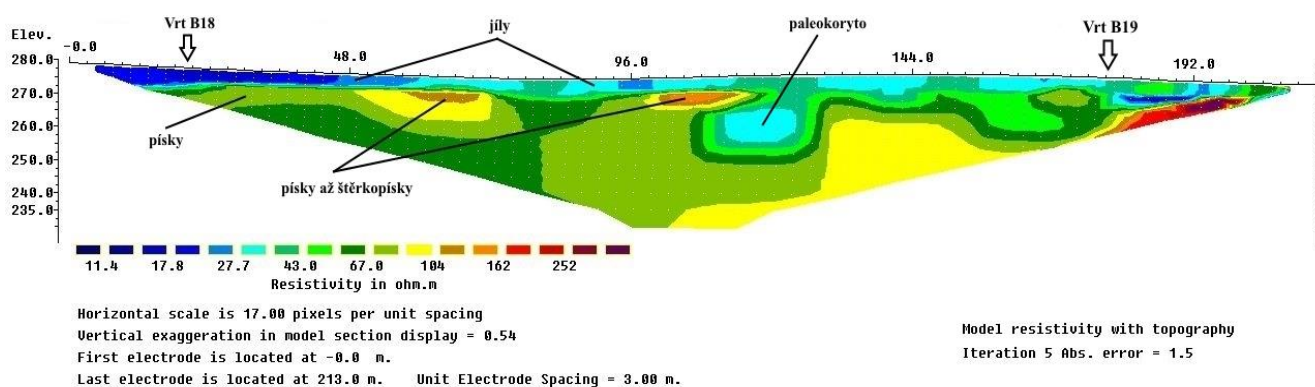
Profil č. 9 má délku 241 metrů. Profil byl měřen georadarem SIR 3000 s anténou o frekvenci 400 MHz na linii 3. Svrchní část do 10 ns je tvořena výraznými reflektory, jež jsou charakterizovány jako ornice. Od 10 ns do 60 ns jsou horizontální reflektory spíše slabé, občasně mají reflektory na některých místech zesílený signál (obr. 24). Signál se od 70 ns postupně vytrácí.



Obr. 24. Radargram č. 9. na linii 3. Georadar SIR 3000 s anténou 400 MHz.

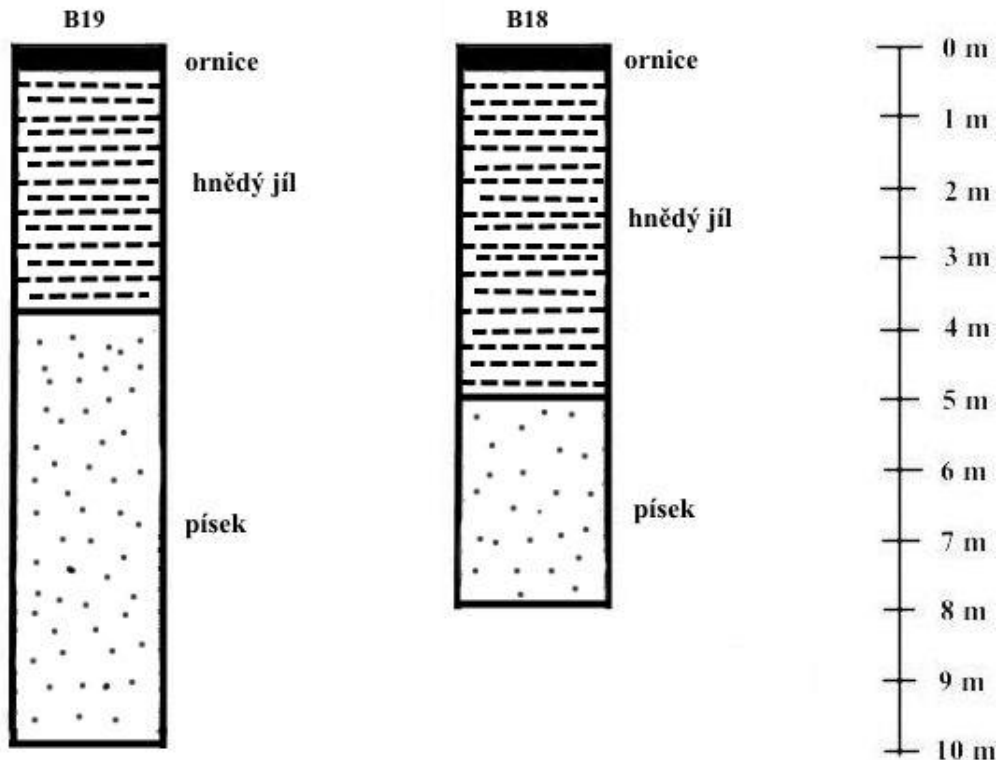
6.2 Elektrická odporová tomografie

Na lokalitě Kunín byly naměřeny celkem 2 odporové profily. Profil č. 1 na linii 2 má celkovou délku 213 metrů, rozpětí elektrod je 3 metry a zobrazení odporů dosahuje do hloubky 45 metrů (Obr. 25). Naměřené hodnoty se pohybují od 10 Ω .m do 270 Ω .m. Ve svrchní vrstvě se nacházejí jílové sedimenty, které odpovídají hodnotám od 10 Ω .m do 40 Ω .m. Směrem do podloží se hodnoty zvyšují od 70 Ω .m do 160 Ω .m a odpovídají pískům až štěrkopískům. Přibližně od 110 metru do 125 metru se v hloubce přibližně 15 metrů nachází struktura s nižšími odpory, která poukazuje na výskyt paleokoryta. Na profilu se nachází dva vrty, a to vrt B18 a vrt B19, které potvrzují litologii jílu a směrem do podloží písků až štěrkopísků.



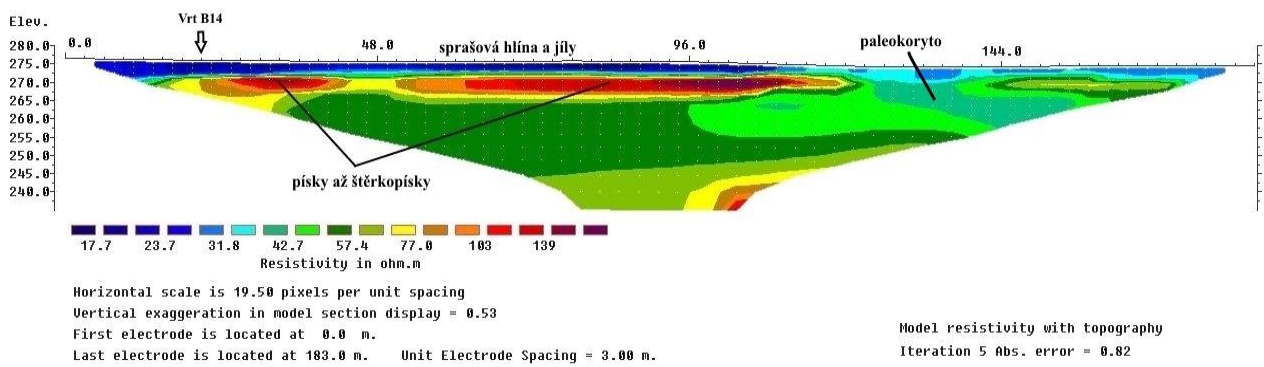
Obr. 25. Odporový profil č. 1 na lokalitě Kunín.

Na měřeném ERT profilu se nacházejí dva vrty. Vrt B19 je charakterizován svrchní vrstvou ornice a směrem do podloží hnědými jíly a písky (obr. 26). Stejná situace je u vrtu B18 s tím rozdílem, že v tomto vrtu je vrstva hnědého jílu o něco mocnější.



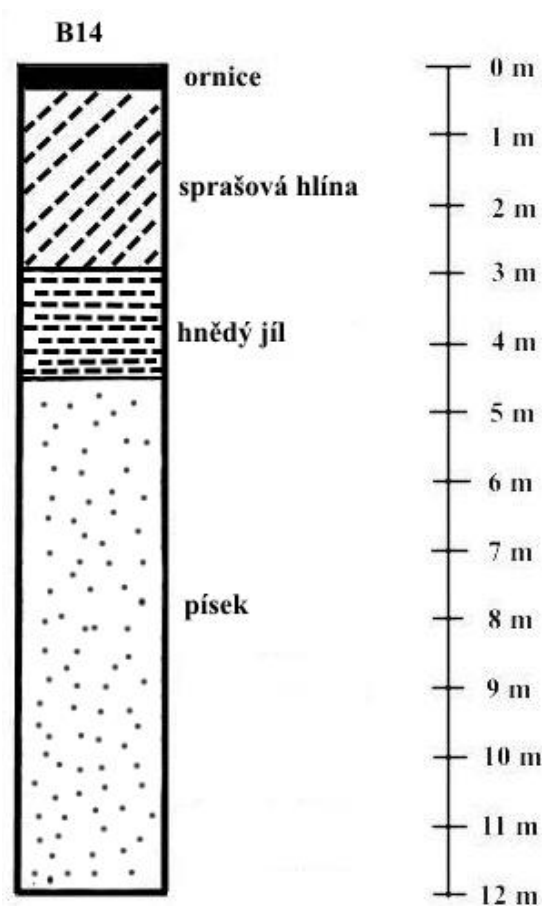
Obr. 26. Vrtý B19 a B18 na ERT profilu č.1. Podle (Průzkum cihlářských surovin, 1959), upraveno.

Profil č. 2 na linii 3 měří celkem 183 metrů. Rozestup elektrod je 3 metry a zobrazení odporů sahá do hloubky 40 metrů (Obr. 27). Naměřené hodnoty se pohybují od 15 Ω .m do 150 Ω .m. Ve svrchní vrstvě se nachází sprašové hlíny a jíly s hodnotami odporů od 15 Ω .m do 40 Ω .m. Směrem do podloží přechází v písky až štěrkopísky, které vykazují hodnoty od 70 Ω .m do 160 Ω .m. Přibližně od 120 metru do 140 metru se v hloubce přibližně 12 metrů vyskytuje struktura s nižšími odpory, jenž je také pravděpodobně paleokorytem. Na profilu se nachází vrt B14, který potvrzuje popisovanou litologii.



Obr. 27. Odporový profil č. 2 na lokalitě Kunín.

Na profilu č. 2 se nachází vrt B14. V tomto vrtu je popsána svrchní vrstva ornice a směrem do podloží sprašová hlína, hnědý jíł a písek (obr. 28).



Obr. 28. Vrt B14 na ERT profilu č. 2. Podle (Průzkum cihlářských surovin, 1959), upraveno.

6.3 Zpracování vrtných dat

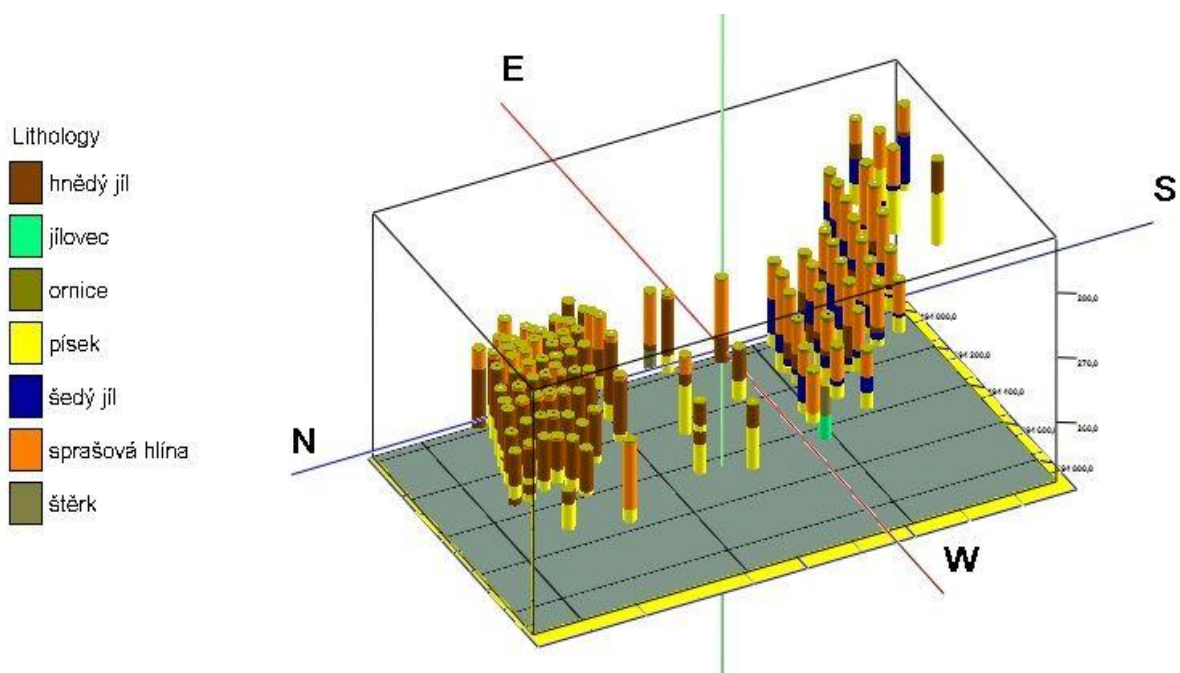
Pro potřeby vytvoření modelů zájmové oblasti a dokreslení geologické situace bylo v okolí lokality Kunín zpracováno celkem 108 vrtů. Na obr. 29 je znázorněna poloha vrtů v oblasti. Průměrná hloubka vrtů je 11,06 m. Nejhlubší vrt v oblasti je vrt s označením V1 s hloubkou 32 m. Vrt s označením B83 je nejméně hluboký s délkou 6 m. Průměrná nadmořská výška vrtů je 279,63 m n. m.

POLOHA VRTŮ KUNÍN



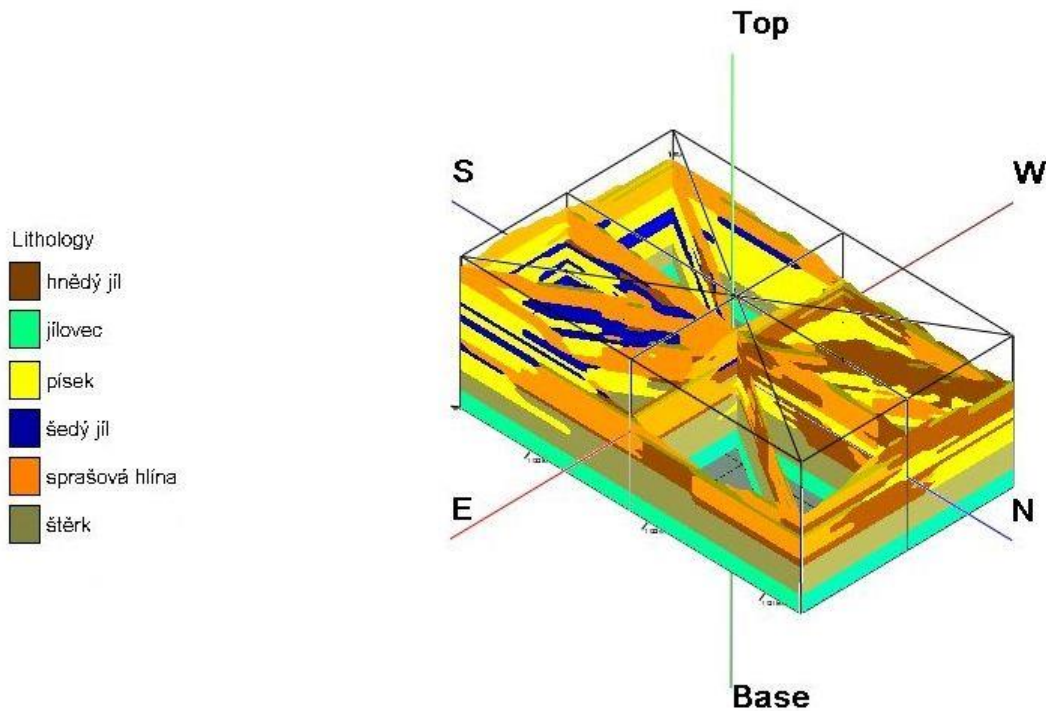
Obr. 29. Poloha vrtů na lokalitě Kunín.

Na obr. 30 je vyobrazen 3D model vrtů oblasti. Rozměry zkoumaného území na lokalitě Kunín jsou přibližně 1,5 x 1 km. Podle dostupných vrtných dat se na území lokality Kunín nachází převážně kvartérní sedimenty. Jedná se o svrchní holocenní vrstvu ornice, která má jen omezenou mocnost a to maximálně 30 cm. Směrem do podloží se nacházejí pleistocenní sprašové hlíny s mocností několika desítek centimetrů až několika metrů a hnědé jíly s podobně rozličnou mocností. Šedé jíly mají mocnost několika desítek centimetrů až přibližně 4 metrů. Písky a štěrky mají průměrnou mocnost několika metrů (obr. 26). V podloží se nachází zřejmě svrchnokřídové jílovce slezské jednotky flyšového pásma Západních Karpat. Svrchnokřídový jílovec byl zachycen pouze v jednom vrtu v hloubce 28,3 až 32 m, kde byl vrt ukončen. Písky a štěrky jsou pravděpodobně glacialfluviálního původu a šedé jíly glacialakustrinního původu.



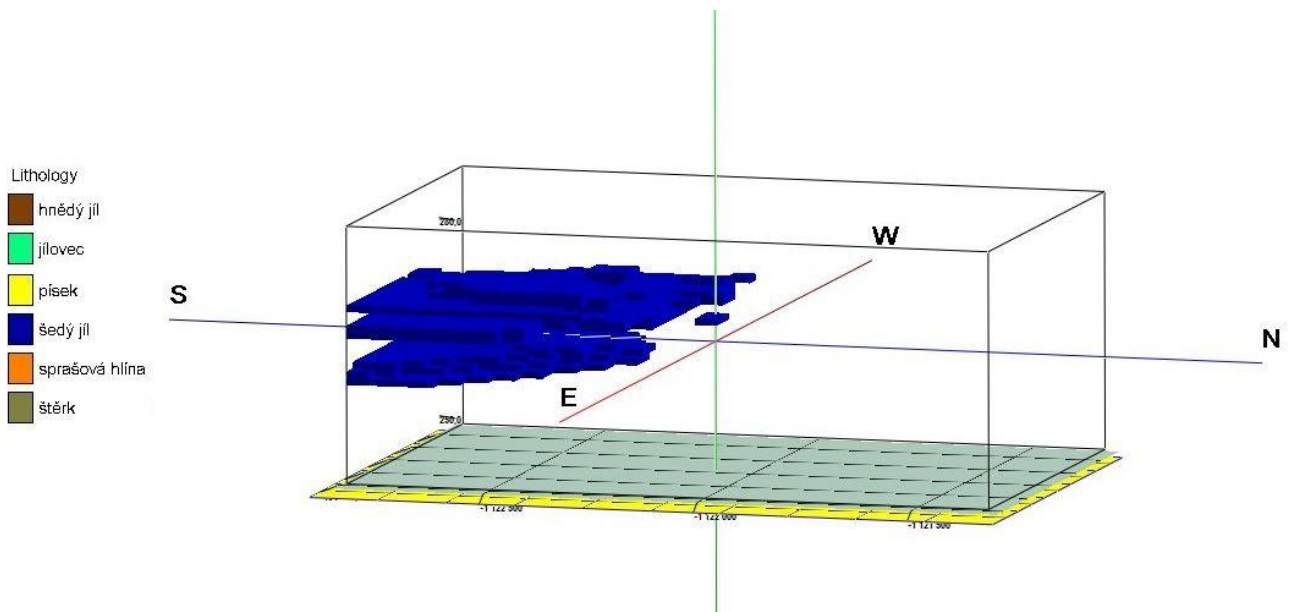
Obr. 30. 3D model vrtů na lokalitě Kunín.

Po vytvoření 3D modelu vrtů byl vytvořen také fence diagram, který slouží pro lepší prostorové vyobrazení litologie zájmové oblasti. Na fence diagramu (obr. 31) je vidět, že v severní části zájmové oblasti se nachází zejména sprašové hlíny a hnědé jíly, které nasedají na písky. Přibližně ve středu zájmového území se situace mění a převaha hnědých jílu ustává, postupně vyklíňují a v jižní části území převažují sprašové hlíny a šedé jíly, které nasedají na písčité sedimenty.



Obr. 31. Fence diagram na lokalitě Kunín.

Na obr. 32 je vyobrazen 3D model poloh šedých jílu na lokalitě Kunín. Šedé jíly by v zájmové oblasti měly být glacialakustrinního nebo lakustrinního původu, a právě tyto šedé jíly, by měly v zájmové oblasti značit přítomnost glacialakustrinního/lakustrinního paleojezera. Z modelu je zřejmé, že glacialakustrinní šedé jíly se vyskytují pouze v jižní části zájmové oblasti. Jejich výskyt začíná ve střední části oblasti a s narůstající mocností pokračuje směrem na jih.



Obr. 32. 3D model šedých jíłů (glacilakustrinního paleojezera) na lokalitě Kunín.

7 Diskuze

Na linii 1 dlouhé 235 metrů bylo dvěma georadary a pěti různými anténami naměřeno celkem 5 profilů. Georadar pulseEKKO s 50 MHz anténou se doměřil časového intervalu 230 ns, což odpovídá hloubce přibližně 19 metrů a z radargramu lze identifikovat tři rozdílné vrstvy, které se na profilu vyskytují. Jedná se o sprašovou hlínu, písčité jíł a písek s valouny. Anténa o frekvenci 100 MHz georadaru pulseEKKO se doměřila časového intervalu 160 ns. V přepočtu na hloubku je to přibližně 13,5 metru. Tato anténa odhalila také 3 rozdílné vrstvy. Anténa s nejvyšší použitou frekvencí 200 MHz od výrobce pulseEKKO odhalila také 3 vrstvy, které mají lepší rozlišení než předešlé dvě antény. Maximální naměřená hloubka je přibližně 12 metrů, což odpovídá 140 ns TWT. Je známo, že nižší frekvence antén zvyšují hloubku průniku a vyšší frekvence antén zvyšují rozlišovací schopnost a zároveň snižují hloubku průniku např. Hänninen (1992). Georadar SIR 3000 s anténou o frekvenci 200 MHz se doměřil přibližně 100 ns časového intervalu. V přepočtu na hloubku je to 8,5 metrů. Oproti 200 MHz anténě georadaru pulseEKKO je však výsledný signál horší. Při srovnání těchto dvou radargramů je patrné rozdílné rozlišení a výsledky měření, což značí lepší výkonnost, která hovoří ve prospěch georadaru pulseEKKO. U georadaru SIR3000 se v hloubce cca 100 ns objevují jen velmi nepatrné náznaky hyperbol, které by mohly značit polohu šterků nebo ztrátu signálu, což s určitostí nelze říci. Oproti tomu u georadaru pulseEKKO jsou tyto hyperboły poukazující na

šterky jasně patrné, což svědčí o lepších měřících schopnostech daného georadaru. Georadar SIR 3000 s anténou o frekvenci 400 MHz zachytil svrchní vrstvu ornice a poté pouze slabé reflektory do času 60 ns, který odpovídá hloubce okolo 5 metrů. Podle výrobce georadaru pulseEKKO by se antény 50 MHz, 100 MHz a 200 MHz měly doměřit přibližně do hloubek 30 m, 19 m a 10 m. Výrobce georadarů SIR 3000 uvádí hodnoty maximální penetrace 9 m a 4 m pro antény 200 MHz a 400 MHz. Podle tohoto předpokladu se uváděných maximálních hloubek doměřil pouze georadar pulseEKKO s 200 MHz anténou a SIR 3000 s 400 MHz anténou. Nicméně u druhé zmíněné antény je otázkou, kde signál končí, jelikož záznam je velmi špatně čitelný. Ovšem na této lokalitě je toto zjištění poněkud překvapivé, jelikož např. podle (Bristow a Jol, 2003; Musset a Khan, 2010) elektrická konduktivita ovlivňuje pronikání elektromagnetických vln prostředím. V linii měření se objevují i jíly, které mají vysoké hodnoty konduktivity, a tudíž by měly více absorbovat elektromagnetické vlny georadaru a významně ovlivnit dosaženou hloubku měření. Naproti tomu také lze konstatovat, že přepočtení TWT na hloubku byl uskutečněn rychlostní analýzou naměřených dat pomocí tvaru hyperbol a reálná hloubka může být poněkud menší. Při těchto výsledcích, se mi jako vhodná anténa pro měření daných sedimentů, při kompromisu hloubky průniku a rozlišení jeví nejvhodněji 100 MHz anténa od výrobce PulseEKKO.

Pomocí inverzních modelů odporového profilování lze odhalit podpovrchovou geologickou stavbu v linii vedení profilů. Na zájmové lokalitě lze charakterizovat dvě hlavní domény, které jsou charakterizovány rozdílnými hodnotami měrných odporů. Podle Lokeho (1999) mají hodnoty odporu daleko větší rozsah ve srovnání s jinými fyzikálními vlastnostmi, které jsou měřeny geofyzikálními metodami. Avšak na lokalitě Kunín se vyskytují pouze křídové a kvartérní sedimenty (viz. výše), které nemají tak velké rozsahy odporů ve srovnání s jinými typy geologicky rozmanitějších podloží. Z tohoto důvodu je rozptyl hodnot měrného odporu relativně malý a hodnoty se mohou vzájemně překrývat. Z obou naměřených profilů lze vysledovat obdobnou geologickou situaci. První charakterizovanou doménou je svrchní vrstva sprašových hlín a jílu, které od sebe na odporovém profilu nejsou rozlišitelné. Tyto sedimenty vykazují hodnoty od 10 $\Omega \cdot m$ do 40 $\Omega \cdot m$. Druhou doménou směrem do podloží tvoří písky a štěrkopísky, které vykazují hodnoty od 60 $\Omega \cdot m$ do 160 $\Omega \cdot m$. Jemnozrnější písky zřejmě vykazují nižší hodnoty měrného odporu a s hrubnoucím trendem do štěrkopísků hodnoty narůstají. Naměřené hodnoty jílu a sprašových hlín jsou v souladu s běžně udávanými rozsahy hodnot měrného odporu pro dané typy hornin, avšak písky a štěrkopísky vykazují hodnoty nižší, než uvádí (např., Samouëlian et al., 2005; Milsom a Eriksen, 2003). Toto lze vysvětlit tím,

že písky a štěrkopísky v podloží zájmové lokality jsou pravděpodobně nasycené vodou, která snižuje jejich hodnoty měrného odporu, jelikož hodnoty měrného odporu jsou ovlivněny typem a strukturou horniny a také obsahem vody (Mareš et al., 1990).

Podle Macouna (1965), patří území oderské části Moravské brány svými mocně vyvinutými pokryvy kvartérních sedimentů k typickým čtvrtohorním oblastem České republiky. V diplomové práci bylo vymodelováno území nedaleko vesnice Kunín o rozloze přibližně 1 x 1,5 kilometru. Podle modelů se v oblasti vyskytuje několik litologických typů hornin. Jedná se o svrchní vrstvu ornice, sprašové hlíny, hnědé a šedé jíly, písky, štěrky a jílovce. Z litostratigrafického hlediska se jedná o holocenní vrstvu ornice, která má jen omezenou mocnost (do 30 cm) a směrem do podloží o sprašové hlíny, hnědé jíly a šedé jíly, písky a štěrky, jež jsou pleistocenního stáří. Mocnosti jsou různé, avšak zejména u sprašových hlín a jílu se pohybují v rozmezí několika metrů. Na bázi byl v jednom vrtu zachycen jílovec, který je svrchnokřídového stáří. Podle Nývltů (2007) se v blízkosti Kunína vyskytují glacialakustrinní/lakustrinní šedé jíly, které jsou v přímém nadloží proglaciálních glaci-fluviálních písků až štěrkopísků. Podle něj k sedimentaci této akumulace docházelo v příledovcovém jezeře vzniklém v kataglaciální fázi prvního sálského glaciálu. Nevylučuje ani možnost sedimentace v jakémkoliv chladném období před posledním pleniglaciálem. Z vrtných dat je zřejmé, že šedé jíly se v oblasti opravdu vyskytují, a to přibližně ve středu zájmové oblasti. Na základě vytvořeného 3D modelu (obr. 32) mocnost šedých jílu jižním směrem postupně narůstá a sahá až na samý okraj oblasti, za níž již nejsou k dispozici vrtná data. Maximální velikost pravděpodobného paleojezera je přibližně 500 x 600 metrů, přičemž je zřetelně ohraničeno na severní straně. Další pokračování na jih, východ a celková velikost paleojezera je otázkou, avšak podle Tyráčka (2011), jsou v Moravské bráně menší proglaciální vodní útvary tvořeny lakustrinními jíly nabo varvity, které se vyskytují v různých nadmořských výškách. V tomto případě model jasně potvrzuje polohu menšího paleojezera a vyvrací tvrzení Žebery (1956), který předpokládal jedno velké proglaciální paleojezero, které zaplavovalo celé území Moravské brány.

Z vytvořeného modelu je zřejmé, že glacialakustrinní jíly se v lokalitě vyskytují v několika vrstvách proložených písčitymi fluviálními sedimenty. Způsobovala to pravděpodobně intenzita a rychlost tavných vod z čela ledovce, položeného někde v severním sousedství lokality. Není vyloučené, že nízkoodporová anomálie zaznamenaná zhruba ve středu obou ERT profilů je původním říčním korytem zásobujícím právě místní paleojezero. To se dle

mého modelu rozlévalo dále k jihu a východu, kde jsou ovšem pleistocenní sedimenty do značné míry odnesené mladším tokem řeky Jičínky.

8 Závěr

V diplomové práci jsem se zaměřil na mělký podpovrchový průzkum pomocí geofyzikálních metod elektrické odporové tomografie a georadaru. V práci byla také zpracována vrtná data v okolí zájmové oblasti nedaleko vesnice Kunín.

Elektrická odporová tomografie poskytla informace o vnitřní stavbě zájmové oblasti. Byla zde charakterizována svrchní vrstva sprašových hlín a jílů, které vykazují hodnoty od 10 Ω .m do 40 Ω .m. Podložní vrstva je tvořena písky a štěrkopísky, jejichž hodnoty měrného odporu jsou od 60 Ω .m do 160 Ω .m. Jako vhodná metoda pro měření kvartérních sedimentů se ukázal i georadar. Největší naměřenou hloubku dosáhl georadar pulseEKKO s anténou o frekvenci 50 MHz. Menších hloubek, avšak lepšího rozlišení dosáhly antény o frekvenci 100 MHz a 200 MHz od stejného výrobce. Všechny tři antény zachytily 3 vrstvy v podloží. Georadar SIR 3000 s 200 MHz anténou už tak dobré výsledky neměl. Tato anténa zachytila pouze 2 vrstvy a rozlišení bylo horší. Anténa o frekvenci 400 MHz se neosvědčila pro tento typ terénních prací, jelikož při měření není schopna dosáhnout hloubky větší než 4 metry, což je ovšem v souladu s daty uváděnými výrobcem.

Kromě metodiky georadarového a odporového průzkumu byla práce zaměřena na rekonstrukci rozšíření kvartérních sedimentů v lokalitě. Na základě vrtů z vrtné databáze Geofond zde bylo charakterizováno několik litostratigrafických typů hornin. Jedná se o holocenní vrstvu ornice a dále pleistocenní sprašové hlíny, hnědé jíly, šedé jíly, písky a štěrky. Na bázi se nachází svrchnokřídové jílovce. V jižní části zkoumané plochy, zhruba na ploše 600 x 500 metrů se zřejmě rozkládalo glacialakustrinní paleojezero zatím neznámého stáří, ležící nad fluviálními štěrky a písky, zároveň ale písky částečně vyplněné. Jeho jižní a východní hranice je nejasná vinou absence vrtného průzkumu a odnosu sedimentů tokem řeky Jičínky.

9 Použitá literatura a zdroje

Alsharahi G., Driouach A., Faize A. (2016): Performance of GPR influenced by electrical conductivity and dielectric constant. – *Procedia Technology*, vol. 22, pp. 570-575.

Buday T., Cicha I., Hanzlíková E., Chemlík F., Koráb T., Kuthan M., Nemčok J., Pícha F., Roth Z., Seneš J., Scheibner E., Stráník Z., Vaškovský I., Žebera K. (1967): *Regionální geologie ČSSR, díl II., Západní Karpaty*. – Ústřední ústav geologický, Praha.

Bristow C. S., Jol H.M. (2003): *Ground penetrating radar in sediments*. – The Geological Society, London.

Campana S., Salvatore P. (2009): *Seeing the Unseen – Geophysics and landscape archaeology*. – CRC Press, Leiden.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): *Geologická minulost České republiky*. – Academia, Praha.

Conyers L.B. (2009): *Ground-penetrating radar for landscape archaeology: Method and applications* – Taylor & Francis Group, London.

Czudek T. (1997): *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*. – Sursum, Tišnov.

Čtyroký, P., Stráník, Z. (1995.) *Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat*. *Věst. Čes. geol. Úst.* 70, 3, 67-72. Praha.

Demek J., Balatka B., Czudek T., Lázníčka Z., Linhart J., Loučková J., Panoš V., Raušer J., Seichterová H., Sládek J., Stehík O., Štelcl O., Vlček V. (1965): *Geomorfologie českých zemí*. – Nakladatelství československé akademie věd, Praha.

Demek J., Mackovčín P., Balatka B., Buček A., Culek M., Čermák P., Dobiáš D., Havlíček M., Hrádek M., Kirchner K., Lacina J., Pánek T., Slavík P., Smolová I., Vašátko J. (2014): *Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny*. – Mendelova univerzita v Brně.

Eliáš M. (1991): *Sedimentologický výzkum podslezské jednotky na Ostravsku*. – *Zpráva o geologických výzkumech*, 40-42. Praha.

Eliáš M. (1998): *Sedimentologie podslezské jednotky*. – Český geologický ústav, Praha

Eliáš M., Skupien P., Vašíček Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské, 49, 7-13, Ostrava.

Gibbard P.L., Head M. J., Walker M. J. C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/EPOCH with a base at 2.58 Ma. – Journal of Quaternary Science, vol. 25, pp. 96–102.

Geophysical Survey Systems Inc. (2015): GSSI Antennas Brochure. – Nashua.

Hanninen P. (1992): Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigations. – Geological Survey of Finland. Finland Bulletin 361, Espoo.

Kováč M., Michalík J., Plašienka D., Maťo Ľ. (1993): Alpínsky vývoj Západných Karpát. – Přírodovědecká fakulta Masarykovy Univerzity.

Křenková K. (2015): Podzemní vody – miniprojekt, Bartošovice.

Lauer T., Weiss M. (2018): Timing of the Saalian and Elsterian glacial cycles and the implications for Middle – Pleistocene hominin presence in central Europe – Scientific reports.

Loke M. H. (1999): Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys.

Lowrie W. (2007): Fundamentals of Geophysics. – Cambridge University Press, Cambridge.

Mackens S., Klitzsch N., Grutzner Ch., Klinger R. (2017): Quaternary sediment architecture in the Orkhon Valley (central Mongolia) inferred from capacitive coupled resistivity and Georadar measurements – Geomorphology 292, pp. 72-84, Elsevier.

Macoun J., Šibrava V., Tyráček J., Kneblová – Vodičková V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Macoun J. (1989): Kontinentální zalednění v Moravské bráně – Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 19, 75–104, Praha.

Mareš S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J. (1990): Úvod do užité geofyziky. – Nakladatelství technické literatury, Praha.

Menčík E., Adamová M., Dvořák J., Dudek A., Jetel J., Jurková A., Hanzlíková E., Houša V., Peslová H., Rybářová L., Šmíd B., Šebesta J., Tyráček J., Vašíček Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahoraktiny. – Ústřední ústav geologický, Praha.

Milsom J. (2003): Field Geophysics: The geological field guide series. – John Wiley & Sons Ltd, Chichester.

Mixa P., Bruthans J., Burda J., Bůzek F., Čurda J., Gilíková H., Kadlecová R., Kondrová L., Kryštofová E., Konečný F., Kůrková I., Otava J., Skácelová Z., Tomanová Petrová P., Vít J. (2016): Stanovení zásob podzemních vod: Hydrogeologický rajon 2212 – Oderská brána, Závěrečná zpráva – Česká geologická služba, Praha.

Musil R. (2014): Morava v době ledové. Prostředí posledního glaciálu a metody jeho poznávání. – Masarykova univerzita, Brno.

Musset A. E., Aftab Khan M. (2000): Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics – Cambridge University Press, New York.

Nývlt D. (2007): Databáze významných geologických lokalit: 2831 [online]. Praha: Česká geologická služba. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/2831>.

Nývlt D., Engel Z., Tyráček J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. – In: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D.: Developments in Quaternary Science 15, pp. 37-46. Elsevier, Amsterdam.

Nývlt D. (2016): Comment on “Development of the topography-controlled Upper Odra ice lobe (Scandinavian ice sheet) in the fore-mountain area of southern Poland during the Saalian glaciation” by T. Salamon – Quaternary Science Reviews 133 (2016), 183-187.

Průzkum cihlářských surovin (1954): Kunín I. – Národní podnik Brno.

Průzkum cihlářských surovin (1959): Kunín III. – Národní podnik Brno.

Růžička M. (1980): Sedimenty sálského zalednění na Opavsku a Hlučínsku – Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 13, 127–143, Praha.

Růžička M. (2004): The Pleistocene glaciation of Czechia – In: Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D.: Developments in Quaternary Science 2, pp. 27-34. Elsevier, Amsterdam.

Salamon T. (2015): Development of the topography-controlled Upper Odra ice lobe (Scandinavian Ice Sheet) in the fore-mountain area of southern Poland during the Saalian glaciation – *Quaternary Science Reviews* 123, pp. 1-15, Elsevier.

Salamon T. (2016): Reply to comment by D. Nývlt on “Development of the topography-controlled Upper Odra ice lobe (Scandinavian Ice Sheet) in the fore-mountain area of southern Poland during the Saalian glaciation” – *Correspondence / Quaternary Science Reviews* 133 (2016), 183-187.

Samouëlian A., Cousin I., Tabbagh A., Bruand A., Richard G. (2005): Electrical resistivity survey in soil science: a review. – *Soil and Tillage Research*, 83, 173-193.

Sensors & Software Inc. (2018): PulseEKKO Brochure. – Mississauga, Canada.

Sharma P. V. (1997): *Environmental and engineering geophysics*. – Cambridge University Press, New York.

Tábořík P., Pánek T. (2010): Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat. In: *Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti*, pp. 74-81, Ostrava.

Tyráček J. (2011): Continental glaciation of the Moravian Gate (Czech Republic) – *Sbor. geol. Věd, Antropozoikum*, 27, 39–49, Praha.

Witten A. J. (2006): *Handbook of Geophysics and Archaeology* – Equinox Publishing, Sheffield.

Zeman A., Demek J. (1984): *Kvartér: Geologie a geomorfologie*. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

www1: Geomorfologická mapa. Geoportal. (cit. 10. 2. 2018). Dostupné z <http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec>

www2: Geologická mapa. (cit. 15. 2. 2018). Dostupné z: http://mapy.geology.cz/geocr_50/

PŘÍLOHY

Příloha 1: Seznam použitých vrtů z databáze Geofond.

Borehole	Easting	Northing	Elevation	TotalDepth
B1	-494768,39	-1121370,88	274,8	8
B2	-494576,20	-1121427,24	278,03	10
B3	-494809,05	-1121524,68	275,73	8
B4	-494613,38	-1121574,65	282,04	12
B5	-494420,99	-1121628,79	279,47	10
B6	-494230,65	-1121681,62	273,71	12
B7	-494035,93	-1121718,09	268,76	12
B8	-494076,01	-1121889,81	270,09	8
B9	-494269,23	-1121836,72	275,21	8
B10	-494461,84	-1121784,81	280,72	11
B11	-494724,37	-1121712,08	280,3	10
B12	-494847,56	-1121678,67	274,31	12,5
B13	-494777,08	-1121927,32	274,58	11
B14	-494602,58	-1121970,92	275,92	12
B15	-494414,31	-1122014,64	279,28	12
B16	-494222,02	-1122062,06	273,31	11,9
B17	-494450,57	-1122159,90	280,7	13
B18	-494647,80	-1122110,91	276,4	8
B19	-494801,84	-1122073,61	272,87	10
B20	-494752,47	-1121621,33	277,13	8
B21	-494710,45	-1121549,18	279,86	10
B22	-494693,18	-1121478,15	279,74	9
B23	-494672,35	-1121399,62	278,19	10
B24	-494595,30	-1121502,58	281,47	11
B25	-494610,26	-1121660,92	282,37	11
B27	-494537,97	-1121679,70	282,22	12
B28	-494518,67	-1121602,15	281,86	11
B29	-494499,87	-1121530,14	281,15	11
B30	-494481,59	-1121455,85	280,51	11
B31	-494402,91	-1121556,72	278,56	10
B32	-494441,00	-1121706,28	280,31	10
B33	-494363,33	-1121810,41	278,07	14
B34	-494346,19	-1121732,66	277,28	12
B35	-494326,90	-1121655,11	276,52	15
B36	-494308,10	-1121583,10	275,53	12
B37	-494288,48	-1121510,05	274,71	12
B38	-494211,23	-1121610,78	272,66	12
B39	-494249,22	-1121759,24	274,42	12
B40	-494780,51	-1121408,88	275,82	8,6

B41	-494798,89	-1121484,28	276,37	7
B42	-494816,85	-1121563,06	273,85	7
B47	-494770,79	-1121575,02	276,17	7
B48	-494760,83	-1121536,83	277,71	8
B49	-494750,67	-1121496,43	278,15	8
B50	-494741,21	-1121463,78	278,15	8
B51	-494731,15	-1121424,48	277,55	8
B52	-494721,09	-1121385,19	276,18	8
B53	-494683,02	-1121437,74	279,27	9
B54	-494701,93	-1121510,86	279,93	9
B55	-494720,61	-1121589,58	279,39	9
B59	-494683,06	-1121639,86	280,97	11
B60	-494673,82	-1121601,60	281,14	11
B61	-494663,04	-1121562,37	281,2	11
B62	-494653,80	-1121524,12	281,16	11
B63	-494644,14	-1121489,25	280,8	11
B64	-494635,00	-1121452,11	279,88	11
B65	-494625,76	-1121413,86	277,79	10
B66	-494588,32	-1121465,24	280,62	10
B67	-494604,96	-1121537,44	281,87	12
B68	-494624,36	-1121616,10	282,19	12
B70	-494606,21	-1121745,03	282,63	13
B73	-494576,86	-1121628,19	282,41	12
B74	-494566,08	-1121588,96	282,28	12
B75	-494656,81	-1121549,53	282,08	12
B76	-494548,72	-1121516,82	281,83	11
B77	-494538,96	-1121480,84	281,17	11
B78	-494528,80	-1121440,44	279,84	11
B79	-494491,45	-1121492,93	280,95	11
B80	-494509,53	-1121565,00	281,73	11
B81	-494528,01	-1121641,51	282,14	12
B83	-494831,62	-1121501,43	268,84	6
B84	-494790,67	-1121449,28	276,54	8
V1	-494440,08	-1122479,09	282,82	32
V2	-494432,60	-1122420,61	279,74	12
V6	-494485,71	-1122300,79	282,12	13
V7	-494502,63	-1122384,14	282,64	15,8
V8	-494518,43	-1122463,12	283,53	13,6
V9	-494597,40	-1122445,97	283,24	12,1
V10	-494578,82	-1122368,36	283,15	13
V11	-494568,28	-1122283,32	282,84	15
V14	-494640,77	-1122266,76	282,24	12,2
V15	-494656,45	-1122352,45	282,38	12
V16	-494675,14	-1122431,17	282,53	13,6
V17	-494757,18	-1122415,98	280,75	9,2

V18	-494739,44	-1122331,59	280,63	9,8
V19	-494719,84	-1122250,72	280,78	9,8
V22	-494811,78	-1122224,59	279,38	9,9
V23	-494817,47	-1122320,11	278,48	8
V24	-494845,31	-1122395,77	277,64	9
V25	-494895,17	-1122208,16	278,61	8
V28	-494690,74	-1122507,93	281,68	9,6
V29	-494612,49	-1122525,02	282,56	11
V30	-494534,85	-1122540,93	283,34	13,5
V31	-494456,50	-1122556,90	284,04	13,3
V32	-494376,71	-1122573,00	284,41	15,3
V33	-494298,97	-1122587,80	284,41	9,5
V34	-494224,84	-1122602,27	283,84	10,6
V36	-494314,77	-1122666,78	286,84	11,2
V37	-494393,84	-1122650,74	286,13	14
V38	-494472,30	-1122635,88	284,28	11,3
V39	-494554,15	-1122618,48	281,24	9,4
V40	-494632,51	-1122602,50	279,11	8
V41	-494211,52	-1122760,92	287,33	13
V53	-494299,79	-1122588,84	284,41	16,6
V43	-493990,41	-1122801,10	282,21	13
V44	-494364,60	-1122855,45	286,05	13
V46	-494054,73	-1122914,71	284,57	13
V47	-494332,83	-1122738,95	288,57	13