

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE



Geofyzikální prospekce raně středověkého Mařínského
hradiska (okr. Svitavy)

Bakalářská práce

Matej Chovanec

Environmentální geologie (B1201) Prezenční studium

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

Olomouc 2019

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Matej Chovanec

Název: Geofyzikální prospekce raně středověkého Mařínského hradiska (okr. Svitavy)

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

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

Rok obhajoby: 2019

Abstrakt: Práce je výsledkem geofyzikální prospekce plochy na Mařínském hradisku provedené metodami dipólového elektromagnetického profilování, odporové tomografie a refrakční seismiky. Cílem práce bylo lokalizovat a zrekonstruovat průběh opevnění a zjistit, která z použitých metod je pro danou problematiku nejvhodnější. Vytýčená plocha byla nejdřív celá změřena metodou dipólového elektromagnetického profilování a následně byly na ní provedeny seismické profily a profily odporové tomografie. Na ploše byl lokalizován příkop, který byl součástí prvotního opevnění lokality. Metody dipólového elektromagnetického profilování a odporové tomografie se pro danou problematiku osvědčily, zatím co refrakční seismika se pro mělký průzkum moc neosvědčila. Na místě nebyla předtím provedena žádná geofyzikální prospekce nebo rozsáhlejší archeologický průzkum, s kterým by se zjištěné výsledky dali porovnat.

Klíčová slova: Mařínské hradisko, Křenovské hradisko, geofyzika, odporová tomografie (ERT), dipólové elektromagnetické profilování (DEMP), refrakční seismika

Počet stran: 43

Přílohy: 3

Jazyk: Český

Bibliographic identification

Author's first name and surname: Matej Chovanec

Title: Geophysical Prospection of Early Medieval Mařín hillfort (Svitavy District)

Type of thesis: bachelor

Institution: Palacky University of Olomouc, Faculty of Sciences, Department of Geology

Supervisor: Mgr. Martin Moník, Ph.D.

Year of presentation: 2019

Abstract: The thesis is the result of geophysical prospection of the area on the Mařín hillfort made by methods of dipole electromagnetic profiling, resistive tomography and refraction tomography. The aim of the thesis was to locate and reconstruct the course of the fortification and find out which of the methods used is the most suitable for the given issue. The area was first measured by the dipole electromagnetic profiling method and seismic profiles and resistive tomography profiles were subsequently made. A moat that was part of the site's original fortification was located on the site. The methods of dipole electromagnetic profiling and resistive tomography have proved their worth while the refractive seismics did not work well for shallow exploration. No geophysical prospection or extensive archaeological survey was carried out on site to compare the results.

Keywords: Mařín hillfort, Křenov hillfort, geophysics, electrical resistivity tomography (ERT), dipole electromagnetic profiling (DEMP), refraction tomography

Number of pages: 43

Appendixes: 3

Language: Czech

Prohlašuji, že bakalářskou práci sem vypracoval sám pod odborným dozorem vedoucího práce s užitím řádně citované literatury.

V Olomouci, dne

.....

Chtěl bych poděkovat především vedoucímu své práce, Mgr. Martinu Moníkovi, Ph.D., za pomoc při měření v terénu a při zpracování naměřených dat. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Danielu Šimíčkoví, Ph.D., za pomoc při práci se seismikou. Mé poděkování patří také panu PhDr. Pavlu Šlězaroví, Ph.D., za odbornou konzultaci dosažených výsledků.

Obsah	
1. Úvod.....	8
2. Geologie zájmové oblasti	9
2.1. Křída	9
2.2. Orlicko-žďárský vývoj	10
2.2.1. Perucko-korycanské souvrství.....	10
2.2.2. Bělohorské souvrství.....	10
2.2.3. Jizerské souvrství	11
2.2.4. Teplické souvrství	11
2.2.5. Březenské souvrství	11
2.2.6. Merboltické souvrství	11
3. Geofyzikální metody	13
3.1. Elektromagnetické metody.....	13
3.1.1. Dipólové elektromagnetické profilování.....	15
3.2. Odporové metody.....	15
3.2.2. Uspořádání elektrod	16
3.2.2.1. Wennerova metoda.....	16
3.2.2.2. Wenner-Schlumbergerova metoda.....	17
3.2.2.3. Metoda dipól – dipól.....	17
3.2.3. Odporová tomografie.....	18
3.3. Seismické metody	18
3.3.1. Seismické vlny	18
3.3.2. Mělká refrakční seismika	20
4. Archeologický exkurz.	21
4.1. Mařínské hradisko.....	21
4.2. Historie hradiska	23
5. Metodika	25
5.1. Měřená plocha	25
5.2. Použité vybavení.....	25
5.3. Dipólové elektromagnetické profilování	26
5.3.1. Zpracování naměřených dat	27
5.4. Odporová tomografie.....	27
5.4.1. Zpracování naměřených dat	27
5.5. Refrakční seismika	28
5.5.1. Zpracování naměřených dat	28

6. Výsledky.....	30
6.1. Dipólové elektromagnetické profilování.....	31
6.2. Odporová tomografie.....	33
6.3. Refrakční seismika	35
7. Diskuze	38
8. Závěr.....	39
9. Použitá literatura.....	40
10. Přílohy	42

1. Úvod

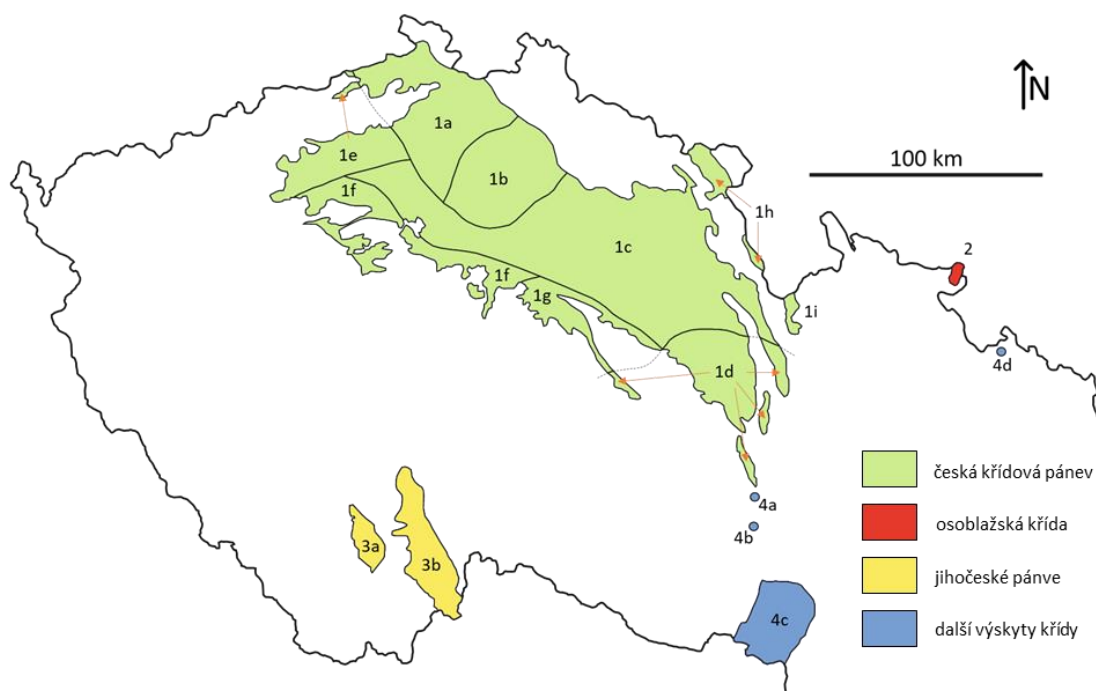
Mařínské hradisko se nachází v okrese Svitavy, přibližně 7 km severozápadně od města Jevíčko a asi 1,5 km jihovýchodně od obce Křenov na zčásti zalesněném návrší, které leží nad údolím Malonínského potoka, severozápadním směrem od obce Mařín. Z archeologických průzkumů je zřejmé, že se jedná o významné raně středověké hradisko, srovnatelné velikostí s jihomoravskými hradisky Velké Moravy (Mikulčice, Pohansko, Staré Město apod.) (Profantová a Vích 2008). Hlavní fáze osídlení zde spadá do rozmezí 9. až 11. století (Novotný 1971), kdy bylo sídliště i opevněno (Procházka 2009). Hradisko je obeháno dosud viditelným valem, o vnitřní zástavbě však není nic známo. Doposud se na hradisku neprováděla rozsáhlejší studie nebo geofyzikální průzkum. Cílem práce je pomocí kombinací několika geofyzikálních metod provést prospekci na vytyčené ploše, jejichž výsledkem by měla být jak rekonstrukce průběhu opevnění v rámci hradiska. Výsledky z jednotlivých měření budou navzájem porovnány a budou identifikovány geofyzikální metody, které jsou pro danou problematiku vhodné.

2. Geologie zájmové oblasti

Zájmová oblast leží ve východní části české křídové pánve, orlicko-žďárského vývoje. Dále na západě a severovýchodě se nacházejí horniny permu a na východě horniny Kulmu (Obr. 2; Chlupáč et.al. 2011).

2.1. Křída

Období křídý datujeme na přibližně 145 mil. až 66 mil. let před dneškem. Sedimenty křídý jsou na území České Republiky poměrně hodně rozšířené. Jedná se hlavně o českou křídovou pánev, která se rozkládá na značné části území severních Čech (Mísař et al. 1983). Dalšími jednotkami křídý jsou jihočeské pánve, osoblažská křída a další výskyty. Horninové komplexy křídý jsou uloženy v poloze blízké horizontálnímu uložení (úklon vrstev je maximálně do 10 stupňů) (Malkovský et.al. 1974). Většinou se jedná o rozsáhlé synklinální komplexy porušené sítí zlomů. Litofaciální vývoje v české křídové pánvi jsou oddělovány na základě převládající nebo typizující litofacie (Chlupáč et.al. 2011).



Obr.1. Výskyt křídových sedimentů v Českém Masívu (upraveno podle Chlupáč et.al. 2011). 1 česká křídová pánev: 1a – lužický vývoj, 1b – jizerský vývoj, 1c – labský vývoj, 1d – orlicko-žďárský vývoj, 1e – oharecký vývoj, 1f – vltavo-berounský vývoj, 1g – kolínský vývoj, 1h – hejšovinský vývoj, 1i – bystřický vývoj, 2 – osoblažská křída, 3 jihočeské pánve: 3a – českobudějovická pánev, 3b – třeboňská pánev, 4 další výskyty křídý: 4a – křída u Rudic, 4b – křída u Kuřimi, 4c – křída na jv. svazích Českého masívu, 4d – křída u Hněvošlic

Česká křídová pánev se rozkládá na ploše přibližně 14,6 tisíc km² a je protažená ve směru SZ–JV (Herčík et al., 1999). Pokrývá území severních Čech, Polabí a Svitavska. Mocnost sedimentů dosahuje maximálně kolem 900 m. Tento útvar vznikl v období svrchní křídý (stupně cenoman až santon). Původně byl rozsah i mocnost sedimentů větší, ale v důsledku pozdější eroze a vrásnění se zmenšily. Česká křídová pánev je součástí soustavy epikontinentálních pánví, které byly po cenomanské transgresi vzájemně propojeny. Sedimentace v prostoru české křídové pánve začala v období spodního až středního cenomanu ukládáním sladkovodních sedimentů. Mořská transgrese zasáhla oblast ve svrchním cenomanu a od té doby pokračovala mořská sedimentace plynule bez přerušení až do santonu (Chlupáč et.al. 2011).

2.2. Orlicko-žďárský vývoj

2.2.1. Perucko-korycanské souvrství

Perucké vrstvy jsou tvořeny sladkovodními neboli kontinentálními sedimenty z období spodního cenomanu. Jedná se o prachovce, jílovce a pískovce. Korycanské vrstvy, ležící na peruckých, jsou naopak tvořeny marinními sedimenty. Následná transgrese změnila oblast na mělké moře, kde se ukládaly sedimenty pobřežních valů a bariérových ostrovů. Jedná se o marinní, často glaukonitické pískovce. Během svrchního cenomanu dosáhla transgrese svého vrcholu a pískovce postupně přecházejí do prachovců a jílovců. Cenomanské sladkovodní sedimenty dosahují mocnosti v řadu desítek metrů, maximálně sto metrů. Tyto usazeniny vyplňují deprese reliéfu, a proto nejsou rovnoměrně rozšířené po celé české křídové pánvi (Müller 1997). Faunu tvoří mlži, šestičetní korály, ježovky, ramenonožci (Chlupáč et.al. 2011).

2.2.2 Bělohorské souvrství

Na počátku turonu, po erozi nebo po kondenzované sedimentaci glaukonitických poloh, dochází opět k transgresi moře. Během ní byly zaplaveny poslední elevace, a sedimentární pánev se rozšířila. Dochází tedy k prohloubení a rozšíření sedimentačního prostoru. V oblasti se ukládaly vápnito-jílovité pískovce a slínovce s vysokým obsahem jehlic hub (Mísař et.al. 1983). Fauna je zastoupená mlži, plži, amonity a kostnatými rybami. V tomhle souvrství se také nacházejí polohy rohovců (Chlupáč et.al. 2011).

2.2.3 Jizerské souvrství

Mořská transgrese dále pokračuje a rozsah sedimentační pánve se dál rozšířil. Sedimentace probíhala ve středním turonu. Souvrství se skládá z mělkomořských sedimentů, a to především pískovců, vápnatých jílovců a slínovců (Mísař et.al. 1983). Souvrství dosahuje mocnost od pouhých 5 metrů v pohořích až po 400 metrů při okraji pánve. Fauna je chudá a špatně zachovaná. Přítomné jsou mlži, plži a amoniti (Chlupáč et.al. 2011).

2.2.4 Teplické souvrství

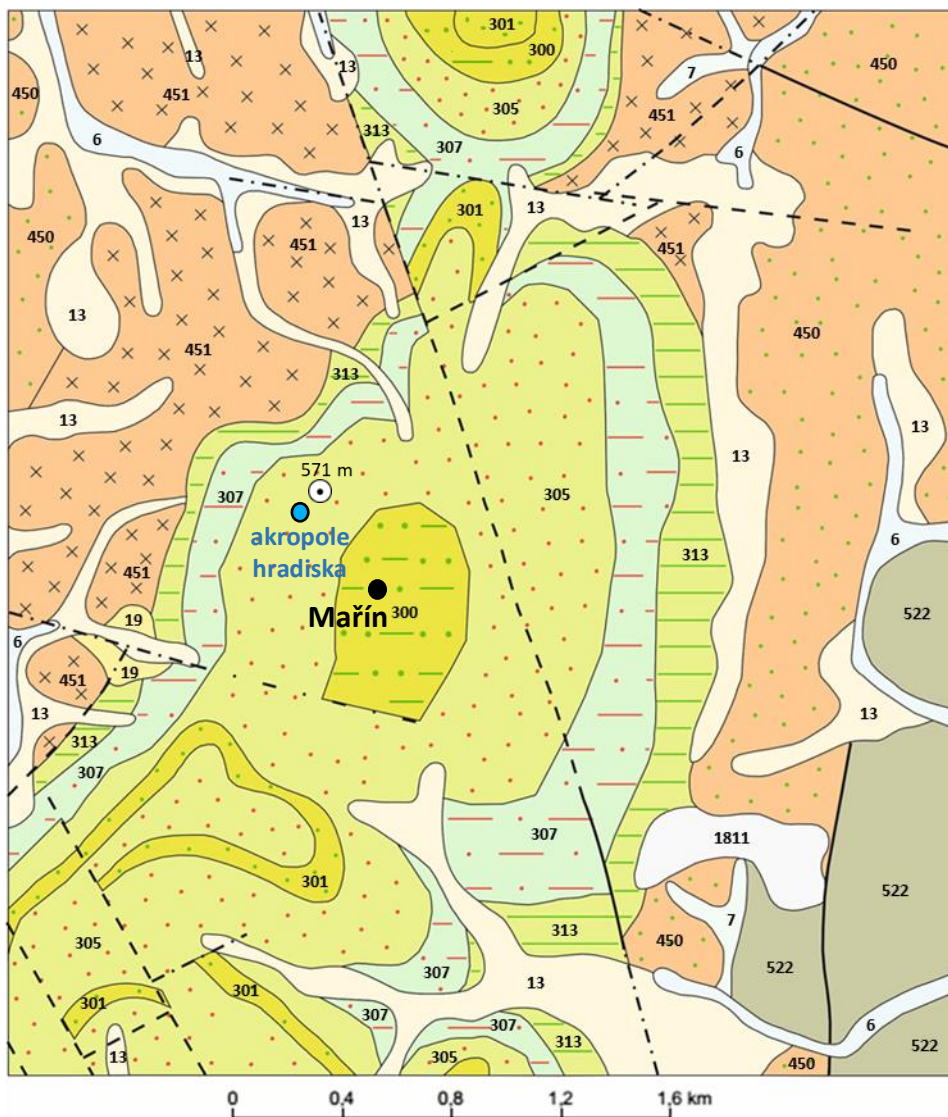
Souvrství je tvořeno hlavně prachovito-písčitymi sedimenty, které přecházejí do slínovců. Jen místy se udržela písčité sedimentace. Teplické souvrství spadá do svrchního turonu a z malé části do spodního koniakku (Mísař et.al. 1983). Fauna je zastoupena belemnity, amonity a inoceramidními mlži (Chlupáč et.al. 2011).


















2.2.5 Březenské souvrství

Stáří je střední až svrchní koniak. Sedimenty představují hlavně slínovce a vápnité jílovce. Eroze je již značně redukována, takže v úplnosti je zachováno jen v Českém středohoří. Typickou faunu tvoří amoniti, mlži, plži a ježovky (Chlupáč et.al. 2011).

2.2.6 Merboltické souvrství

Ve zbylých částech české křídové pánve sedimentace pokračovala do santonu tzv. merboltickým souvrstvím, které je tvořené jemnozrnnými písky (Mísař et.al. 1983). Zachované je jenom jako denudační zbytky v Českém středohoří v podloží terciálních vulkanitů (Chlupáč et.al. 2011).



KVARTÉR	6		nivní sediment		zlom zjištěný
	7		smíšený sediment		zlom předpokládaný
	13		kamenitý až hlinito-kamenitý sediment		zlom zakrytý
	19		sprašová hlína		kóta
NEOGÉN	1811		štěrk, písčité štěrky		
KŘÍDA	300		vápnité jílovce až slínovce		
	301		pískovce vápno-jílovité, glaukonitické		
	305		pískovce vápno-jílovité, glaukonitické, místy s rohovi		
	307		písčité slínovce až jílovce spongolitické, místy silicifikované (opuky)		
	313		jílovce, prachovce, pískovce křemenné, jílovité, glaukonitické, slepence		
KARBON-PERM	522		valounové droby, slepence		
	450		střídání slepenců, brekcii, arkózových pískovců, podřadně prachovce		
	451		arkózové pískovce, prachovce, jílovce		

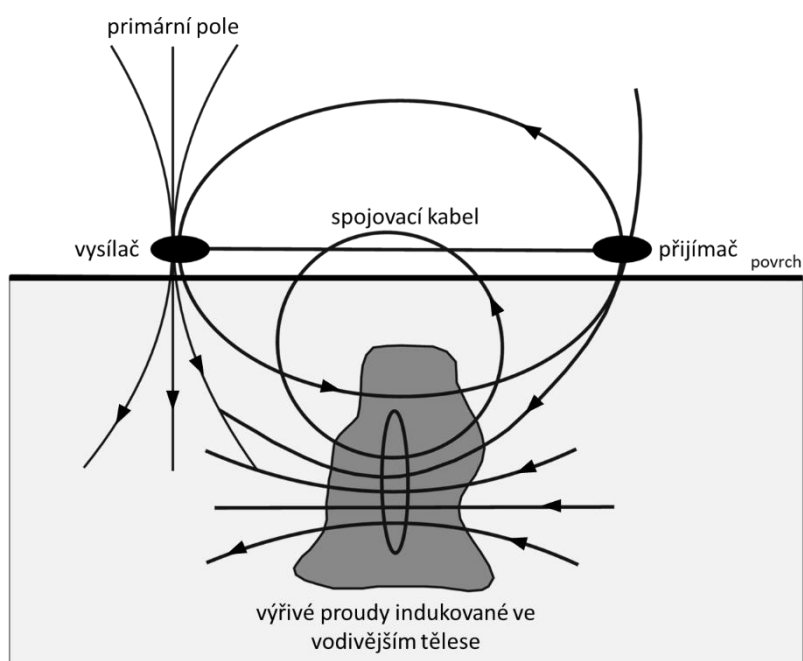
Obr.2. geologická mapa zájmové oblasti (převzato z mapy.geology.cz 28.10.2018 a upraveno)

3. Geofyzikální metody

3.1. Elektromagnetické metody

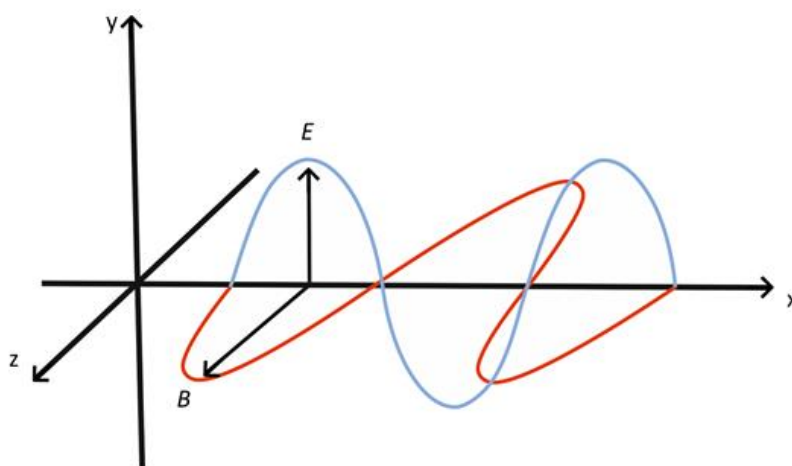
Tyto metody, které byly původně vyvinuty pro účely detekce vysoce vodivých sulfidových mineralizací, využívají ke zkoumání podpovrchových struktur princip elektromagnetické indukce a teorii elektromagnetického pole (Mareš et al., 1990). Cílem těchto metod je hledání anomálií pomocí sekundárního magnetického pole. Využívají se tedy k hledání lokálních vodičů v prostředí, které je oproti těmto vodičům nevodivé nebo jen mírně vodivé (Milsom 2003).

Charakter vyvolaného elektromagnetického pole závisí na magnetických a elektrických vlastnostech zkoumaného prostředí a na zdroji použitého k jeho vyvolání. Vodivost prostředí je také hlavním faktorem, který ovlivňuje hloubku dosahu elektromagnetických metod, přičemž se jedná o nepřímou úměru. Princip metody je následovný. Aparaturu tvoří dvě cívky spojené spojovacím kabelem. Vysílací cívka neboli vysílač, vytváří primární magnetické pole, které prochází horninovým prostředím. Pokud se v horninovém prostředí nachází nějaký elektricky vodivý objekt nebo materiál, např. žíla, železný předmět nebo rudní těleso, tak se v tomto tělese vytváří v důsledku působení magnetického pole střídavý proud, který následně vyvolává sekundární magnetické pole. To je zpětně detekováno druhou, přijímací cívkou neboli přijímačem (Mussett a Khan 2000).



Obr.3. Princip elektromagnetické indukce (upraveno podle Křížové et.al. 1998)

Elektromagnetické vlnění má dvě složky, které nejde oddělit, a to elektrickou a magnetickou. Elektrická složka představuje vektor intenzity elektrického pole E a magnetická složka představuje vektor magnetické indukce B . Tyto dvě složky jsou kolmé navzájem a taky kolmé na směr šíření vlny. Rychlost vlnění v lze vypočítat jako součin vlnové délky λ a frekvence f . Vlnová délka vyjadřuje vzdálenost mezi dvěma po sobě jdoucími amplitudami (vrcholy) vlny a frekvence udává počet amplitud, které projdou určitým místem za jednu sekundu.



Obr.4. Elektromagnetická vlna šířící se v kladném směru x

Výhoda těchto metod tkví v tom, že při měření není nutný primární kontakt s horninovým prostředím, což např. znamená, že průzkum lze provádět letecky. Výstupem u moderních aparatur je přímé určení hodnot zdánlivých měrných vodivostí (Milsom 2003).

3.1.1. Dipólové elektromagnetické profilování

Při této metodě se měří odezvy svisle vysílaného elektromagnetického pulzu o určité frekvenci, což umožňuje zjištění zdánlivé konduktivity a tím i zdánlivé rezistivity hornin nebo půd pod povrchem přístrojem zvaným konduktometr (Mareš et al., 1990). Dipólové elektromagnetické profilování využívá primární elektromagnetické pole, které je vytvářené v magnetickém dipólu, realizovaným cívkou neboli vysílačem, v kterém proudí střídavý proud. Následně primární elektromagnetické pole indukuje v horninovém prostředí malé vířivé proudy, jejichž intenzita závisí na vodivých vlastnostech materiálu v místě měření. Příjímácí cívka neboli přijímač, následně zachycuje sekundární magnetické pole vyvolané těmito vířivými proudy. Změnou vzdálenosti vysílací a příjímácí cívky lze změnit hloubkový dosah měření. Zkracováním vzdálenosti mezi vysílačem a příjímáčem se snižuje hloubkový dosah přístroje. Ten se mění také při změně frekvence zdrojového pole. Tento typ měření má několik výhod. Samotné měření nezabírá moc času a je v celku pohodlné. Protože nemáme vodivý kontakt se zemí, tak tím pádem nám při

měření nepřekáží měření povrchové vrstvy s vysokými odpor jako je například štěrk, písek nebo asfalt (Milsom 2003).

3.2. Elektrické proudové metody

Elektrické proudové metody využívají k měření různost elektrických vlastností minerálů a hornin. U těchto metod jsou podstatné tři parametry a to: měrný elektrický odpor, polarizovatelnost a relativní permitivita. Při měření je do horninového prostředí zaváděn elektrický proud, který v něm vyvolává elektrické pole. Proud do horninového prostředí je zaváděn buď přímo pomocí elektrod nebo za pomoci elektromagnetické indukce při které není potřebný přímý styk s horninovým prostředím (Mareš et al., 1990). Měření, při kterém se proud vpouští do horninového prostředí přímo pomocí elektrod se označuje taky jako měření stejnoměrným proudem, někdy také označované jako DC (z angl. *direct current* = stejnoměrný proud). Geoelektrické metody se v minulosti rozvíjely především s ohledem na ložiskovou prospekci. Teprve s rozvojem výpočetní techniky, analýzy a zpracování dat se tyto metody začaly uplatňovat i v jiných oborech jako například v hydrogeologii, archeologii, environmentálních studiích. Výsledkem měření je geoelektrický profil, ve kterém jsou hranice mezi geologickými útvary, jejich vnitřními vrstvami a objekty určeny jejich rozdílnými elektrickými vlastnostmi (Mussett a Khan 2000).

3.2.1. Odporové metody

Odporové metody fungují na principu Ohmova zákona, který definuje odpor R (Ω) jako poměr proudu I (A) a napětí U (V).

$$R = U/I$$

(1) Ohmův zákon (Milsom 2003)

Elektrický odpor je vlastnost látek, která se dá vyjádřit jako schopnost zabraňovat průchodu elektrického proudu. Parametr, který je pro geoelektrické odporové metody důležitý, je rezistivita neboli měrný elektrický odpor, který je jednou ze základních fyzikálních vlastností látek. Jedná se o fyzikální veličinu, která vyjadřuje elektrický odpor vodiče o jednotkové délce a o jednotkovém průřezu. Měrný elektrický odpor je určený vztahem 2, kde R je odpor vodiče, l délka vodiče, S tloušťka vodiče a ρ je měrný odpor.

$$R = \rho l/S$$

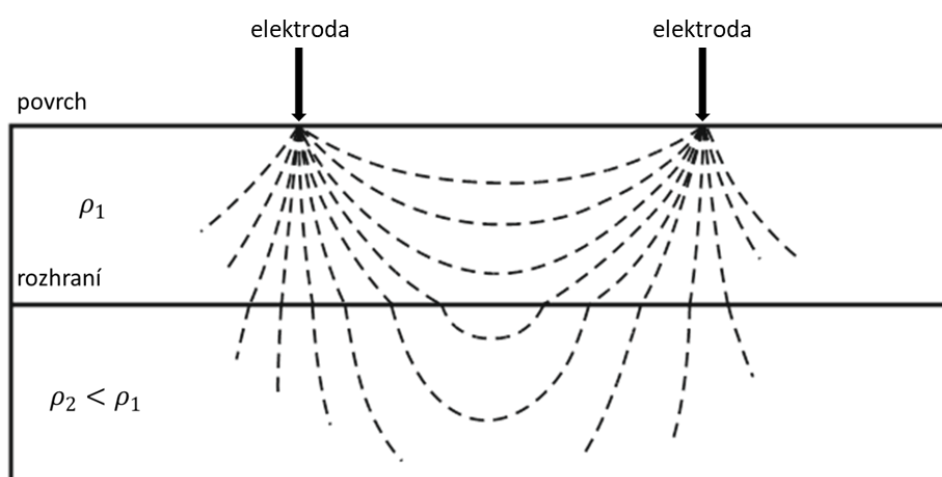
(2) vzorec na výpočet měrného elektrického odporu (Milsom 2003)

Převrácením hodnoty měrného odporu získáme hodnotu měrné vodivosti (γ), která se dá vyjádřit vztahem 3.

$$\gamma = l/\rho$$

(3) vzorec na výpočet měrné vodivosti (Milsom 2003)

Jednotkou měrného elektrického odporu je ohm-metr (Ωm) a měrné vodivosti Siemens na metr (Sm^{-1}) (Milsom 2003).



Obr.5. Průchod elektrického proudu mezi dvěma elektrodami přes dvě prostředí s rozdílným měrným odporem (upraveno podle Musset a Khan 2000).

V závislosti na typu požadovaného měření se používá několik uspořádání elektrod, které se liší jejich rozmístěním. Platí též, že čím delší je vzdálenost mezi koncovými elektrodami, tím jsme schopni dosáhnout větších hloubek (Jančovič et al. 2014).

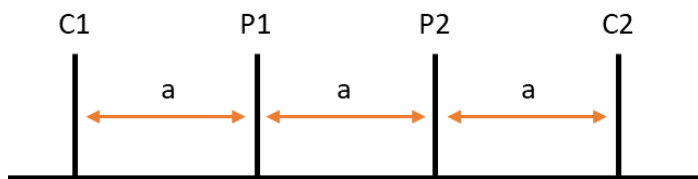
3.2.2. Uspořádání elektrod

Podle účelu měření je potřeba zvolit vhodné uspořádání elektrod, délku profilu, rozstup jednotlivých elektrod. Z různých možností uspořádání elektrod jsou nejpoužívanější 3 metody. Jedná se o metody Wenner, Wenner-Schlumberger (Schlumbergerova metoda) a metodu dipól – dipól (Loke 1996).

3.2.2.1. Wennerova metoda

Při Wennerově uspořádání elektrod mají sousedící elektrody mezi sebou vždy stejné rozestupy (viz. Obr.6.). Uspořádání je vhodné pro určování vertikálních změn v horizontálně

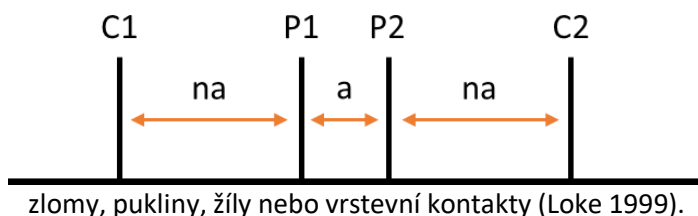
uložených vrstvách jako jsou například proluviální, fluviální, či lakustrinní sedimentární struktury. (Loke 1999).



Obr.6. Wennerovo uspořádání elektrod, C1 a C2 – proudové elektrody, P1 a P2 – potenciálové elektrody (upraveno podle Loke 1999)

3.2.2.2. Wenner-Schlumbergerova metoda

Tato metoda využívá mezi proudovými a potenciálovými elektrodami různé rozestupy (viz. Obr.7.). Uspořádání je vhodné k měření vertikálních a horizontálních struktur, jako jsou například

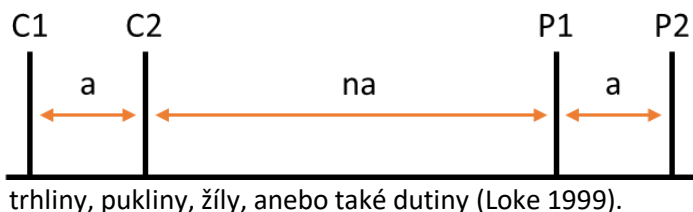


Obr.7. Wenner-Schlumbergerovo uspořádání elektrod, C1 a C2 – proudové elektrody, P1 a P2 – potenciálové elektrody (upraveno podle Loke 1999)

zlomy, pukliny, žíly nebo vrstevní kontakty (Loke 1999).

3.2.2.3. Metoda dipól – dipól

Tato metoda využívá párové uspořádání elektrod (viz. Obr.8.). Největší citlivost se projevuje mezi již zmíněnými páry. Uspořádání je vhodné pro měření vertikálních struktur jako jsou např.



Obr.8. dipól – dipól uspořádání elektrod, C1 a C2 – proudové elektrody, P1 a P2 – potenciálové elektrody (upraveno podle Loke 1999)

trhliny, pukliny, žíly, anebo také dutiny (Loke 1999).

3.2.4. Odporová tomografie

Metoda je založena na měření distribuce měrného odporu horninového podloží a zemin pomocí elektrod, které jsou rozmístěny v konstantní vzdálenosti od sebe v profilu nebo v ploše na povrchu, podél níž se zjišťují hodnoty měrného elektrického odporu. Protože se při měření používá velké množství elektrod, nazývá se metoda též multielektrodovým profilováním či prostě ERT (zkratka z angl. electric resistivity tomography = elektrická odporová tomografie). Elektrody, které jsou neustále ve styku s horninovým prostředím, jsou řídicí aparaturou střídavě zapojovány jako proudové nebo jako měřící.

Odporové profilování slouží hlavně ke zkoumání pokryvných útvarů a reliéfu horninového podloží, protože pokryvné útvary mají většinou nižší odpory než skalní podloží. Také lze lokalizovat narušená místa nebo propustnější zóny ve skalním podloží. Tato metoda je využívána například k detekci a průzkumu vnitřní stavby sesuvů nebo ke zkoumání mocnosti a rozsahu permafrostu a zmrzlých hornin (Milsom 2003).

3.3. Seismické metody

Seismický průzkum je geofyzikální metoda, která k průzkumu podpovrchových struktur využívá uměle vyvolané elastické vlny, které se šíří od zdroje všemi směry (Mareš et al., 1990). Předpokladem pro fungování seismické metody je fakt, že se seismické vlny šíří různou rychlostí v různých materiálech, přičemž rychlost šíření vlny závisí především na hustotě ale i na porositě a také charakteru výplně pórů materiálu, kterým vlna prochází. Podle hloubkového rozsahu můžeme seismické metody rozdělit do dvou skupin, a to na mělké seismické metody a na hloubkové seismické metody. Podle typu vln, které se využívají, rozlišujeme metodu reflexní, která využívá vlny odražené, a metodu refrakční, která využívá vlny lomené (Mussett a Khan 2000).

3.3.1. Seismické vlny

Seismickou vlnu lze charakterizovat vlnovou délkou λ a frekvencí f . Vlnová délka vyjadřuje vzdálenost mezi dvěma po sobě jdoucími amplitudami (vrcholy) vlny a frekvence udává počet amplitud, které projdou určitým místem za jednu sekundu. Součinem těchto veličin můžeme vyjádřit seismickou rychlost (m/s) (Mussett a Khan 2000)

Rychlost šíření seismické vlny je závislá na prostředí, ve kterém se vlna šíří. Reálné horninové prostředí je nehomogenní a k určení rychlostí v takovém prostředí je nutné zprůměrování cestovních časů (*travel times*). Pro příčné vlny V_p se počítá s mezí pružnosti j a pro příčné neboli sekundární vlny V_s se počítá s modulem pružnosti ve smyku μ . Rychlost elastických vln lze vyjádřit ze vztahu (4).

$$V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho} \quad V_s = \sqrt{\mu/\rho}$$

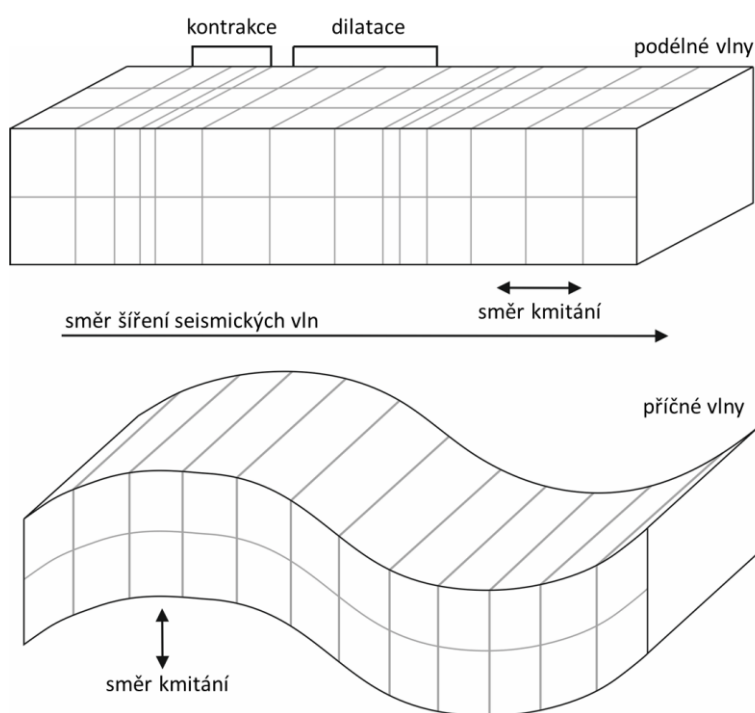
(4) vzorce na výpočet rychlosti elastických vln (Milsom 2003)

Většina seismických průzkumů poskytuje pouze odhady rychlostí příčných vln, které jsou spíše hrubými vodítky ke určení horniny. Rychlost příčných vln lze vypočítat ze vztahu (5).

$$V_p = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2}$$

(5) vzorec na výpočet rychlosti podélné vlny (Milsom 2003)

λ a μ představují Lamého koeficienty a ρ představuje objemovou hustotu prostředí, ve kterém se vlna šíří. Lamého koeficienty jsou veličiny, které se používají k popisu elastických vlastností prostředí, to znamená, že nabývají hodnoty při tlakové deformaci prostředí (Milsom 2003).



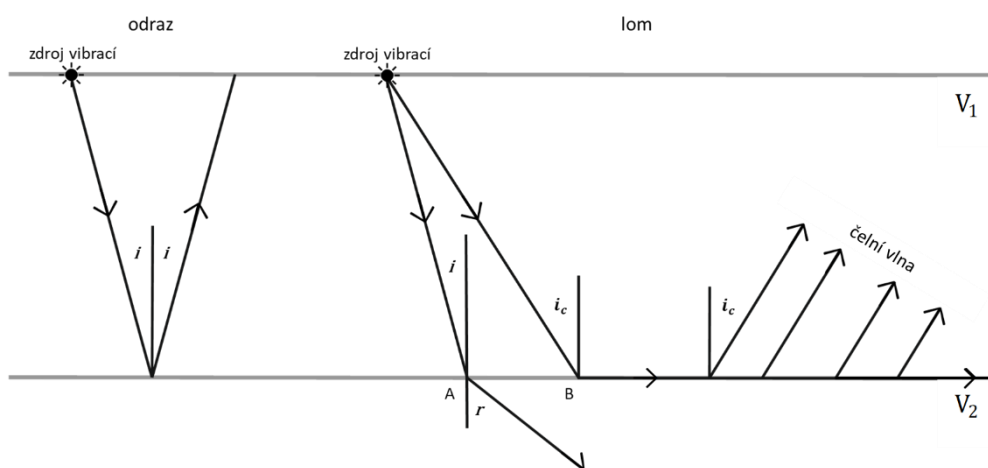
Obr.9. Podélné a příčné vlny (upraveno podle Musset a Khan 2000)

Seismické vlny se od zdroje šíří jako vlnoplocha kulovitého tvaru. V důsledku toho, že reálné horninové prostředí není homogenní a ani ideálně pružné, se seismická vlna nešíří přímočaře. Seismická vlna procházející reálným horninovým prostředím určitou rychlostí se na rozhraní dvou geologických prostředí s různou seismickou rychlostí láme a odráží. Většinou když dochází k lomu, dochází také k odrazu. Odraz je jev, při kterém se většina energie odrazí od seismického rozhraní. Takové rozhraní se označuje jako reflektor. Lom je jev, při kterém se většina energie neodrazí ale dál proniká do podloží s jinou rychlostí a směrem šíření (Milsom 2003).

K lomu dochází pod určitým úhlem, který je dán změnou seismické rychlosti. Velikost úhlu je stanovena pomocí Snellova zákona (Mussett a Khan 2000). Snellův zákon říká, že poměr sinů úhlů dopadu a lomu a se rovná poměru rychlostí šíření vlny ve dvou odlišných prostředích. Zapsat to můžeme následovně:

$$\sin i / \sin r = V_1 / V_2$$

(6) Snellův zákon (Milsom 2003)



Obr.10. Odraz a lom vlny na geologickém rozhraní. A – jednoduchý lom, B – kritický lom (podle Milsom 2003)

Zdrojů uměle vyvolaných seismických vln může být několik. Může se použít slabá trhavina nebo impaktní či vibrační přístroje. Použit se dá také bourací kladivo, které se používá při mělkém podpovrchovém průzkumu. Detekce seismických vln v seismických metodách spočívá v převedení mechanické energie na elektrický signál. Síla signálu je přímo úměrná působící síle. Převod se děje pomocí zařízení zvaných geofony, které jsou při měření zaraženy hroty do sedimentárního pokryvu. Pokud se měří na tvrdém podloží bez sedimentárního pokryvu, připevňují se geofony pomocí lepící podložky nebo tmelu (Mussett a Khan 2000).

3.3.2. Mělká refrakční seismika

Mělká refrakční seismika je metoda založená na vyhodnocování času příchodu prvního nasazení refragované neboli čelní seismické vlny, která se pohybuje v horninovém prostředí podle povrchu seismicky rychlejšího prostředí, jakým je například skalní podloží nebo hladina podzemní vody. Snellův zákon říká, že pokud je rychlost šíření vlny v prostředí V_2 větší než V_1 a pokud $\sin i = V_1/V_2$, tak lomený paprsek bude procházet paralelně s rozhraním při rychlosti V_2 . Tento jev se

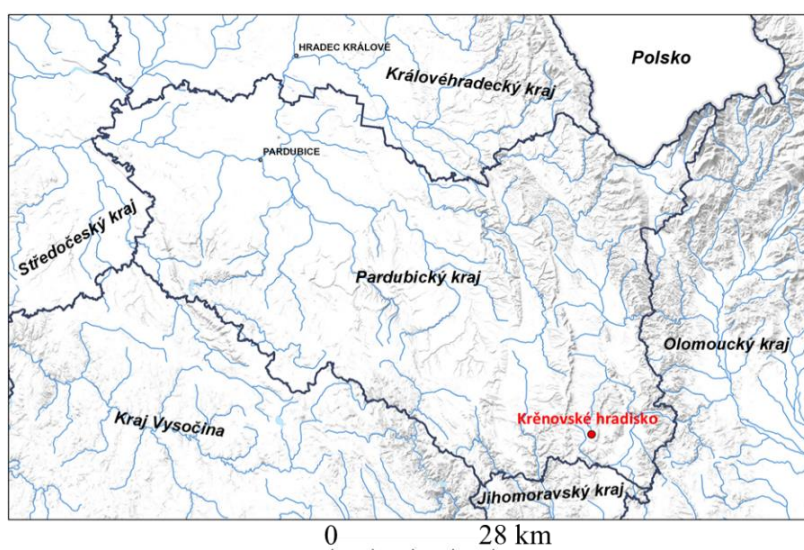
nazývá kritická refrakce nebo kritický lom (Obr.1. – B). Po kritickém lomu se část energie vrátí na povrch jako čelní vlna reprezentovaná signálem, který opustí rozhraní pod kritickým úhlem. Čelní vlna prochází horní vrstvou při rychlosti V_1 , ale protože je ukloněná, zdá se, že se pohybuje přes horninové prostředí rychlostí V_2 . Rychlost, kterou se vlny pohybují, musí na rozhraní narůstat. To znamená, že vlna musí procházet ze seizmicky pomalejšího prostředí do seizmicky rychlejšího a s narůstající hloubkou nesmí docházet k poklesu rychlosti. Časy, za které vlna přejde vzdálenost od zdroje ke geofonům se pohybují v rozmezí jen několika desítek milisekund. Mělká refrakční seismika využívá P vlny (podélné, primární). P vlny kmitají ve směru šíření vlny. To znamená, že cestují formou smršťování a roztahování (*compression, rarefaction*). Tyto vlny mají nejvyšší rychlost vlnového pohybu, to znamená, že se horninovým prostředím pohybují nejrychleji (Milsom 2003).

4. Archeologický exkurz

4.1. Mařínské hradisko

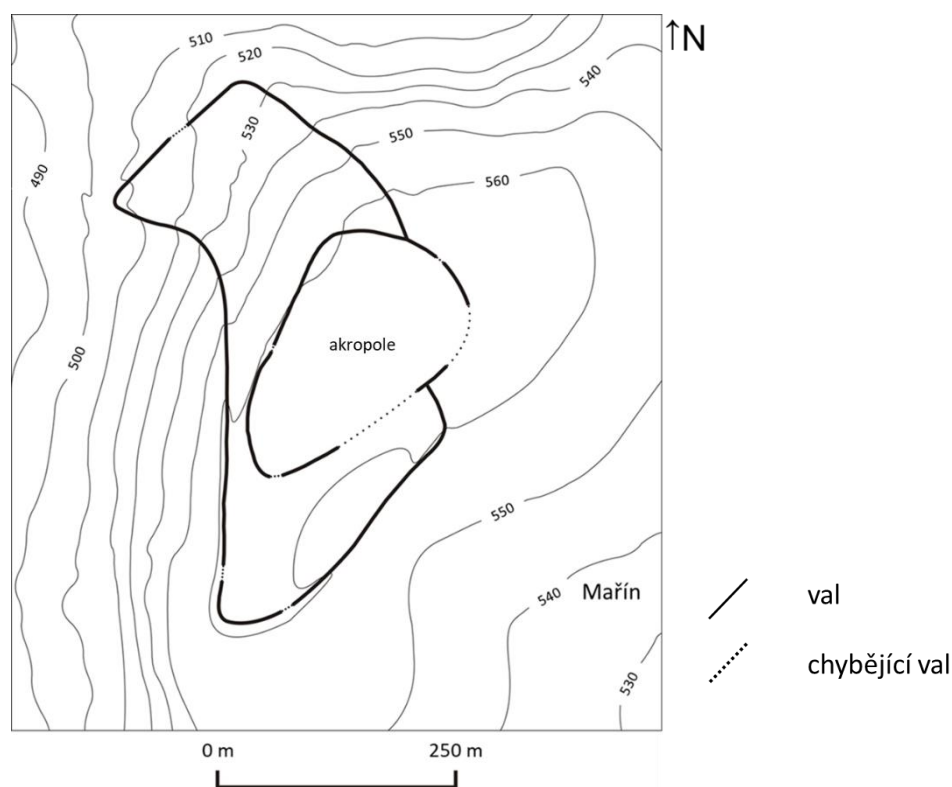
Mařínské nebo také Křenovské hradisko se nachází v okrese Svitavy, přibližně 7 km severozápadně od města Jevíčko a asi 1,5 km jihovýchodně od obce Křenov na zčásti zalesněném návrší, které leží nad údolím Malonínkého potoka severozápadním směrem od obce Mařín. Nadmořská výška akropole hradiska se pohybuje kolem 570 m.

Rozloha hradiska se uvádí přibližně 20 ha (Novotný 1971), ale změřením plochy pomocí internetového portálu geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec dosáhneme rozlohu hradiska přibližně 12 ha. K rozdílu došlo pravděpodobně chybou při měření rozlohy plochy v minulosti.



Obr.11. poloha Křenovského hradiska v Pardubickém kraji (upraveno podle mapy.geology.cz 28.10.2018)

Jak akropole, tak i předhradí jsou obklopeny dřevěno-kamenným valovým opevněním, které je na vícero místech porušené, s největší pravděpodobností v recentní době (viz *Obr.11.*). Po celé délce vnějšího opevnění, je val doprovázen příkopem, který však není zachován stejně po celém obvodu (Procházka 2009). Vznik opevnění je datován do 9. století, tudíž do období Velké Moravy (tzv. středohradištní období). Datování je podloženo spoustou nálezů keramiky a také nálezy železných artefaktů v rámci hradiska (Profantová, Vích 2008). Samotné hradisko se dělí na níže položené předhradí a výše položenou akropoli. Předhradí se dělí na dvě části, a to na část severozápadní, která má přibližně čtyřúhelníkový půdorys a je neobvykle umístěná do celkem strmého svahu uklánějícího se na SZ, a část jižní, nepravidelného přibližně jazykovitého tvaru, které je přepojené s akropolí přibližně vejčitého tvaru. Vstup do hradiště se s největší pravděpodobností nacházel v severovýchodní části hradiska (Cendelín 2004). Tyto dvě části předhradí jsou propojeny koridorem ve směru sever-jih, širokém v nejužším místě přibližně 5 m. Právě v těchto místech Novotný (1971) předpokládá bránu. Jižní část předhradí je propojená s akropolí pomocí asi 65 m širokého a 10 m dlouhého koridoru, ve kterém se původně nacházel val, s největší pravděpodobností s průchodem v podobě brány.



Obr.12. plán Křenovského hradiště (upraveno podle Novotný 1971)

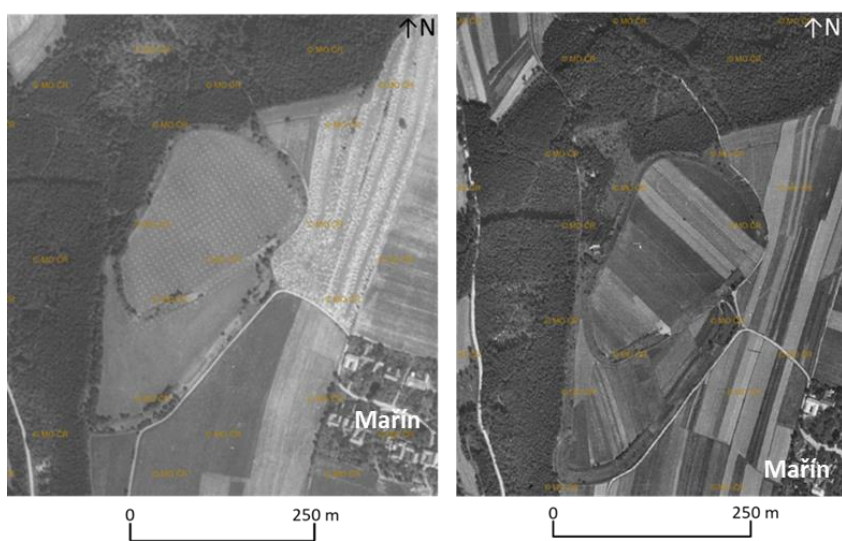
4.2. Historie hradiska

Vznik hradiska se datuje do období Velké Moravy, to znamená období 9. století, a dále bylo využíváno do století dvanáctého, což dokládají nálezy keramiky a kovových předmětů nejen přímo z hradiska, ale též z okolí (Novotný 1971; Profantová a Vích 2008). Vývoj oblasti je však mnohem starší, jak dokládají nálezy z mladší doby kamenné (neolitu), které mají podobu kamenné industrie a keramiky. Z pozdějších období pravěku se zde objevují kovové předměty jako náramky, sekerky, náhrdelníky, náušnice a dále keramika jak z doby měděné, tak bronzové a železné (Šlězár P., osobní sdělení, 6.5.2019.)

Hlavní osídlení hradiska spadá do období středohradištního, to znamená do období 800 až 950 n. l. Osídlení bylo datováno pomocí úlomků keramiky (Novotný 1971). Novotný (1971) se také domnívá, že hradisko bylo vybudováno jako překladiště železné rudy, která se v okolí těžila. Kromě toho hradiště pravděpodobně sloužilo i jako refugium v případě napadení oblasti nepřitelem. Po pádu Velké Moravy hradisko nebylo opuštěno, ale o nějakém větším kontinuálním osídlení pravděpodobně nemůžeme uvažovat. Důkazem pro využívání hradiska jsou znovu nálezy keramiky a kovových artefaktů, jako např. kovová nákončí opasků, nože a části jezdecké výstroje, jako jsou sekery, hroty kopí, ostruhy a části udidla nalezené buď přímo na hradisku nebo v okolních obcích (Profantová a Vích 2008). H. Freising (1940, in Novotný 1971) zmiňuje střepy keramiky, které datoval do období 10. až 11. století. Dalším významným důkazem o využívání hradiska jsou nálezy tří středověkých mincí. Nejstarší byla datována do konce 11. století, druhá do přelomu 12. a 13. století a třetí do druhé poloviny 13. století (Schneider, Vích 2018). Další funkci hradiska můžeme pravděpodobně spojovat s obchodní cestou, která kolem hradiska vedla. Hradisko samotné nejspíše leželo na křižovatce dálkových cest, které spojovaly Čechy a Moravu (Čížmář 2004). Z dalších úlomků keramiky můžeme soudit, že lokalita byla znovu osídlená v období 12. a 13. století, ale již jako druhotní osídlení po zániku hradiska.

Zánik hradiska můžeme spojovat s rozsáhlým požárem, který hradisko postihl. Důkazem jsou nálezy zuhelnatělých částí trámů v zachovaném valu a také nález popelových a přepálených vrstev v dokumentovaném řezu v prostoru před zničeným valem při východní části hradiska, obnaženém v souvislosti s budováním vysílače (Profantová a Vích 2008). Tyto vrstvy naznačují existenci silných požárů. V předválečném období se akropole hradiska a část předhradí využívaly k polnohospodářské činnosti. V období poválečném se na akropoli nacházel ovocný sad. Při výsadbě sadu byly jámy pro stromy hloubeny pomocí výbušnin (viz *Obr.15.* a *Obr.16.*). Tato polnohospodářská činnost měla bezpochyby za příčinu ztrátu mnoha artefaktů, a narušení středověkých objektů (Novotný 1971).

Zajímavá na hradisku, kromě samotného vývoje lokality, je jeho analogie a umístění v rámci jiných středohradištních hradisek. Zajímavostí je také popření obranných vlastností terénu, co spočívá v tom, že SZ část předhradí je položena do strmého srázu, přičemž V od akropole je neopevňovaná plocha, která je ve přibližně stejné nadmořské výšce jako je akropole. Novotný (1971) poukazuje na podobnost Křenovského hradiska a hradisek v severovýchodních Čechách, jako jsou např. Ostroměř, Kaly či Česov. Křenovské hradisko je však svojí rozlohou srovnatelné i s velkomoravskými hradisky typu Mikulčice, Pohansko nebo Staré Město. Všechna tato hradiska se ale nacházejí na jižní Moravě, kde se nacházelo mocenské centrum Velké Moravy, zatímco Křenovské hradisko se nachází celkem daleko od nich (Procházka 2009).



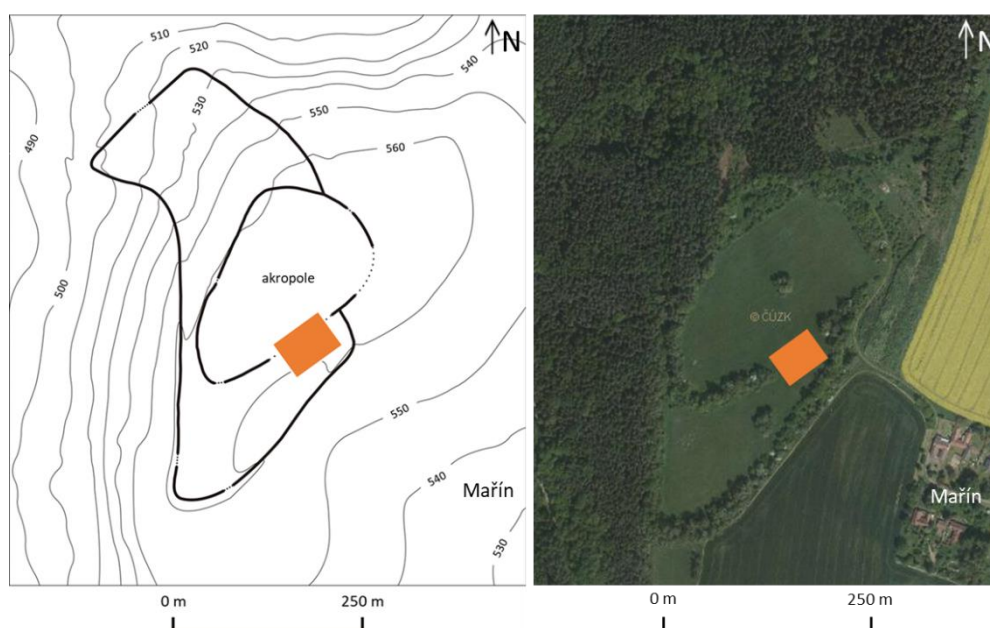
Obr.13. vlevo: ortofoto snímek hradiska z roku 1954 (upraveno podle lms.cuzk.cz; WMSA08.1954.JEVI54.03863 15.5.2019)

Obr.14. vpravo: ortofoto snímek hradiska z roku 1938, (upraveno podle lms.cuzk.cz; WMSA08.1938.JEVI54.05529 15.5.2019)

5. Metodika

5.1. Měřená plocha

Měřená plocha se nachází v jižní části akropole na úseku přibližně 70 m širokém, kde se pravděpodobně nacházel val akropole, přecházející do níže (jižněji) položeného předhradí. Původně bylo cílem provést geofyzikální prospekci na samotné akropoli, ale po prostudování studií, se cílenou plochou stalo místo, kde se s největší pravděpodobností nacházel val i s průchodem do akropole v podobě brány. Studovaná plocha má rozměry 60 m na délku a 40 m na šířku a převýšení o více než 3 m kde směrem od SZ k JV klesá.



Obr.15. vpravo: plán Křenovského hradiště s vyznačenou zájmovou plochou (upraveno podle Novotný 1971), vlevo: ortofoto snímek hradiště s vyznačenou zájmovou plochou (geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec 28.10.2018)

5.2. Použité vybavení

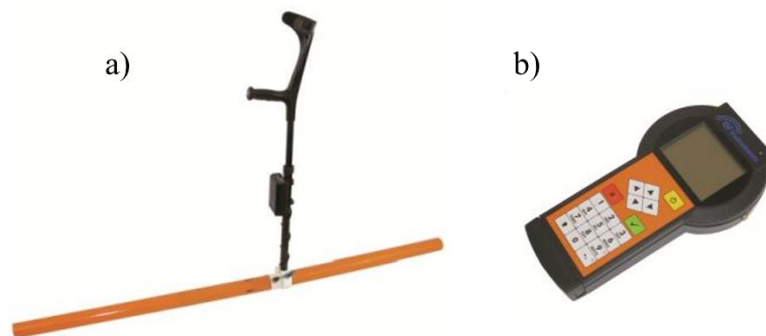
Na vytýčení měřené plochy byla použita měřící pásma a pomocí příruční GPS byly zjištěny souřadnice rohů plochy. Pro samotné měření byly použity následující přístroje: pro dipólové elektromagnetické profilování vícehloubkový elektromagnetický měřič vodivosti CMD-Mini Explorer 6L od firmy GF Instruments, ČR, pro odporovou tomografii systém ARES v 5.3 také od firmy GF Instruments, ČR a pro měření refrakční seismiky digitální 24 - kanálový seismograf ABEM Terraloc Mk8. ERT. Výškové měření na profilech bylo provedeno pomocí nivelačního přístroje upevněného na stativu a měřící latě. Terénní měření probíhalo v několika fázích. Nejprve se pomocí pásem vymezila plocha o rozměrech 60*40 m a pomocí GPS byly zaměřeny rohy plochy. Následně bylo provedeno geofyzikální měření.



Obr.16. Měřená plocha vytyčená pomocí pásem (foto 3.7.2018)

5.3. Dipólové elektromagnetické profilování

K měření byl použit vícehloubkový elektromagnetický měřič vodivosti CMD-Mini Explorer 6L, kterým se změřila celá plocha. Aparatura se skládala z držáku, na kterém byla připevněná sonda, a řídicí jednotky s vlastním zdrojem, která byla se sondou připojená pomocí bluetooth připojení. Měřilo se v liniích, vodorovně s delší stranou plochy (60 m) směřující od SV na JZ, a to každých 2 m počínajíc na 0 m a konče na 40 m, což znamená, že výsledné zobrazení měření se skládá ze 17 po sobě jdoucích profilů. Měřilo se kombinací bodového a kontinuálního módu, tj. přístroj měřil kontinuálně v délce 60 m, ale na každých pěti metrech byl na danou vzdálenost „upozorněn“ pro zpřesnění výsledné interpolace. Výhodou daného přístroje je, že měření se provádí v 6 vrstvách, které poskytují relativně detailní obraz toho, co je pod povrchem měřené plochy.



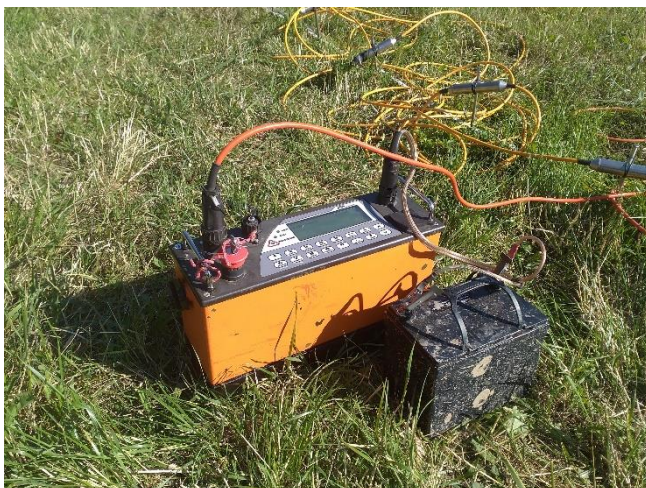
Obr.17. a) vícehloubkový elektromagnetický měřič vodivosti CMD-Mini Explorer 6L, b) CMD řídicí jednotka, *gfinstruments.cz 28.10.2018*

5.3.1. Zpracování naměřených dat

Naměřená data byla přes USB rozhraní stažena do PC a zpracována v programu Surfer 10.0 od společnosti Golden Software. V programu se ze získaných dat vytvořilo 6 vrstev, kde každá zobrazuje elektrickou vodivost pod měřenou plochou v různých hloubkách.

5.4. Odporová tomografie

K měření byl použit systém ARES v 5.3 (GF Instruments, ČR). Po stanovení délky a orientaci profilu se podél pásma byly do země zatlučeny elektrody v pravidelném uspořádání. Pro všechny měřené profily bylo využito Wennerovo uspořádání elektrod s roztečí 0,5 m. Následně se k elektrodám pomocí gumiček připevnily měřící kabely, které se posléze připojily k řídicí jednotce, ve které byly nastaveny příslušné parametry. Řídicí jednotka je napojená na externí zdroj, v daném případě autobaterii. Před samotným měřením dochází ke kontrole, zda jsou všechny elektrody správně zatlučené a kabely správně připojené. Samotné měření pak trvalo přibližně tři hodiny. Podél profilu byla změřena výška pomocí nivelačního přístroje.



Obr.28. a) řídicí jednotka ARES připojená k externímu zdroji b) měření profilu odporovou tomografií (foto 3.7.2018)

5.4.1. Zpracování naměřených dat

Ke stažení naměřených dat z řídicí jednotky byl použit program ARES v 5.3 a ke zpracování dat byl použit software program RES2DINV od společnosti Geotomo Software (Malajsie). Pomocí programu Surfer byl k datům přiřazené nadmořské výšky. V programu RES2DINV byla provedena inverze dat metodou nejmenších čtverců (least-squares inversion). Tato metoda se využívá k

vygenerování modelu rozložení měrného odporu. Inverze byla nastavena na 5 iterací. Relativní chyba po páté iteraci byla u obou ERT profilů menší než 3 %.

5.5. Refrakční seismika

Seismické měření probíhalo jako poslední. Pro měření byl použit digitální 24 - kanálový seismograf ABEM Terraloc Mk8. Aparatura se skládá ze samotné řídicí jednotky, 25 geofonů, z čehož je 24 geofonů měřících, připojených k seismickým kabelům pomocí svorek, a jeden geofon je spouštěcí, který je připojen přímo k řídicí jednotce pomocí vlastního kabelu. Dále dva seismické kabely, které mají 12 vývodů po 12,5 metrech, které jsou vždy očíslované 1 až 12. Seismograf byl napájen externí baterií. Zdrojem seismických vln bylo desetikilogramové kladivo, kterým se bouchalo do pryskyřicové podložky. Geofony byly rozmístěny do linie s pravidelnými rozestupy 1,5 m. Na řídicí jednotce pak byly nastaveny požadované parametry měření jako je počet a rozteč geofonů, místo a offset odpalu, filtrace šumu. První odpal se vždy nacházel před profilem ve vzdálenosti 3 m o offsetu 0 m. Odpaly na profilu měly vždy offset 1 m a byly prováděné pravidelně po 5 m počínaje na 0 m a konče na 35 m. Poslední odpal měření byl vždy za profilem na 40 m o offsetu 0 m. Celkově bylo tedy na jeden profil provedeno 10 odpalů. Pro zmenšení chyby a zašumění měření se každý odpal prováděl alespoň třikrát. Odstup jednotlivých profilů byl 2 m, přičemž první seismický profil ležel na SV okraji na 0 m délky plochy, se stejnou orientací, jakou měly ERT profily. Na profilech bylo po měření provedeno výškové měření pro zohlednění



Obr.19. a) řídicí jednotka 24-kanálový Terraloc Mk8 (ABEM) b) seismický kabel c) geofon (foto 25.10.2018)

topografie při interpolaci.

5.5.1. Zpracování naměřených dat

K zpracování naměřených dat byl použit software ReflexW od společnosti Sandmeier geophysical research, ve kterém je možné zpracovávat a interpolovat data jak z refrakční, tak i z reflexní seismiky a georadaru.

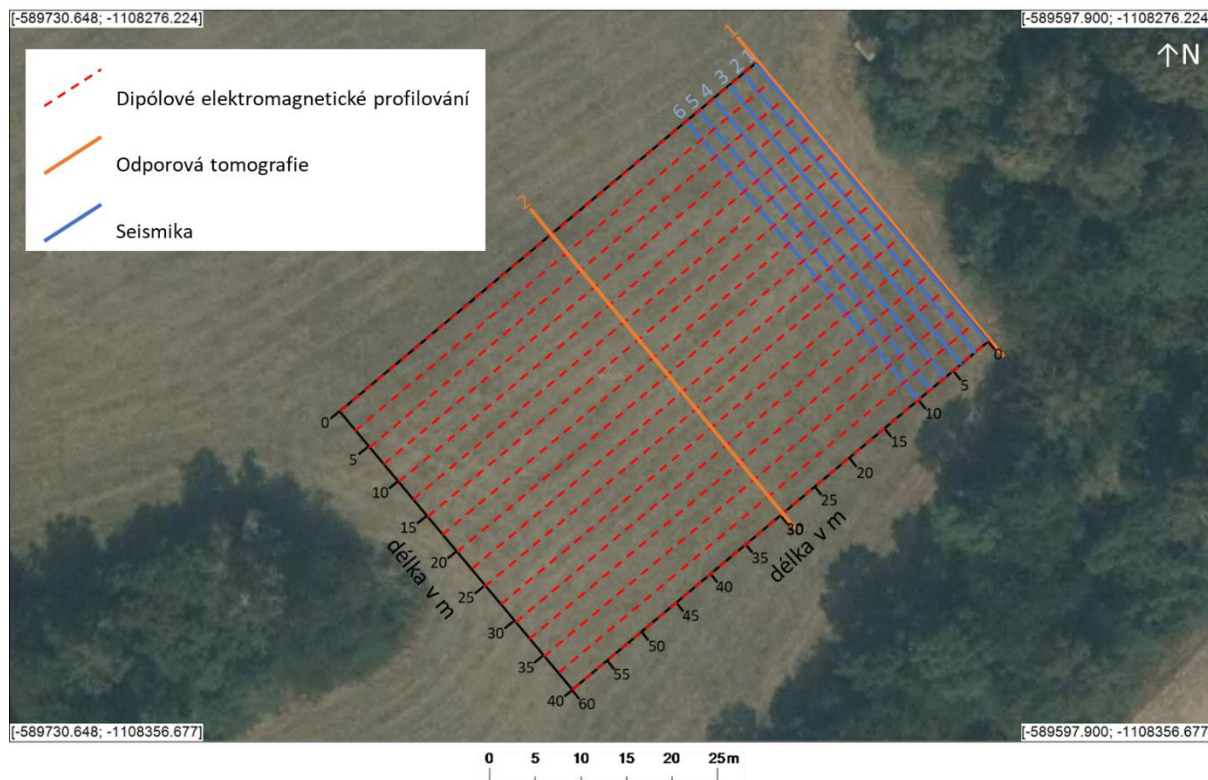
Na začátek se data z řídicí jednotky stáhnou do počítače. Po spuštění programu ReflexW je otevřen modul *2D data-analysis* a pomocí funkce *import* do programu jsou nahraná stažená data, které se uloží. Uložená data se ukládají do složky *ROHDATA*. Po načtení souboru se přepneme do *wiggle mode* a pomocí funkce *pick* se označí první příchody vln na každém kanálu, pokud je to možné. Pro lepší zobrazení na výběr prvních příchodů je možné pomocí nastavení, *plot – options*, změnit velikost amplitudy, přiblížit nebo oddálit. Po označení všech možných prvních příchodů vln se příchody uloží jako *Reflex Win* pro práci v *traveltime analysis 2D*, které se ukládají do složky *LINEDATA*, a ještě jako *ASCII-2D tomography*, které se ukládají do složky *ASCII*, v podobě tabulek pro další možné zpracování. Tento postup se opakuje pro všemi data, které se zpracovávají.

Následně se otevře modul *traveltime analysis 2D* a nahrají se všechny soubory prvních příchodů z jednoho profilu. Pak pomocí funkce *assign* a pomocí sklonu hodochron se přiřadí jednotlivé body do vrstev (aspoň do dvou). Po přiřazení bodů k jedné vrstvě se použije funkce *wavefront-inversion*, která vygeneruje model, který se pojmenuje a uloží. Postup se opakuje i pro druhou vrstvu. Pak se zvolí čísla pro *forward* a *reverse shot* (volíme čísla kanálů mezi předstřely a dostřely čím získáme časy hodochron mezi nimi). Následně se použije funkce *balance*, která hodochrony upraví. Opět se zvolí funkce *wavefront-inversion*, avšak teď se načte soubor, který obsahuje první vrstvu. Zvolí se ještě hodnoty pro *DeltaX* a *output scale* a následně se nechá vygenerovat model seismického rozhraní s příslušným počtem seismických rychlostí. Pokud nejsou přiřazené všechny body, tak se postup opakuje s tím, že při funkci *wavefront-inversion* se nahrává vždy poslední vygenerovaný model. Po vygenerování finálního modelu pro profil se soubor exportuje: *export to ASCII*. Následně se můžou soubory použít k vygenerování modelu rychlostí.

Ve své bakalářské práci jsem stejně jako u dipólového magnetického profilování použil software Surfer 10.0 od společnosti Golden Software. Potom, co se do programu Surfer nahrají data upravená v programu ReflexW, je program Surfer převede do tabulky, kde v sloupcích máme následovné hodnoty: sloupec A – číslo vrstvy, sloupec B – hodnota x (vzdálenost na profilu), sloupec C – relativní výšky, sloupec D – rychlosti seismických vln. Pro lepší výsledný model je vhodnější nahradit relativní výšky absolutními. Pro výpočet absolutních hodnot pro všechny požadované hodnoty v sloupci B, je nutné znát absolutní výšky na začátku a na konci profilu. Pro lepší a snadnější počítání je také dobré znát několik absolutních výšek v rámci profilu (např. výška na 10, 20, 30 m profilu). Postup k výpočtu absolutních výšek je zobrazen v příloze 3.

6. Výsledky

Celkově bylo provedeno 17 profilů dipólového elektromagnetického profilování, dva profily odporové tomografie označených 1 a 2 a šest seismických profilů označených 1 až 6 (viz. Obr.24.)

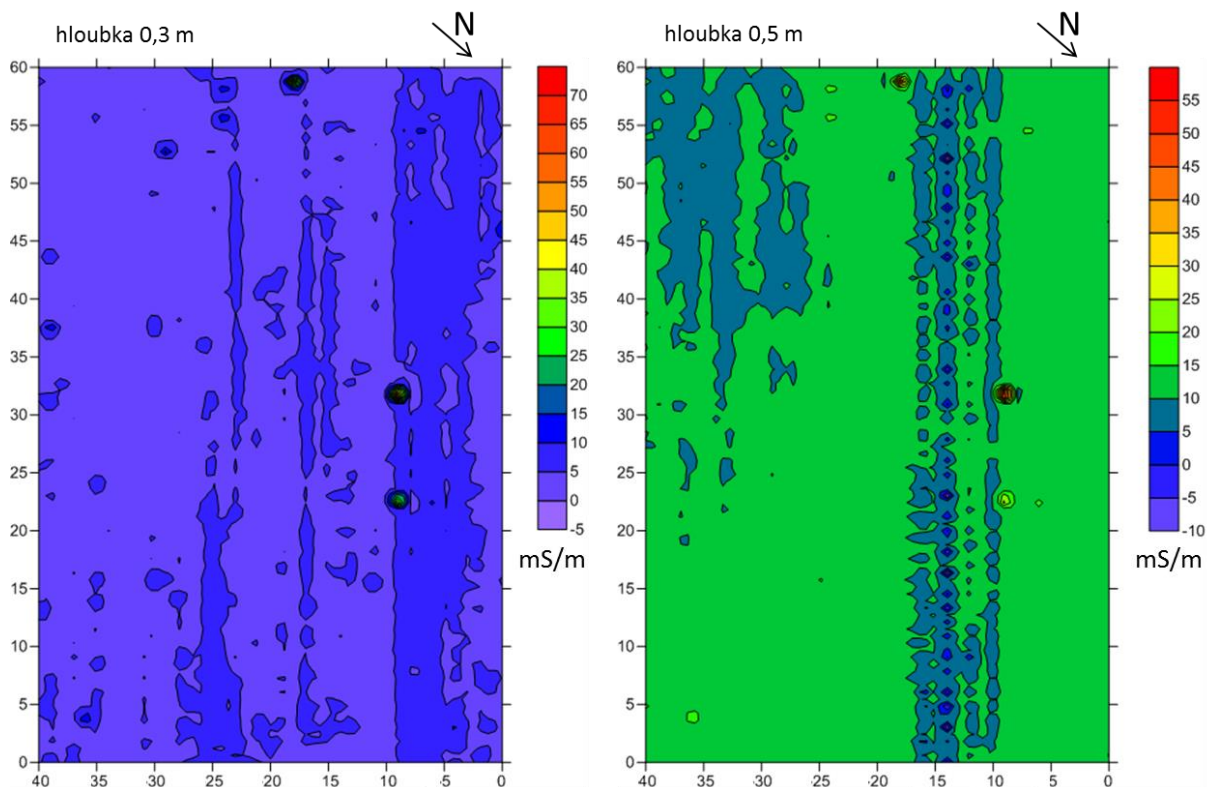


Obr.20. měřená plocha s vyznačenými liniemi, kde byly vedeny profily měření (upravené ortofoto geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec 8.5.2019)

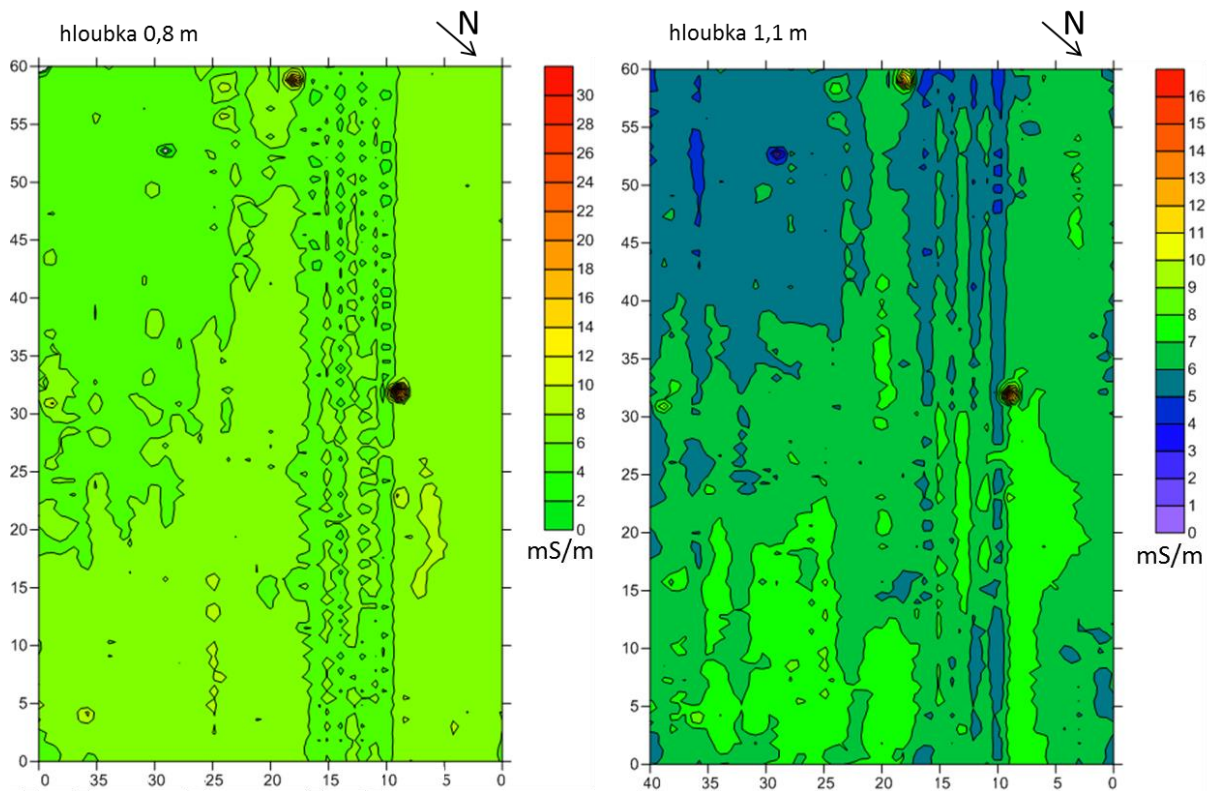
6.1. Dipólové elektromagnetické profilování

Celkově bylo změřeno 17 profilů, jejichž kombinací byl vygenerován model zdánlivé měrné elektrické vodivosti. Vícehloubkový elektromagnetický měřič vodivosti CMD-Mini Explorer 6L měří konduktivitu v 6 různých vrstvách, kde každá vrstva má jinou hloubku. Jednotlivé vrstvy se nacházejí v hloubkách 0,3 m, 0,6 m, 0,8 m, 1,1 m, 1,6 m a 2,3 m. V hloubce 0,3 m se hodnoty zdánlivé vodivosti pohybují v rozmezí od -5 do 70 mS/m. Vysoké hodnoty se nacházejí ve třech bodech na ploše, přičemž většina plochy má hodnoty od 0 do 5 mS/m. U těchto anomálií s rostoucí hloubkou klesá měrná vodivost a až do hloubky 2,3 m je můžeme pozorovat jako místa s vyšší zdánlivou vodivostí. V hloubce 2,3 m je už nepozorujeme. Tyto anomálie jsou také důvodem toho, že jednotlivé modely nemají stejné škály (viz. Obr.25., Obr.26., Obr.27.). S největší pravděpodobností se jedná o recentní kovové pozůstatky spojené se zemědělskou činností, která byla na lokalitě prováděna v minulém století. V hloubce 0,5 m se mírně zvyšuje zdánlivá vodivost a

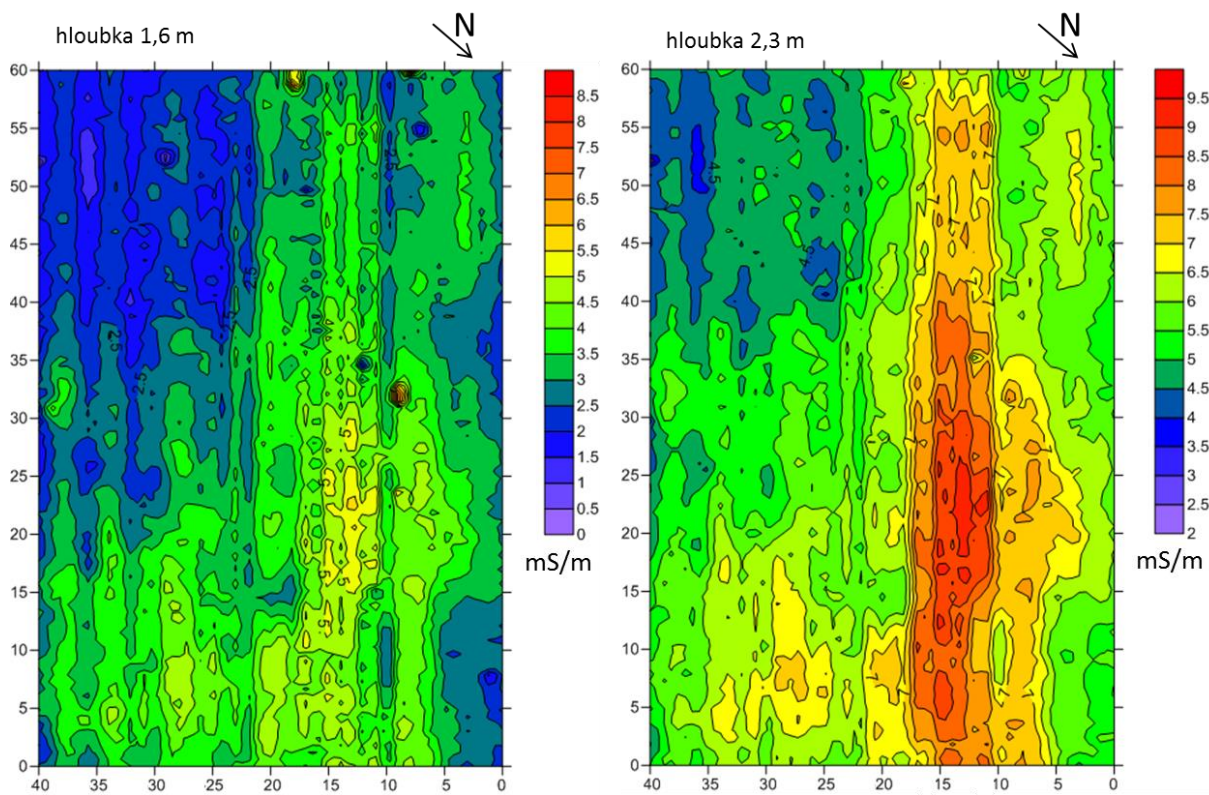
většina plochy nabývá hodnoty od 5 do 10 mS/m. Ve stejné hloubce se začíná rýsovat podpovrchová struktura široká přibližně 8 m a táhne se rovnoběžně po celé délce měřené plochy. Čím větší hloubka, tím je struktura výraznější a nabývá vyšší hodnoty vodivosti. Struktura se výrazně začíná projevovat v hloubce 1,6 m, kde nabývá hodnoty 4 až 5,5 mS/m, zatímco okolní prostředí dosahuje hodnot 1,5 až 3,5 mS/m (viz. Obr.27. vlevo). V hloubce 2,3 m je nárůst vodivosti ještě větší, kde pozorována struktura dosahuje hodnoty 6,5 až 9,5 mS/m a okolní prostředí dosahuje hodnot 3 až 6 mS/m (viz. Obr.27. vpravo). Z měření však není možné zjistit, jak hluboko daná struktura sahá.



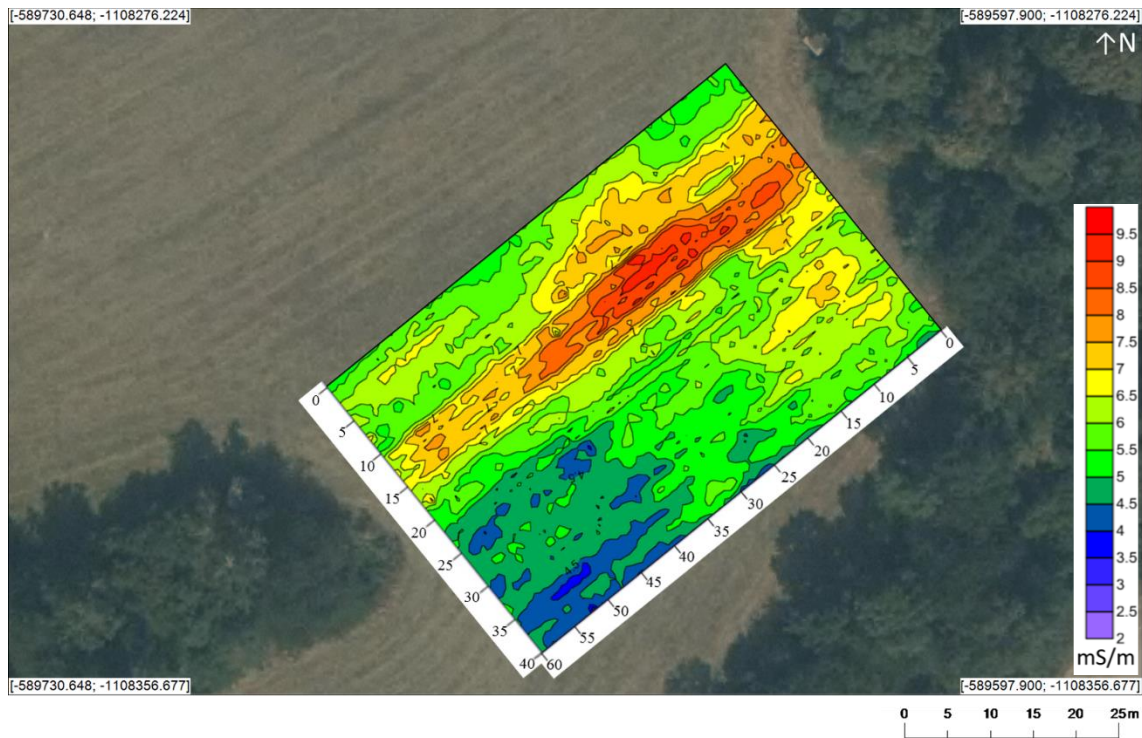
Obr.21. modely zdánlivé měrné vodivosti: vlevo – hloubka 0,3 m, vpravo – hloubka 0,5



Obr.22. modely zdánlivé měrné vodivosti: vlevo – hloubka 0,8 m, vpravo – hloubka 1,1



Obr.23. modely zdánlivé měrné vodivosti: vlevo – hloubka 1,6 m, vpravo – hloubka 2,3

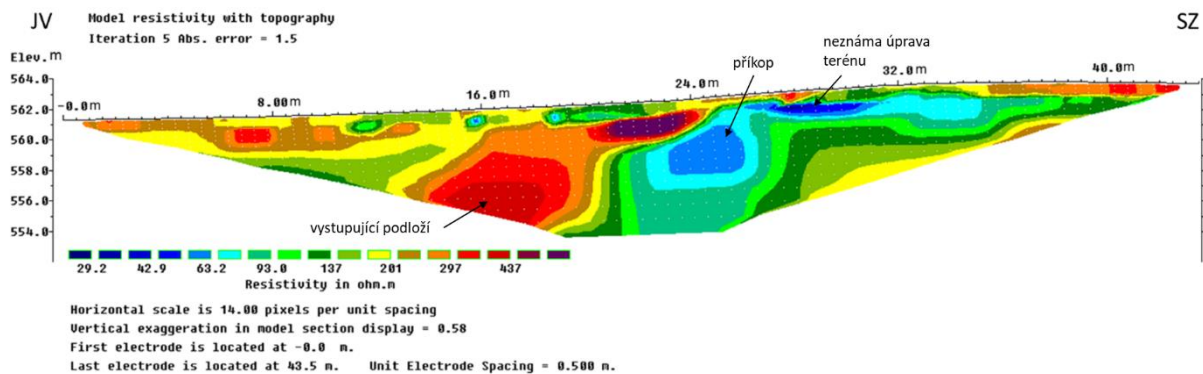


Obr.24. model zdánlivé měrné vodivosti v hloubce 2,3 m zasazený do měřené plochy

6.2. Odporová tomografie

Změřené byly 2 profily se stejnou délkou, orientací i roztečí elektrod. Na každém profilu bylo po měření provedeno výškové měření. Délka obou profilů je 43,5 m, přičemž profil zasahuje mimo plochu vymezenou CMD měřením na obou koncích (Obr. 20). U obou profilů bylo použito 88 elektrod, které byly uspořádány do Wennerova uspořádání s roztečí 0,5 m. Výsledné zpracování naměřených hodnot metodou ERT pomocí softwarových programů má podobu dvou 2D profilů.

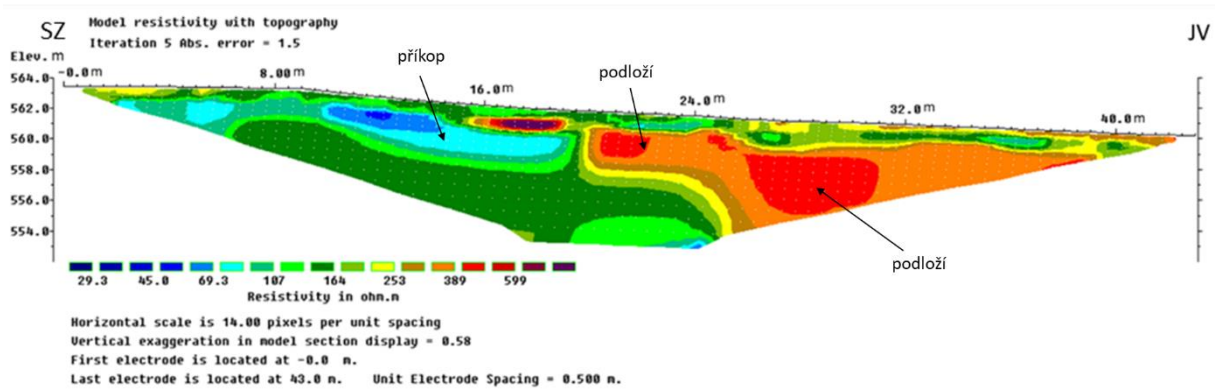
Profil č.1 (Obr.25) má délku 43,5 m s orientací SZ – JV. Profil leží na SV okraji plochy na 0 m délky plochy (ve směru SV–JZ). Nadmořská výška na profilu se pohybuje od 563,75 m v nejvyšším bodě ležícím na SZ konci profilu, po 561,20 m v nejnižším bodě ležícím na JV konci profilu. Hodnoty měrného elektrického odporu se u prvního profilu pohybují v rozpětí přibližně 30 Ω m až po 450 Ω m. Nejvyšší hodnoty měrného odporu, kolem 450 Ω m, se nacházejí ve středu profilu mezi 20. a 24. m v hloubce přibližně 2 m, a pak ještě hodnoty kolem 350 Ω m, které se nacházejí na 16. metru v hloubce přibližně šest m. Nejnižší hodnoty, 30 až 50 Ω m, profil nabývá mezi 26. až 30. metrem v hloubce 1 až 2 m. Podle velikosti a tvaru struktury se pravděpodobně jedná o úpravu terénu provedenou člověkem. Nízké hodnoty odporu jsou zde zřejmě způsobeny zvýšenou vlhkostí. Dále mezi 23. a 26. m v hloubce 2 až 3 m, pozorujeme výrazný skok z hodnot kolem 200 až 400 Ω m na hodnoty pohybující se kolem 50 až 60 Ω m. Tato struktura se směrem dolů během tří



Obr.25. Profil odporové tomografie č.1 na pozici 0 m

metrů roztahuje z 1,5 m na 4 m a dosahuje výšky čtyř metrů. Nízké hodnoty v hloubkách pěti a víc metrů jsou pravděpodobně způsobeny zvlhčením půdních prostor. Tato struktura svojí polohou a rozměrem odpovídá struktuře zachycené pomocí dipólového elektromagnetického profilování.

Profil č.2 (Obr.26.) má stejné parametry i orientaci jako profil č.1, ale leží na 30 m délky plochy. Nadmořská výška se na profilu pohybuje od 563,5 m v nejvyšším bodě ležícím na SZ konci profilu po 560,12 m v nejnižším bodě ležícím na JV konci profilu. Nutno podotknout, že výsledný model měrné rezistivity č.2 je oproti profilu č.1 zrcadlově obrácený. Naměřené hodnoty měrného elektrického odporu se pohybují od přibližně 30 Ω m až po 600 Ω m. Nejnižší hodnoty, 30 až 50 Ω m profil dosahuje mezi 10. a 14. m v hloubce jeden až dva m. Nízké hodnoty dále pokračují do 19. m délky profilu v hloubce dva až tři m, kde dosahují hodnoty kolem 70 Ω m. Tato struktura o nízké rezistivitě odpovídá struktuře na profilu č.1 která se nachází mezi 23. až 26. m v hloubce dva až tři m. Nejvyšší hodnoty odporu dosahujeme nad touto strukturou mezi 15. až 19. m v hloubce kolem jednoho m. Na 19. až 20. m v hloubkách 1,5 až 4 m máme výrazný skok z hodnot kolem 70 Ω m na hodnoty kolem 400 až 500 Ω m. Zde můžeme pozorovat další strukturu, která začíná na 20. m délky profilu v hloubce jedna a půl až čtyři m dále pokračuje po profilu, kde na 24. m se začíná prohlubovat, přičemž si zachovává konstantní hloubku horní hranice kolem jeden a půl až dva m. Tato struktura odpovídá vystupujícímu podloží. Mezi 8. a 24. m v hloubkách pod čtyři m se hodnoty odporu pohybují kolem 160 Ω m, což je pravděpodobně způsobeno zvlhčením prosakující vodou.

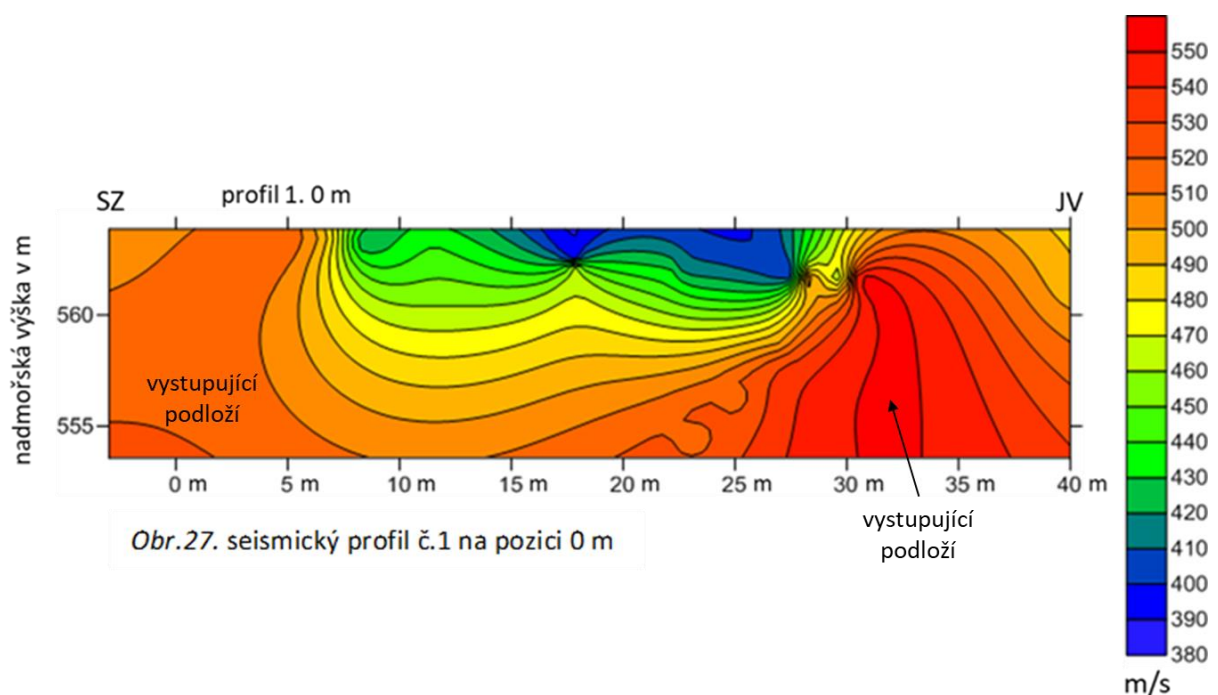


Obr.26. Profil odporové tomografie č.2 na pozici 30 m

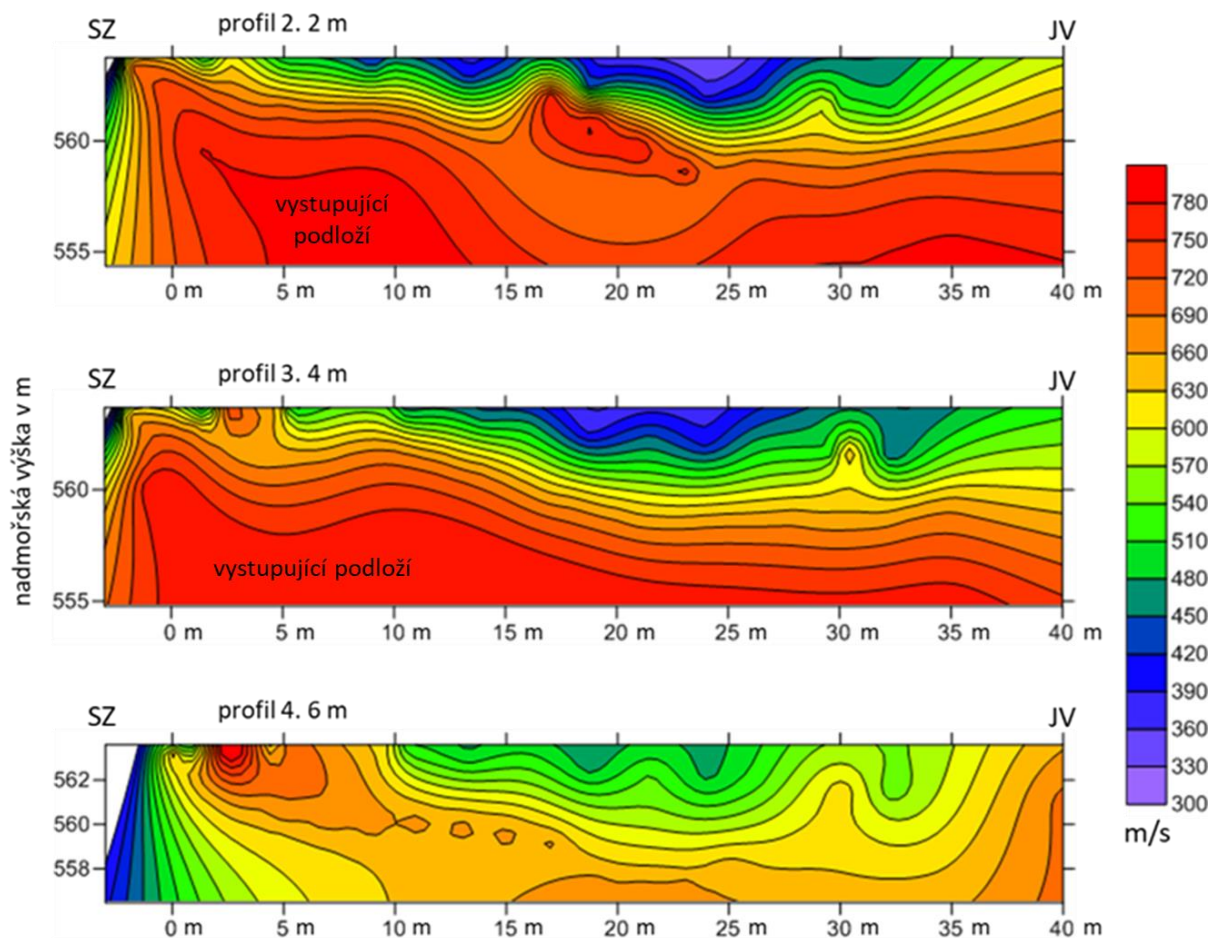
6.3. Refrakční seismika

Celkově bylo změřeno šest profilů. Všechny měřené profily měly délku 43 m a orientaci SZ – JV. U všech profilů byla zvolena stejná rozteč geofonů a pozice odpalů. Nutno dodat, že modely neodpovídají topografii měřené plochy, protože je program Surfer vždy zobrazuje jako obdélníky.

U prvního profilu (viz Obr.27.) byla dosažena přibližně devět m a naměřené hodnoty se pohybují v rozmezí 380 až 550 m/s. Nejnižší hodnoty, 380 m/s, profil dosahuje ve středu profilu u povrchu mezi 10. až 30. m. Od středu u povrchu směrem k okrajům a do hloubky se hodnoty zvyšují. Nejvyšší hodnoty, 550 m/s, profil nabývá v dolním pravém rohu.



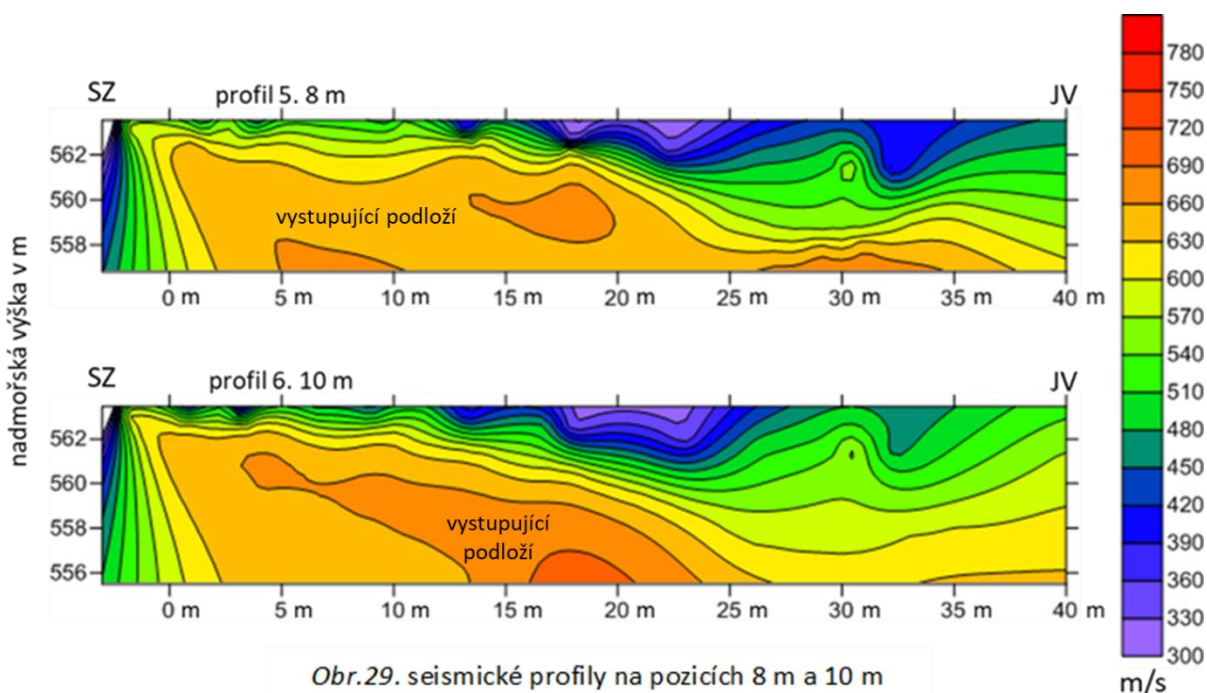
Obr.27. seismický profil č.1 na pozici 0 m



Obr.28. seismické profily na pozicích 2 m, 4 m a 6 m

Profily č.2. a č.3. (viz. Obr.28.) dosahují hloubky devět m, a naměřené hodnoty se pohybují v rozpětí od 300 m/s do 780 m/s. U obou profilů nejnižší hodnoty se nacházejí u povrchu přibližně mezi 17. a 26. m délky a sahají do hloubky maximálně dva m. Hodnoty se postupně zvyšují směrem do hloubky na celé délce obou profilů. Nejvyšší hodnoty, 780 m/s, oba profily dosahují v levé, SZ, částí mezi 0. až 10. m v hloubkách čtyři až devět m. Směrem na JV se tyto hodnoty pomalu snižují. Hodnoty od 700 m/s můžeme interpretovat jako podloží.

Profil č.4. na pozici 6 m (viz. Obr.28.). Dosažena hloubka je kolem 8 m a naměřené hodnoty se pohybují ve stejném rozmezí jako u dvou předešlých profilů čili 300 m/s až 780 m/s. Nejnižší hodnoty profil nabývá na svém SZ okraji, kde pozorujeme vertikální strukturu. Tato struktura však pravděpodobně vznikla chybou měření nebo v průběhu zpracování naměřeni dat. Mezi 10. a 30. m délky profilu do hloubky přibližně čtyři m se hodnoty pohybují kolem 450 až 500 m/s. Směrem do stran a do hloubky se hodnoty postupně zvyšují. Nejvyšší hodnoty 780 m/s profil dosahuje na 3 m od povrchu. V tomto případě se může jednat o vystupující podloží.



Obr.29. seismické profily na pozicích 8 m a 10 m

U profilu č.5. (viz Obr.29.) je dosažena hloubka osm m a naměřené hodnoty se pohybovaly v rozmezí 300 m/s až 690 m/s. Nejnižší hodnoty se nám objevují u povrchu mezi 17. a 25. m do hloubky přibližně dva m a pak dále se nám nízké hodnoty, do 400 m/s, objevují mezi 31. a 35. m a sahají do tří m hloubky. Na zbytku povrchu pak dosahujeme hodnot kolem 450 až 480 m/s. Tyto hodnoty mezi 0. až 20. m po dvou m hloubky vzrůstají na hodnoty 630 až 690 m/s. Mezi 20. až 40. m délky je nárůst rychlostí mírnější. U profilu č.6. sledujeme podobnou situaci jako u profilu č.5 (viz Obr.29.). Rozmezí hodnot je 300 m/s až 720 m/s. Nejnižší hodnoty se nacházejí mezi 17. až 24. m délky v hloubkách do dvou m. U zbytku rychlosti dosahují kolem 450 až 480 m/s. Směrem do hloubky rychlosti narůstají po celé délce profilu. Mezi 0. až 20. m pozorujeme rychlý nárůst rychlostí, kde u SZ konce je nárůst rychlostí na dvou m hloubky z 400 m/s na 660 m/s. Mezi 20. až 40. m délky je nárůst rychlostí mírnější. Nejvyšší hodnoty se nacházejí mezi 16. až 21. m délky v hloubce osm m. Jak u profilu č.5. tak i u č.6. pozorujeme na SZ konci vertikální strukturu o nízkých rychlostech, které směrem k JV konci procházejí do vyšších hodnot. Stejně jako u profilu č.4. se pravděpodobně jedná o chybu měření.

I když na sebe jednotlivé profily navazují, tak na nich nepozorujeme nějakou výraznější strukturu, která by korelovala se strukturou nalezenou pomocí dipólového elektromagnetického profilování nebo odporové tomografie. Důvodem pravděpodobně je krátká délka profilů čili malá rozteč geofonů. Rány palicí do prskyřičné desky jako zdroj vln zřejmě nebyly nejlepší volbou z toho důvodu, že vyvolaný otřes není pokaždé stejný. Měření nenapomohl ani fakt, že se neměřilo na rovině ale ve svahu, kde je na 40 m převýšení kolem dvou až dva a půl m.

7. Diskuze

Na lokalitě nebyla doposud provedena žádná geofyzikální prospekce, nebo výkopové práce, které by více mohly objasnit dosažené výsledky. Nejpravděpodobnější však je, že zachycená struktura, která v dipólovém elektromagnetickém profilování vystupuje jako místo se zvýšenou vodivostí, a v odporové tomografii jako místo s malým měrným odporem, je s největší pravděpodobností zasypaný příkop. Toto tvrzení je podpořeno faktem, že struktura s výše uvedenými rozměry neodpovídá žádný jiný objekt, který by se na dané lokalitě mohl nacházet. Pokud by se jednalo o příkop, tak by se s největší pravděpodobností jednalo o příkop z doby prvního opevnění lokality, pravděpodobně konec 8. začátek 9. století, kdy opevněná byla jen akropole. Po vzniku další úrovně opevnění, předhradí, byl příkop uvnitř hradiště pravděpodobně zasypan. Toto tvrzení se opírá o fakt, že podobné nálezy zasypaných příkopů se nacházejí na jiných současných hradiskách jako Mikulčice nebo Pohansko u Břeclavi (Procházka 2009). Teoreticky by se však mohlo jednat o starou polní cestu z dob, kdy byla na hradišti prováděna polnohospodářská činnost. Tato cesta je vidět na starých leteckých snímcích z roku 1938 (viz příloha 2). Cesta se nachází na stejném místě a má i stejnou orientaci jako domnělý příkop, ale geofyzikou zachycená struktura leží hlouběji, od 2 m hloubky, a je příliš široká na to, aby se jednalo o polní cestu, která by se nacházela do prvního metru hloubky. U profilu odporové tomografie č.2. můžeme pozorovat, že příkop je pravděpodobně z části zasekaný do podloží.

Co se průzkumu mělkých podpovrchových struktur a opevnění týče, mnou použité metody mají svoje výhody i nevýhody. Výhodou dipólové elektromagnetického profilování je, že za relativně krátkou dobu se dá změřit poměrně velká plocha. Samotné měření a následné zpracování dat, je jednoduché a proveditelné za krátkou dobu. Nevýhodou metody tkví v nízkém hloubkovém dosahu, řádově pár metrů (2,3 m), pokud chceme dosáhnout vysokého rozlišení. Celkově byla ale metoda užitečná k prvotnímu průzkumu a ke korelaci výsledků ostatních metod.

Výhodou odporové tomografie je schopnost zachytit profil o velké délce i hloubce a následné jednoduché zpracování dat. Nevýhodou této metody je časová náročnost, a to jak přípravy na měření, tak i samotného měření. Další nevýhodou je také logistická náročnost v důsledku velkého množství materiálového příslušenství. Metoda se pro danou problematiku osvědčila jako jedna z hlavních metod, o kterou se práce opírá, a je v současnosti hojně využívána v pro archeologickou prospekci (např. Hegyi et al. 2018 nebo Qesnel et al. 2011).

Výhodou refrakční seismiky je relativní rychlost terénního měření. Za poměrně krátkou dobu sem byli schopný provést několik profilů. Nevýhodou metody je zdlouhavé a náročné zpracování dat. Dále nutno dodat, že metoda se neosvědčila pro měření krátkých profilů, kde je

malá rozteč geofonů, a zřejmě není vhodná pro měření na svazích. Jako zdroj uměle vyvolaných vln by v budoucnu bylo vhodnější zvolit jinou alternativu než ruční bourací kladivo kvůli nestejně intenzitě jednotlivých úderů (seismických impulsů). Své využití v archeologii ale metoda má a využívá se například ke zjištění stavu starých zdí a opevnění (např. Balia et.al. 2018 nebo Orlando et.al. 2015), nebo při průzkumech objektů ukrytých pod zemí s kamennou konstrukcí, či objektů jako jsou šachty či štoly (Sambuelli L., Deidda G.P., 2000 in Kuna M. et al; 2003).

8. Závěr

Zachycený příkop byl součástí opevnění v době, kdy byla opevněná jenom akropole a pravděpodobně se táhl kolem celého tehdejšího opevnění. Po postavení další úrovně opevnění byl příkop nacházející se v předhradí zasypán, aby neomezoval funkčnost plochy v předhradí. Nálezy zasypaných příkopů můžeme pozorovat např. na hradisku Mikulčice. I když se hradisko řadí mezi velkomoravská hradiska a je svojí rozlohou srovnatelné s jinými velkomoravskými hradisky jako jsou např. již dříve zmíněné Mikulčice nebo Pohansko, můžeme u Mařínského hradiska pozorovat podobnost, hlavně analogii, s hradisky ze severních Čech jako jsou např. Ostroměř, Kaly anebo Česov. Více poznatků by do problematiky vývoje Mařínského hradiska by mohl vnést další průzkum.

Z použitých geofyzikálních metod se nejvíc osvědčila metoda dipólového elektromagnetického profilování a odporová tomografie. Obě metody byly schopné i v malých hloubkách na malé ploše zachytit nepatrné změny v prostředí, a u obou je zpracování dat jednoduché. Refrakční seismika se s použitím uspořádáním geofonů a zdrojem uměle vyvolaných vln neosvědčila. Metoda nebyla dostatečně citlivá na to, aby na relativně krátkém profilu a v malých hloubkách byla schopná detailně zachytit změny v geologickém prostředí. Také zpracování dat seismického měření je komplikované a časově náročné.

9. Použitá literatura

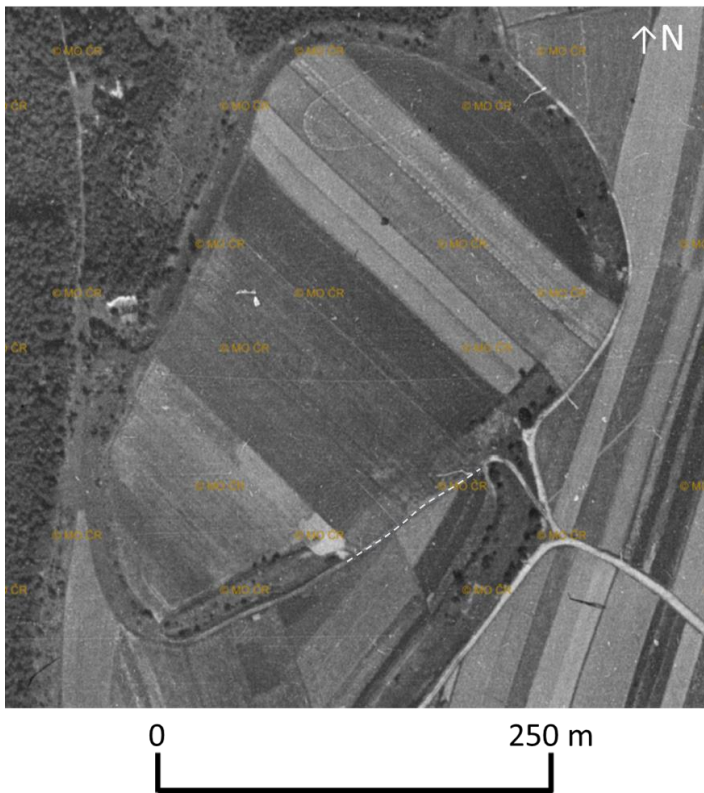
- Balia R, Pirinu A., 2018: Geophysical surveying of the ancient walls of the town of Cagliari, Italy, by means of refraction and up-hole seismic tomography techniques. *Archaeological Prospection*, 25:147–153.
- Cendelín D., 2004: Mařínské hradisko ve světle komunikačních souvislostí a fortifikačních anomálií, *Vlastivědný věstník moravský LVI*, 285–296.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., 2011: *Geologická minulost České republiky, Vydání 2, opravené*. Praha: Academia Praha
- Čížmář M., 2004: *Encyklopedie hradišť na Moravě a ve Slezsku*. Praha.
- Freising H. 1940: Neue Funde aus dem Ostsudetenland. *NfDV 16*. In Novotný B., 1971: Staroslovanské výšinné hradisko Mařín u Křenova na Svitavsku. *Sborník prací Filosofické fakulty brněnské university, E 16*, 217–223.
- Herčík F. Hermann Z., Valečka J., 1999: *Hydrogeologie české křídové pánve*. Český geologický ústav. Praha.
- Křížová J., 1998: Použití některých geofyzikálních přístrojů při archeologickém výzkumu.
- Hegyi A., Urdea P., Floca C., Ardelean A., Onaca A., 2018: Mapping the subsurface structures of a lost medieval village in South-Western Romania by combining conventional geophysical methods. *Archaeological Prospection*.
- Jančovič L., Dostál P., Frýbová P., 2014: *Geofyzikální metody měření v geotechnice*. – Geodrill, Brno.
- Loke, M. H., 1999: *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys*.
- Lutovský M., 2001: *Encyklopedie slovanské archeologie v Čechách, na Moravě a ve Slezsku*. Praha.
- Malkovský M., Benešová Z., Čadek J., Holub V., Chaloupský J., Jetel J., Müller V., Mašín J., Tásler R., 1974: *Geologie české křídové pánve a jejího podloží*. – Ústřední ústav geologický v Akademii. Praha.
- Mareš S., et al., 1990: *Úvod do užití geofyziky*, SNTL, Praha.
- Milsom J., 2003: *Field geophysics*. 3rd edition, Wiley.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív*. –Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

- Musset A. E., Khan M. A., 2000: Looking into the Earth: An introduction to geological geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Müller V., 1997: Křídový útvar na okrese Svitavy In: Skřivánek M., 1997: Pomezí Čech, Moravy a Slezska, Sborník prací ze společenských a přírodních věd pro okres Svitavy, svazek 1, Litomyšl.
- Novotný B., 1971: Staroslovanské výšinné hradisko Mařín u Křenova na Svitavsku. Sborník prací Filosofické fakulty brněnské university, E 16, 217–223.
- Orlando L., Cardarelli E., Cercato M., Donno G., 2015: Characterization of a Pre-Trajan Wall by Integrated Geophysical Methods. Archaeological Prospection. 22:221–232.
- Procházka R., 2009: Vývoj opevňovací techniky na Moravě a v českém Slezsku v raném středověku. Brno.
- Profantová N., Vích D., 2008: Raně středověké osídlení Malé Hané na pomezí Čech a Moravy, Přehled výzkumů 49, 133–163.
- Quesnel Y., Jrad A., Mocci F., Gattacceca J., Mathé P.-E., Parisot J.-C., Hermitte D., Dumas V., Dussouillez P., Walsh K., Miramont C., Bonnet S., Uehara M., 2011: Geophysical Signatures of a Roman and Early Medieval Necropolis. Archaeological Prospection; 18:105–115.
- Sambuelli L., Deidda G.P., 2000: Archaeology in Practice: A Student Guide to Archaeological Analyses. In: Kuna M. (ed) et al., 2003: Nedestruktivní archeologie (1), Academia, Praha
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., 1990: Applied geophysics. Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge.

10. Přílohy

Mezinárodní chronostratigrafické dělení				Oblastní litostratigrafické dělení České křídové pánve (Čech et.al 1980)		zachovaný stratigrafický rozsah na Svitavsku
Křída	svrchní	santon		merboltické souvrství		
		coniac	sv.	březenské souvrství		
			str.			
			sp.			rohatecké vrstvy
		turon	sv.	teplické souvrství		
			str.	jizerské souvrství		
			sp.	bělohorské souvrství		
		cenoman	sv.	perucko-korycanské souvrství		
			str.			
			sp.			?
sp.	alb	sv. sp.				
perm				1	4	
krystalinikum				2	5	
				3		

Příloha 1.: Tabulka stratigrafie a vývoj křídových sedimentů na Svitavsku (upravené podle Müller 1997). 1 – různé typy pískovců; 2 – vápnité jílovce, prachovce a slínovce; 3 – prachovité a písčité, spongilitické slínovce (opuky); 4 – pískovce s polohami a čočkami jílovců, lupků a jílů; 5 – opuky s polohami a čočkami rohovců



Příloha 2: Letecký měřický snímek LMSA08.1938.JEVI54.05529 z roku 1938 se zvýrazněnou polní cestou

známe hodnoty

	pozice na profilu (m)	výška (m)
1	0	563,64
2	1,5	?
3	2,531129	?
4	5,019202	?
5	5,331139	?
6	9,75	?
7	10	563,66

Příloha 3: postup pro dopočet neznámých výšek

	A	B	C	D
1	0	563,64		
2	1,5			0,15
3	2,531129			0,1031129
4	5,019202			0,2488073
5	5,331139			0,0311937
6	9,75			0,4418861
7	10	563,66		

$$D2 = (A2 - A1) / (A7 - A1)$$

	A	B	C	D
1	0	563,64		
2	1,5	563,64		0,15
3	2,531129	563,64		0,1031129
4	5,019202	563,64		0,2488073
5	5,331139	563,64		0,0311937
6	9,75	563,65		0,4418861
7	10	563,66		

$$B2 = B1 - (B1 - B7) \times D2$$

	A	B	C	D
1	0	563,64		
2	1,5	563,64		0,15
3	2,531129	563,64		0,1031129
4	5,019202	563,65		0,2488073
5	5,331139	563,65		0,0311937
6	9,75	563,65		0,4418861
7	10	563,66		