

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA GEOLOGIE

**GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUM FLUVIÁLNÍCH  
SEDIMENTŮ ŘEKY MORAVY**

bakalářská práce

**Liana Bílá**

**vedoucí práce: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.**

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

V Olomouci, dne 7.7.2015

.....

## Poděkování

Velké poděkování patří mému vedoucímu bakalářské práce Mgr. Janu Sedláčkovi, Ph.D. nejen za odborné vedení práce, cenné rady, ale rovněž i za pomoc při měření v terénu a následném zpracování dat. Dále bych chtěla poděkovat RNDr. Aleši Létalovi, Ph.D. a Mgr. Martinu Moníkovi, Ph.D. za pomoc při zpracování dat naměřených přístrojem CMD-4.

## **Bibliografická identifikace:**

**Jméno a příjmení autora:** Liana Bílá

**Název práce:** Geofyzikální průzkum fluviálních sedimentů řeky Moravy

**Typ práce:** bakalářská práce

**Pracoviště:** Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie

**Vedoucí práce:** Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

**Rok obhajoby práce:** 2015

**Abstrakt:** Práce se zabývá využitím metody multielektrodového odporového profilování za účelem průzkumu fluviálních sedimentů v Hornomoravském úvalu. Při měření metodou multielektrodového odporového profilování je zkoumán odpor podloží. Tato metoda byla využita k ověření mocnosti jednotlivých facií. Metoda dipólového elektromagnetického profilování zkoumá vodivost podloží a bylo díky ní zjištěno laterální zastupování facií. Je zde využito i modelování v programu Rockworks, které slouží k plošnému zobrazení geologické situace v okolí lokalit. Na modelech je vidět značná mocnost kvartérních sedimentů, v případě lokality Lutína můžeme pozorovat proterozoické sedimenty vystupující téměř na povrch či různé zahloubení sedimentů tohoto stáří dokládající zlom v těchto místech.

**Klíčová slova:** fluviální sedimenty, multielektrodové odporové profilování, kvartér, plio-pleistocén

Počet stran: 57

Počet příloh: 9

**Jazyk:** čeština

## **Bibliographical identification:**

**Autor 's first name and surname:** Liana Bílá

**Title:** Geophysical survey of fluvial sediments Morava River

**Type of thesis:** Bachelor thesis

**Institution:** Palacky University in Olomouc, Faculty of science, Department of geology

**Supervisor:** Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

**The year of presentation:** 2015

**Abstract:** Thesis deals with using multi-electrode resistivity profiling methods for the survey of fluvial sediments in the Upper Moravian Valley. The apparent resistivity of the bedrock is investigated in the measurement multielectrode resistivity profiling. This method was used to verify the thickness of the facies. The method dipole electromagnetic profiling examines the conductivity of the bedrock and due to the method was found lateral representation of the facies. On models is shown considerable thickness of the quaternary sediments, in the case of location Lutín can be seen proterozoic sediments appearing nearly to the surface or different depth of sediments of proterozoic ages demonstrating fault in these areas. There is used also modelling in program Rockworks that is used to display the geological situation around the localities.

**Keywords:** fluvial sediments, multielectrode resistivity profiling, quaternary, plio-pleistocene

Number of pages: 57

Number of appendices: 9

**Language:** Czech

## OBSAH

1. ÚVOD.....	8
2. GEOMORFOLOGIE HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU .....	9
2.1 Geomorfologie .....	9
3. GEOLOGIE .....	12
3.1 Proterozoikum a paleozoikum.....	13
3.2 Neogén .....	13
3.3 Pliopleistocén .....	13
3.4 Kvartér .....	14
3.4.1 Fluviální sedimenty .....	14
3.4.2 Proluviální a deluviální sedimenty .....	17
3.4.3 Eolické sedimenty.....	18
4. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU .....	18
5. HISTORIE GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ V HORNOMORAVSKÉM ÚVALU .....	21
6. GEOFYZIKÁLNÍ METODY A JEJICH POUŽITÍ V GEOLOGII .....	21
6.1 Geoelektrické metody .....	22
Odporové metody.....	23
Měrný odpor hornin .....	24
Permitivita.....	26
Odporové profilování .....	26
Použití odporových metod v geologickém průzkumu.....	27
Typy zapojení.....	27
6.2 Elektromagnetické metody.....	29
Elektromagnetické pole a jeho vznik .....	29
Hloubka dosahu a ovlivňující faktory .....	30
Typy elektromagnetických metod.....	30
Využití .....	30
Elektromagnetické profilování.....	31
7. METODIKA .....	32
7.1 Vymezení zájmové oblasti a terénní etapa.....	32
7.2 Multielektrodové odporové profilování .....	34
7.3 Dipólové elektromagnetické profilování.....	36
7.4 Laboratorní část .....	37

7.5	Zpracování dat v programu Rockworks 16.....	38
8.	VÝSLEDKY .....	38
8.1	Odporové profilování.....	38
8.1.1	Lokalita Hrdibořice.....	38
8.1.2	Lokalita Lutín .....	40
8.2	Elektromagnetické profilování .....	41
8.3	Modelování v programu Rockworks 16.....	42
8.3.1	Litologické modely .....	44
8.3.2	Stratigrafické modely.....	49
9.	Diskuze a závěr .....	52
10.	Použitá literatura a internetové zdroje .....	56

# 1. ÚVOD

Předložená bakalářská práce je zaměřená na mělce podpovrchový geofyzikální průzkum, konkrétně na metodu multielektrodového elektrického profilování. Jde o velmi přínosnou metodu, která je založena na zavádění elektrického proudu do podloží a zkoumání jeho měrného odporu. Multielektrodové odporové profilování bude v této bakalářské práci využito k průzkumu plošného rozsahu a mocnosti fluvialních sedimentů Hornomoravského úvalu, konkrétně na dvou vybraných lokalitách v okolí Hněvotína a Hrdibořic v návaznosti na projekt Pozdně kvartérní seismogenní zlomová aktivita a související vývoj sedimentačních pánví ve východní části Českého masívu, v jehož rámci byly na těchto lokalitách realizovány dva průzkumné vrty. Hornomoravský úval je definován jako rozsáhlá tektonická deprese, rozkládající se na střední Moravě, jejíž osou je tok řeky Moravy. Pro tuto oblast je charakteristická značná mocnost sedimentární výplně, která úzce souvisí s tektonickou aktivitou během kvartéru.

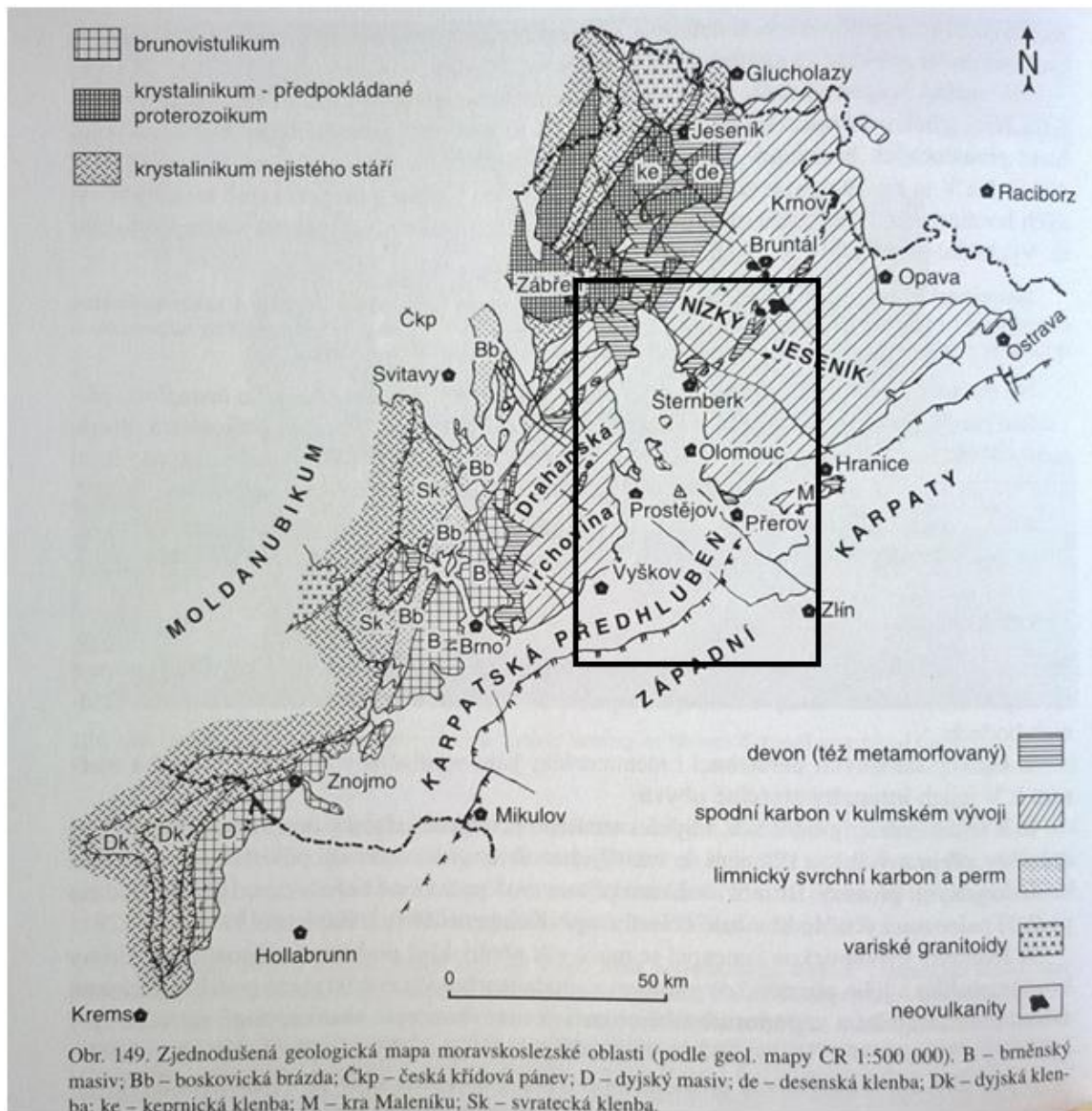
K průzkumu byl použit geoelektrický přístroj ARES a doplňkově přístroj CMD-4, oba od firmy GF Instruments. Získané profily se následně zpracovaly v programech RES2DINV a QGIS. Hlavním výstupem jsou 2D odporové řezy do hloubky cca 40 m. Tyto výsledky byly konfrontovány s vrtnou databází pro lepší interpretaci naměřených dat. Vrty pro porovnání byly vybrány z širšího okolí obou lokalit. Hlavním cílem této práce bude hloubkové a prostorové vymezení zkoumaných jednotek včetně hranice se staršími horninami (neogén). Informace z vrtné databáze byly dále zpracovány v programu Rockworks 16 a využity k vizualizaci geologické stavby ve formě 2D a 3D profilů.



## **2. GEOMORFOLOGIE HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU**

### **2.1 Geomorfologie**

Z geomorfologického hlediska Hornomoravský úval spadá do oblasti Západních Karpat, blíže pak do Karpatské předhlubně, která je schematicky znázorněná na obr. 1. Karpatská předhlubeň je označována jako podélná deprese, která se vytvořila v předpolí karpatského horstva. Přibližně na rozhraní paleogénu a neogénu bylo území Západních Karpat postiženo sávkou orogenezí, panovaly zde klimatické podmínky podobné dnešnímu Středomoří. V této době došlo ke zformování Karpatské předhlubně. Nacházejí se zde mořské a sladkovodní sedimenty (Chlupáč et al., 2011), pod kterými se nachází předneogenní podloží tvořené pokleslým okrajem Českého masivu. Původní šířka předhlubně se značně lišila od dnešní podoby, avšak její část byla překryta flyšovými příkrovy (Kováč et al., 1993).



Obr. 1: Regionálně geologické členění Západních Karpat (převzato z Chlupáč et al., 2011).

Celková plocha Hornomoravského úvalu činí 1 318,43 km<sup>2</sup> při průměrné výšce 225,8 m n. m. O velmi plochém charakteru území vypovídá průměrný sklon reliéfu s hodnotou 0°54'. Nejvyšším bodem je Šumvaldská horka s výškou 331 m n. m., která se nachází v Žerotínské rovině (Demek a kol, 2006). Na západě je úval obklopen Drahanskou vrchovinou (Vorel, 1948). Zábřežská vrchovina, která je součástí Hornomoravského úvalu zasahuje na severu do podhůří Hrubého Jeseníku, na západě se stýká s Drahanskou vrchovinou. Východní hranici pak tvoří Nízký Jeseník, Kelečská pahorkatina, Hostýnské vrchy a Vizovická vrchovina. Napajedelská brána je spojnici s Dolnomoravským úvalem (Demek et al., 1965).

Hornomoravský úval je rozdělen na tři části, severní část je tvořena Zábřežskou sníženinou, střední a jižní část je označována jako karpatská. Pruh o šířce 3 – 5 km nacházející se v podhůří Hrubého Jeseníku se nazývá Zábřežská sníženina. Na západě plynule navazuje na pozvolně se zvedající Zábřežskou vrchovinu. Východní hranice je však mnohem výrazněji ohraničena svahovým reliéfem. Západní část má převážně plochý charakter, místy jsou zde stupňovité svahy sklánějící se od západu k východu. Ve střední části Hornomoravského úvalu dále rozlišujeme její západní a východní část. Západní část má vlnitější charakter a východní část má plošší reliéf. Niva řeky Moravy tvoří přechodnou hranici mezi těmito částmi, její šířka dosahuje až několika kilometrů (Demek at al., 1965).

Východní část úvalu má plochý charakter, nachází se zde zejména aluviální vějíře stékající z Nízkého Jeseníku. Současný reliéf v okolí Uničova se začal formovat v období pliocénu a je rovněž velmi plochý, na jeho formování a zahlazení původně členitějšího reliéfu se podílely pliocenní a kvartérní sedimenty (Demek at al., 1965).

Po té co ustoupilo moře nacházející se zde v badenu, došlo k formování Vněkarpatských sníženin. Začínají se objevovat říční sítě formující se na bývalých pobřežních nížinách. V období svrchního pliocénu a spodních čtvrtohor se v Hornomoravském úvalu leželo jezero, jehož odtoková část se nachází v Napajedelské bráně a svého času nejspíše i ve Vyškovské bráně. V kvartéru došlo k značnému výzdvihu jezerních sedimentů, což dokazuje významné tektonické pohyby v horizontálním směru. V severní části Hornomoravského úvalu došlo v chladném období pleistocénu k zaklesávání reliéfu, čímž byla podmíněna změna toku řeky Moravy (Demek et al., 1987). Výše zmíněný popis dokazuje, že tektonika a klima měly velký vliv na utváření současné podoby HMÚ.

V zájmovém území, ležícím přibližně ve střední části Hornomoravského úvalu byla vymezena křelovsko – blatecká tabule, niva Moravy, podjesenická tabule, niva Blaty, niva Romže a kojetínská tabule (Růžička, 1971). V tab. 1 je znázorněno geomorfologické zařazení Hornomoravského úvalu.

Tab. 1: Geomorfologické zařazení Hornomoravského úvalu (převzato z Demek et al., 1987).

<b>SYSTÉM</b>	<b>ALPSKO - HIMALÁJSKÝ</b>
<b>SUBSYSTÉM</b>	<b>KARPATY</b>
<b>PROVINCIE</b>	<b>Západní karpaty</b>
<b>SUBPROVINCIE</b>	Vněkarpatské sníženiny
<b>OBLAST</b>	Západní Vněkarpatské sníženiny
Celek	Hornomoravský úval

### 3. GEOLOGIE

Pro Hornomoravský úval je charakteristická značná mocnost sedimentární výplně. Tato poklesová struktura je vyplněna zejména fluviálními, fluviolimnickými, proluviálními, deluviálními a eolickými sedimenty. V hornomoravském úvalu se nachází značné množství depresí, které jsou vyplněny fluviolimnickými sedimenty s velkým podílem fluviální složky. Mocnost sedimentů není jednotná, ale je úzce svázána s pliocenními a pozdně pleistocenními tektonickými pohyby. Nejvyšší mocnost sedimentů byla za pomoci vrtů zaznamenána např. v Brníčku u Uničova a má hodnotu 89 m. Vysoká mocnost byla popsána i na dalších místech, např. v Moravské Húzové (84 m), v Brodce u Přerova (80 m), v Troubkách (84 m), v Chropni (72 m) a v Hulíně dokonce 91 m. Vymezení báze fluviálních sedimentů bývá problematické (Czudek, 1997).

Hornomoravský úval tvoří hranici mezi Českým masivem a Karpaty. Pod kvartérními horninami se nachází okrajové území Českého masivu (Kováč et al., 1993), které je tvořeno sedimenty plio-pleistocenního stáří a badenskými marinními uloženinami.

### **3.1 Proterozoikum a paleozoikum**

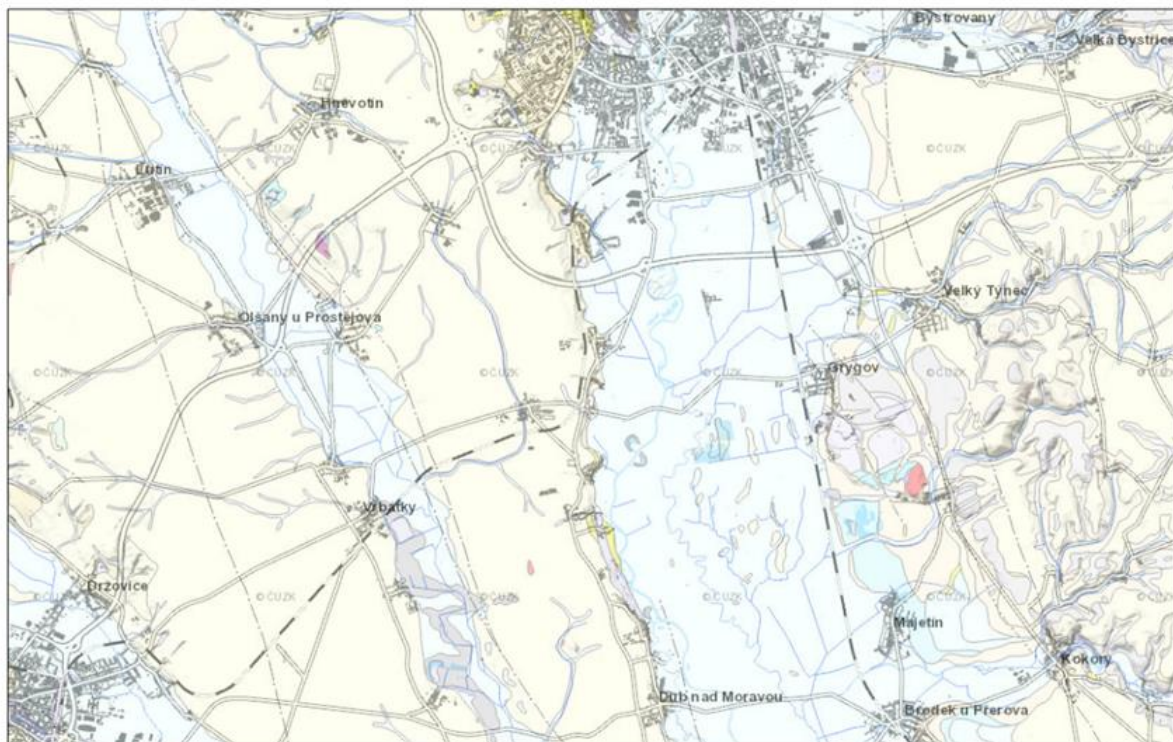
V některých místech tvoří podloží i starší horniny (Czudek, 1997), které jsou odkryté např. u Dubu nad Moravou, Hrdibořic, Hněvotína a Krčmaně. Jedná se o krystalické horniny proterozoického stáří. V ostrůvku u Hněvotína se nacházejí odkryté devonské vápence a dolomity, větší akumulace těchto hornin se však nalézají u Grygova. Také mezi Kokorami a Předmostím u Přerova je popisován výskyt vápenců devonského stáří. Odkryvy kulmských hornin (droby, slepence a jílovce) se vyskytují poblíž Skrbně, v Olomouci, mnoho výskytů je i v okolí Krčmaně a Kokor. Mezi Hněvotínem, Křelovem a Skrbní jsou horniny kulmského stáří uloženy na kvartérních sedimentech či sedimentech plioleistocénu (Růžička, 1971).

### **3.2 Neogén**

Neogenní horniny, respektive horniny spodního badenu reprezentované vápnatými jíly, vyplňují východní část křelovsko-blatecké tabule. Obvykle se na tomto území nachází v podloží plioleistocenních sedimentů. V oblasti třebčínské tabule jsou pak kulmské horniny překryty sedimenty spodního badenu a plioleistocenními sedimenty. Oblasti nivy Moravy nad Majetínem a část podjesenické tabule mezi Velkým Týncem a Majetínem jsou vyplněny paleozoickými horninami, nadložní neogenní horniny jsou zastoupeny spodnobadenskými vápnatými jíly lanzendorfské série a ty jsou ještě následně překryty kvartérními horninami (Růžička, 1971).

### **3.3 Pliopleistocén**





















Tyto sedimenty byly dříve popisovány pod názvem pestrá série pliocénu a jejich stáří bylo přisuzováno do stupně pontu. Tvrdilo se také, že částečně spadají i do období starého pleistocénu. Později však proběhly výzkumy tzv. pestré série a jednak se částečně potvrdilo pliocenní stáří, avšak bylo také dokázáno, že část sedimentů patří do nejstaršího pleistocénu. Byly analyzovány i rostlinné makrozbytky pocházející z oblasti nacházející se severně od Velkého Týnce, ty spadají velmi pravděpodobně do nejstaršího pleistocénu (Růžička, 1971).



23. ledna 2015

0 1 2 3 4km

© Česká geologická služba

	navážka, halda, výsypka, odval		vápence, brekcie
	nivní sediment		vápence
	smíšený sediment		vápence a dolomity
	slatina, rašelina, hnílokal		arkózy, slepenec
	píscito-hlinitý až hlinito-píscitý sediment		biotitický granit až granodiorit
	kamenitý až hlinito-kamenitý sediment		biotitický diorit, mylonitizovaný
	navátý písek		pestré pisky, štěrky, silty, jíly, pestré jíly
	spraš a sprašová hlína		vápňitý jíl (těgl), místy s polohami písků
	sediment deluvioeolický		klastika - pisky, štěrky se zpevněnými polohami pískovce, slepenec
	písek, štěrk		
	karbonát sladkovodní (vápence, travertín, pramenit, pěnovec)		

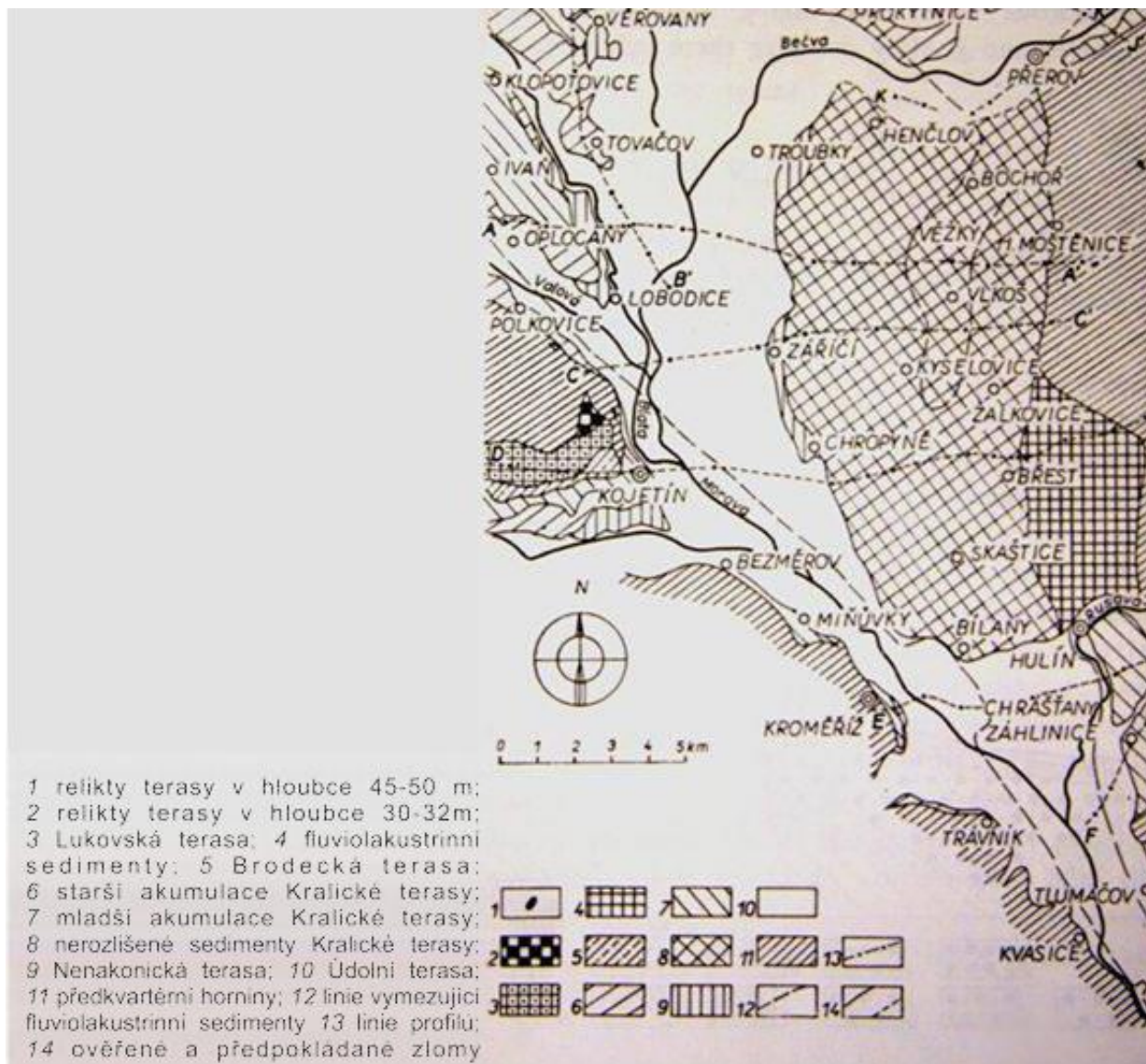
Obr. 2: Geologická mapa střední části Hornomoravského úvalu (www.geology.cz)

### 3.4 Kvartér

#### 3.4.1 Fluviální sedimenty

Pojmem fluviální sedimenty v Hornomoravském úvalu se rozumí říční terasy a nivní uloženi. Charakteristická je velká pestrost, značné plošné a místy i vertikální rozšíření. Plošné rozšíření fluviálních sedimentů je vidět na obr. 2. Říční terasy můžeme charakterizovat jako akumulace štěrkopískového materiálu pleistocenního stáří rozkládající se na velké ploše. Rozdělujeme je podle vztahu ke sprašovým sedimentům (Kováč et al., 1993). V zájmovém území byly vyčleněny 4 terasy, které jsou vyobrazeny v obr. 3 a níže jsou podrobněji popisovány. Všechny terasy jsou pleistocenního stáří a vznikly v glaciálních fázích. Výjimkou

jsou kokorské slepence, o nichž se soudí, že spadají pod pliocén (Macoun a Růžicka 1966).



Obr. 3: Mapa fluviálních sedimentů (převzato z Macoun a Růžicka 1966).

### ***Kralická (hlavní) terasa***

Nejvýznamnější terasou z hlediska morfologie, ale i stratigrafie je terasa Kralická, někdy nazývaná i hlavní terasa (Czudek, 1997). Svůj název získala podle vesnice Kralice nacházející se nedaleko Prostějova (Růžicka, 1966). V rámci této terasy můžeme vyčlenit dvě části,

sedimentaci spodní a svrchní akumulace. Teplé období způsobilo přerušení sedimentace ve spodní části, bez výrazné eroze pak došlo k akumulaci sedimentů ve svrchní části tvořené písčitémi štěrky. Teplé období je možné dokázat přítomností půdního horizontu, který byl v některých partiích dochován (Růžička, 1971). Ve výchozech mezi Hulínem a Záhlinicemi byla pozorována intenzivní kryoturbace, což je dokladem o periglaciálním klimatu. Měření diagonálního zvrstvení a návaznost obou akumulací z Ivaně vypovídá o tom, že údolím řeky Blaty protékala v době sedimentace těchto akumulací řeka Morava. Tam kde nejsou spodní a svrchní akumulace odděleny půdním horizontem či jílovitými polohami, lze jejich odlišnost dokázat petrografickým složením (Růžička, 1966). V Kralické terase došlo k poklesu a v Napajedelské bráně k výzdvihu v období na přelomu mezi starším a mladším rissem, kdy došlo ke vzniku dvou terasových úrovní (Zeman et al., 1978).

### ***Brodecká terasa***

Název brodecké terasy byl odvozen od stejnojmenné vesnice Brodek u Přerova. Tato terasa zaujímá území poblíž Kokor přes Brodek u Přerova, Dub nad Moravou až ke Kojetínu. Její báze byla zastižena v hloubce 13 m a povrch v rozmezí 17–18 m nad úrovní hladiny řeky. Štěrky a písky zde byly značně zvětralé, ne však v takové míře jako v Lukovské terase. Na základě uložení na fluviálních uloženinách a současně i výskytu báze ve stejné nadmořské výšce s Muglinovskou terasou na řece Ostravici se usuzuje, že k sedimentaci této terasy došlo v kataglaciální fázi Elsterského zalednění (Macoun a Růžička, 1966). V případě brodecké terasy se jedná téměř bez výhrady o sedimenty řeky Moravy, jejichž barva bývá zpravidla šedohnědá až narezavělá barva, velikost valounů je obvykle 3–4 cm, jen ojediněle až 6 cm. Valouny bývají tvořené křemenem, velké množství je z krystalických hornin, někdy jsou také valouny tvořeny horninami kulmské facie, málo ze silicifikovaných hornin a akcesoricky se pak objevují valouny ze silicitů, kvarcitů či arkózových pískovců (Macoun a Růžička, 1966).

### ***Nenakonická terasa***

Nenakonická terasa, jejíž báze se pohybuje od pěti do sedmi metrů nad hladinou řeky, není příliš plošně rozsáhlá. Povrch této terasy je uložen ve čtyřech až pěti metrech nad hladinou řeky. Vzhledem k téměř shodnému uložení báze s údolní terasou bylo problematické její



vyčlenění, avšak v petrografickém složení byly nalezeny jisté odlišnosti (Macoun a Růžička, 1966). Nenakonická terasa je tvořena zejména písčitémi štěrky v menším zastoupení pak písky. Průměrná velikost valounů je 3–4 cm, někdy je jejich velikost až 7 cm. Většinou jsou tvořeny křemenem, méně krystalickými horninami, malé množství valounů je z kulmských hornin. Na základě složení těžké frakce lze odlišit nenakonickou terasu od kralické, s níž může být zaměňována. Nenakonická terasa má 25 – 60% amfibolu a do 20% staurolitu (průměrný podíl staurolitu je 11%). Hrubší zrnitostní frakce pak odlišuje tuto terasu od údolní terasy. Staří terasy odpovídá mladšímu rissu (Růžička 1971).

### ***Údolní terasa***

Údolní terasu tvoří fluviální sedimenty, jež vyplňují dnešní nivu řek Moravy, Bystřice a Olešnice. U všech toků, které byly zkoumány je stáří těchto uloženin shodné. Průměrná mocnost sedimentů se pohybuje od 6 do 8 m, maximální mocnost dosahuje až 10 m. V rámci údolní terasy většiny toků vyčleňujeme tři stupně. Dva z nich tvoří úzký lem dnešního toku. Nacházejí se 1–1,5 m a 2–2,5 m nad hladinou řeky. Nejvýše položený stupeň je 3,5–4,5 m nad hladinou. Nadloží nejvyššího stupně tvoří povodňové hlíny o mocnosti až 3 m. Nižší uložené stupně jsou slabě překryty písčitémi hlínami a to pouze v částech vzdálených od řečiště (Růžička 1971). Písky a štěrky údolní terasy mají hrubozrnný charakter, valouny mají průměrnou velikost 4–6 cm, maximální velikost je až 20 cm. V některých partiích je povrch štěrků a písků limonitizován. Mnohdy se v nejvyšších vrstvách písků a štěrků hojně objevují organické, zejména nerozložené dřevěné zbytky. Na rozhraní štěrkových a písčitých poloh jsou místy vrstvy spraší. Vrstvy spraší mají někde značnou mocnost, například ve vrtu K–107, nacházejícího se severně od Kojetína je pokryv spraší mocný téměř 10 m (Macoun a Růžička, 1966). Díky vzorkům malacofauny a litologické charakteristice sedimentů z tohoto vrtu je zřejmé, že pozvolna dochází ke směně typu sedimentace směrem k eolickým sedimentům.

### **3.4.2 Proluviální a deluviální sedimenty**

Plošně významné jsou proluviální a deluviální sedimenty vyskytující se při úpatí výrazného jihozápadního okrajového zlomového svahu Nízkého Jeseníku. Převažují zde hrubozrnné sedimenty vodních toků, uložených na okraji úvalu. Tyto sedimenty vytváří velké a mocné dejekční kužely a také úpatní svahové sutě s častým rytmickým zvrstvením. V takto zvrstvených uloženinách dochází ke střídání hrubých hlinitých sutí s vrstvami svahových hlín a spraší

s fosilními půdami. Rozsáhlé jsou zde i proluviálně – deluviální pokryvy, které vznikají prolínáním úpatních svahových sutin s dejekčními kužely. Mocnost proluviálních sedimentů dosahuje až 57 m (např u obce Lužice nedaleko Šternberka), úpatní svahové sedimenty mají mocnost až 20 m (Czudek, 1997).

### **3.4.3 Eolické sedimenty**

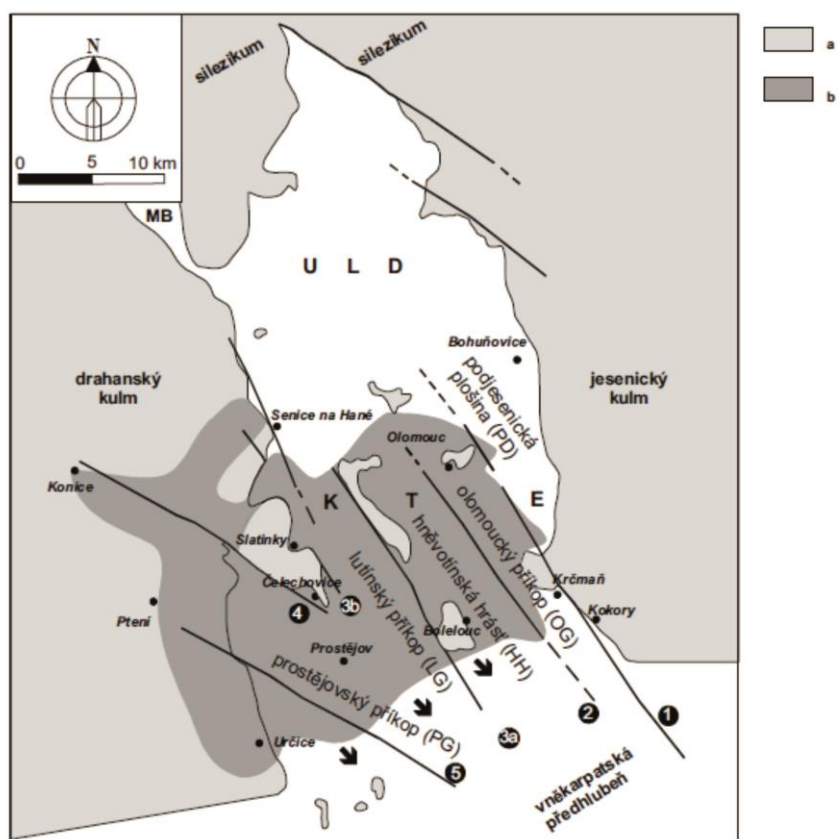
Mezi zástupce eolických sedimentů v Hornomoravském úvalu patří spraše a váté písky (Macoun a Růžička, 1966). Polohy spraší mají na tomto území velký stratigrafický význam, především pro určování stáří jednotlivých říčních teras (Kováč et al., 1993). Spraše zabírají poměrně velké území mezi Prostějovem, Dubem nad Moravou a Tovačovem. Dalším výskytem je oblast mezi Rokytnicí a Přerovem. Posledním jmenovaným významným výskytem spraší je území mezi Říkovnicemi, Hulínem a Holešovem. V těchto jmenovaných oblastech jsou často polohy spraší mocné až 10 m, méně časté výskyty s mocností až 5 m, ojediněle jsou zde vrstvy přesahující 10 m (Macoun a Růžička, 1966). Spraše jsou uloženy na sedimentech říčních teras, proluviálních, deluviálních a neogenních sedimentech. Méně často tvoří pokryv i předneogenních hornin. Na několika místech Hornomoravského úvalu byla zjištěna mocnost spraší dosahující až okolo 20 m. Jedná se o území mezi Němčicemi nad Hanou, Hulínem a Žalkovicemi a v závětrné oblasti Dražanské vrchoviny, nacházející se v západní části úvalu. Naváté písky jsou z pozdně glaciálního období a jejich výskyt je pouze ojedinělý. Nejvýznamnější písečný přesyp dosahuje mocnosti 5 m při délce 700 m (Czudek, 1997), nachází se na levém břehu řeky Mojeny (Macoun a Růžička, 1966).

## **4. PALEOGEOGRAFIE A TEKTONIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU**

Hornomoravský úval je sedimentární pánev protáhlého tvaru, jejíž osa vede v SSZ – JJV směru. Její morfologie i struktura jsou bezesporu ovlivněny zejména poklesem podél tektonických linií a zařezávajícím se korytem řeky Moravy a jejích přítoků (Špaček et al. 2014). Můžeme zde rozlišit vnitřní morfologii této struktury. SZ část tohoto území je rozčleněna tektonickými liniemi dvojího typu, které jsou znázorněny na obr. 4. Jedná se o podélné a příčné tektonické struktury. Podélnými strukturami jsou podjesenická plošina, olomoucký

příkop, hněvotínská hrást', lutínský a prostějovský příkop. V příčném směru můžeme rozlišit uničovsko – litovelskou depresi a kosířsko - tršickou elevaci.

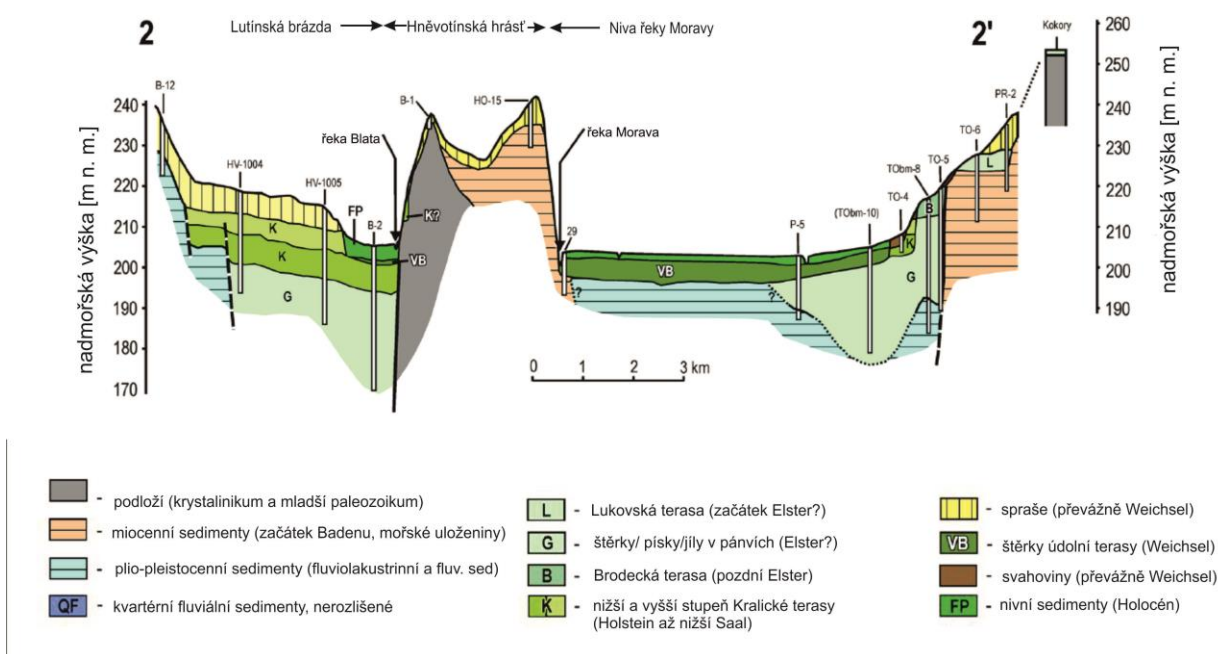
Počátky první depresní struktury se zde objevily již v karpátu v oblasti dnešního prostějovského příkopu. Depresní struktura začala postupně zasahovat až na území Olomouce, kde vytvořila ve spodním badenu olomoucko – prostějovskou pánev. Dále došlo i ke vzniku lutínského a olomouckého příkopu, okrajových částí drahanského kulmu a určitých částí kosířsko – tršické elevace (Zapletal, 2004).



Zlomové linie pásma Hané: 1 – olomoucko-přerovská, 2 – holešovská, 3a – východní lutínská, 3b – západní lutínská, 4 – nectavsko-konická, 5 – kvasická. HMU: ULD – uničovsko-litovelská deprese, KTE – kosířsko-tršická elevace, MB – mohelnická brázda, a – předneogenní útvary, b – rozšíření sedimentů spodního badenu v olomoucko-prostějovské pánvi. Šipky označují přímé spojení s vněkarpatskou předhlubní.

Obr. 4: Tektonické linie procházející Hornomoravským úvalem (převzato ze Zapletal, 2004).

Nejstarší sedimenty v Hornomoravském úvalu jsou miocenního stáří. Jedná se o brakické uložení mělkých moří, případně v hlubokovodnějších partiích hlubomořská siliciklastika. Tyto sedimenty byly zvrásněny či překryty příkrovem Vnějších Západních Karpat. Sedimentace byla znovuobnovena ve středním miocénu ukládáním sedimentů delty, mělkomořských, hlubokomořských sedimentů a karbonátů. Na přelomu miocénu a pliocénu došlo k přechodu na sedimentaci kontinentálních uložení. Konkrétněji jde o jezerní sedimenty a fluvialní siliciklasty, zřídka byla ukládána v této době i rašelina. Jako doklad o pliocenním stáří jsou vzorky pilů, či fosilních rostlin, ostrakodů a savců. Na obr. 5 je znázorněn průřez sedimenty Hornomoravského úvalu v oblasti začleňující Lutínskou brázdou, Hněvotínskou hrást' a Nivu řeky Moravy (Špaček et al. 2014).



Obr. 5: Profil fluvialními sedimenty v Hornomoravském úvalu, převzato ze (Špaček et al. 2014)

Fluvialakustrinní sedimenty v Určické cihelně u Prostějova odpovídají stáří nejvyššímu pleistocénu a sedimenty v Holici u Olomouce byly uloženy v období mladšího pliocénu až staršího pleistocénu. Na základě nevelké vzdálenosti obou lokalit a toho, že jejich stáří je velmi podobné, se předpokládá, že v období starého pleistocénu zde existovalo velké jezero. Mezi pliocenními a starokvartérními fluvialakustrinními uloženími u Prostějova se nachází úhlová diskordance, z čehož vyplývá, že v období mezi pliocénem a pleistocémem došlo k vrásnění (Zeman, 1971). Tyto orogenetické procesy zapříčinily radikální zmenšení sedimentačního

prostoru. Na téměř celé ploše Hornomoravského úvalu došlo k poklesu a současně i k výzdvihu prostoru, kterým je tato depresní struktura obklopována (Růžička 1971).

## **5. HISTORIE GEOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ V HORNOMORAVSKÉM ÚVALU**

Průzkumem fluviálních štěrkopísků v Hornomoravském úvalu se jako první podrobněji zabýval Šauer (1936), který zjistil, že Morava protékala senickou sníženinou. O rok později bylo vydáno jeho dílo zabývající se fluviálními štěrky Moravy. Geomorfologický výzkum dále prováděl Demek (1965), který odporuje myšlence o průtoku Moravy senickou sníženinou. Z hydrogeologických prací je významné dílo od Kouřila (1970), kde tvrdí že řeka Morava protékala dnešním údolím Blaty. V Hornomoravském úvalu byly také provedeny dílčí výzkumy, které jsou shrnuty v práci Macouna a Růžičky (1967) (Růžička, 1971).

Hojně zde byly provedeny i geofyzikální výzkumy. Například metoda vertikálního geoelektrického sondování byla použita Janoštkem v letech 1976 až 1977 za účelem průzkumu reliéfu báze kvartérních depresí v oblasti hradištského příkopu a v JV cípu Hornomoravského úvalu (Zeman et al., 1978). Šalanský a Manová se spolupodíleli na vytvoření Geofyzikální mapy ČR 1 : 50 000, list 24-22 Olomouc s textovými vysvětlivkami z roku 1993. V roce 1990 byl Hladíkem proveden průzkum pro hydrogeologické mapování situace v areálu motorestu u Hněvotína. V roce 1999 byla vydána zpráva zabývající se reinterpetací stěžejních geoelektrických měření pro využití zjištění mocnosti kvartérních sedimentů.

Výsledkem výzkumů v Hornomoravském úvalu je zejména tvrzení o průtoku Moravy dnešním údolím Blaty, vytvoření geofyzikální mapy ČR 1 : 50 000, list 24-22 Olomouc a také zjištění mocnosti kvartérních sedimentů ([www.geology.cz](http://www.geology.cz)).

## **6. GEOFYZIKÁLNÍ METODY A JEJICH POUŽITÍ V GEOLOGII**

Geofyzika zkoumá fyzikální pole Země za účelem získávání informací o stavbě zemské kůry a svrchního pláště i pro vyhledávání ložisek nerostných surovin a dalších geologických odvětví. Geologické podloží je heterogenní, jehož jednotlivé části mají rozdílné fyzikální

vlastnosti jako například hustotu, měrný elektrický odpor nebo magnetické vlastnosti atd. Na základně těchto odlišností jsme schopni získat informace a následně i představu o tom jak geologické podloží vypadá (Mareš 1990). Velkou výhodou geofyzikálních metod je, že není třeba narušovat geologické podloží. Důležité je však získaná data správně interpretovat (Sedláček, 2013). Je však třeba zmínit, že jsme schopni zjišťovat informace na základě dostatečně rozdílných vlastností horninových těles. Tudíž pokud nejsou fyzikální vlastnosti prokazatelně odlišné, může být problém s detekcí podobných hornin, proto je zásadní vybrat správnou geofyzikální metodu (Telford et al., 1992).

Geofyzikální metody jsou rozdělovány na základě přírodních fyzikálních polí Země, které jsou zkoumány. Tradičně se dělí na gravitační, magnetické, elektrické, radiometrické a elektromagnetické geofyzikální metody (Kearey et al., 2002). Využití geofyzikálních metod je vhodné hned několika způsoby, jedná se o letecký geofyzikální průzkum, pozemní, vrtný i průzkum v důlních dílech, dokonce i pod mořskou hladinou. Potenciál těchto metod se dá využít jak při průzkumu ložisek nerostných surovin tak i v inženýrské geologii či hydrogeologii (Mareš 1990). Některé geofyzikální přístroje mají svůj základ v metodách používaných v období 2. Světové války určených k vyhledávání zbraní či letadel (Telford et al., 1992).

## **6.1 Geoelektrické metody**

Elektrické geofyzikální metody jsou děleny na tři skupiny. Jako první jsou rozlišovány odporové metody, dále metody indukční polarizace a metody spontánní polarizace a do třetí skupiny řadíme elektromagnetické metody (Mussett a Khan, 2000).

Metoda specifického odporu byla vyvinuta francouzským geofyzikem C. Schlumbergerem. Ve větší míře se začalo využívat metody přirozených proudů po první světové válce. Bylo to za účelem průzkumu rudných ložisek (Mašín a Válek, 1963). Pomocí odporové metody se pak později prozkoumávaly geologické struktury v SSSR. V tehdejší Československu se začal geoelektrickými metodami zabývat R. Běhounek. Odporová metoda se posléze stala velmi oblíbenou a hojně využívanou. K rozvoji geoelektrických metod a jejímu využívání k průzkumu došlo až po druhé světové válce, zejména koncem padesátých let (Mareš et al., 1990).

## Odporové metody

Podle průchodu elektrického proudu daným materiálem jsou rozlišovány tři různé modely elektrické vodivosti: elektronický neboli odporový, dielektrický a elektrolytický model. Elektronický model je definován v kovech a krystalech, dielektrický v izolátorech a elektrolytický pak v kapalinách (Lowrie, 2007).

Elektronická vodivost je charakteristická pro kovy. V kovech jsou volné elektrony, jež vykazují vysokou průměrnou rychlost. V kovech dochází ke srážení těchto volných elektronů a atomů kovu, které mají své místo v pevné mřížce a neorientovaně se odrážejí. Průměrná délka volného času mezi jednotlivými kolizemi definuje velikost odporu. Uspořádání atomů v mřížce ovlivňuje frekvenci kolizí. Pokud jsou kolize časté, odpor dosahuje vyšších hodnot, než pokud jsou kolize méně časté. Dielektrická vodivost se objevuje v izolátorech, v nichž jsou elektrony rozloženy rovnoměrně kolem jádra. Pro vodné roztoky, které obsahují volné ionty, je typická elektrolytická vodivost (Lowrie, 2007). Rozpuštěné soli významně ovlivňují rozmezí elektrické vodivosti ve vodě (Telford et al., 1992). Molekuly rozpuštěných soli jsou disociovány pomocí silného elektrického pole na pozitivně a negativně nabitě ionty. Elektrické pole mobilizuje ionty, což umožňuje tok proudu (Lowrie, 2007).

Experimentálními měřeními bylo prokázáno, že pokud porovnáme kratší a delší drát ze stejného materiálu, tak delší bude dosahovat vyšších hodnot odporu. Porovnáváme-li drát s větším průměrem průřezu a s menším průměrem průřezu, zjistíme, že drát s menším průměrem má menší odpor (Lowrie, 2007). Jak tedy vyplynulo z toho experimentu, odpor je přímo úměrný délce a nepřímo úměrný průřezu daného vodiče.

Při výpočtech se vychází z Ohmova zákona (rovnice 1):

$$R=V/I$$

Kde:

R.....odpor (resistivity), měříme v ohmech [ $\Omega$ ]

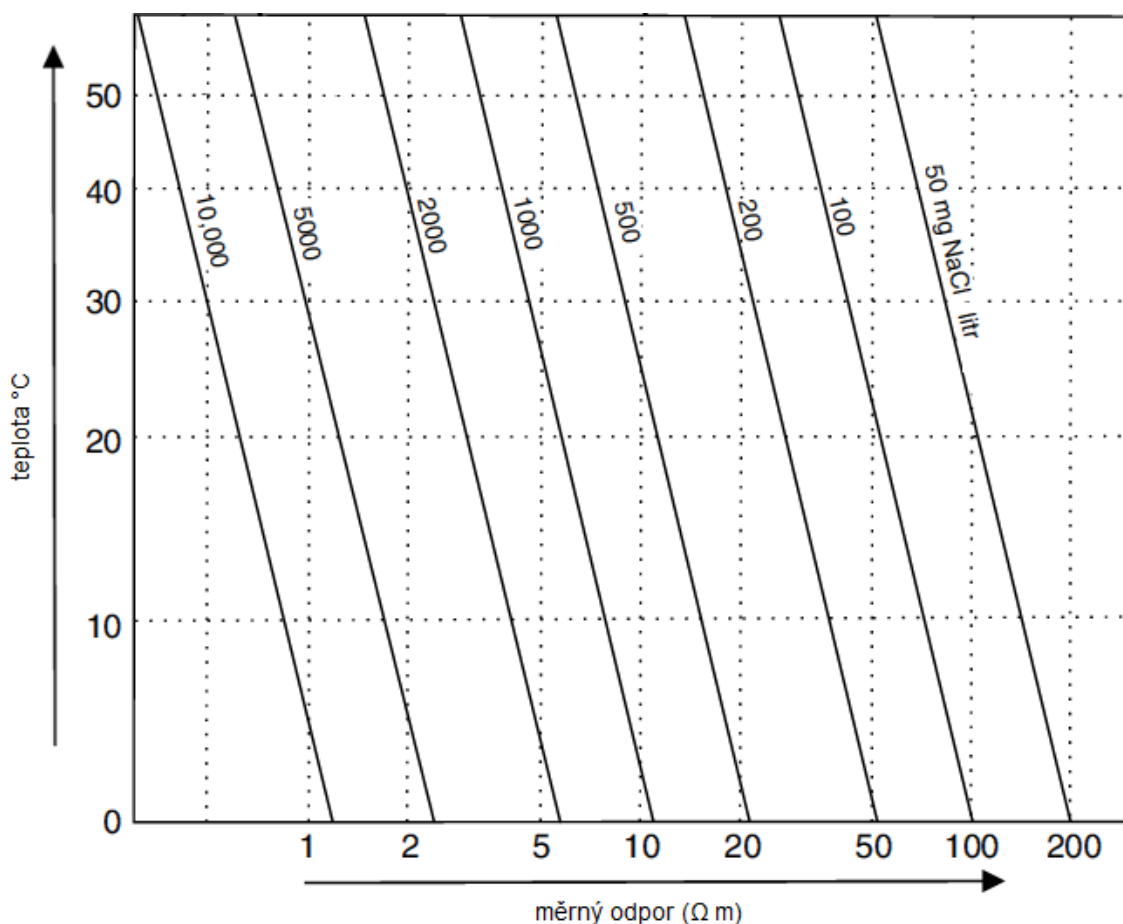
V.....napětí (voltage), měříme ve voltech [V]

I.....proud (current), měříme v ampérech [A]

Rovnice 1: Ohmův zákon

## Měrný odpor hornin

Elektrické metody jsou založeny za zkoumání velikosti měrného odporu hornin a minerálů, z nichž jsou horniny složeny (Mussett a Khan, 2000). Minerály a horniny mohou mít velkou variabilitu měrného odporu. Látky dělíme obecně na izolátory a vodiče. Hodnoty odporů u izolátorů mají více než  $10^7 \Omega\text{m}$ , odpor vodičů je menší než  $10^{-5} \Omega\text{m}$ . Hodnota měrného odporu minerálů závisí především na jeho chemickém složení a krystalové struktuře. Nejnižší odpor vykazují kovy, stříbro nabývá hodnot  $1,6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$ , na opačném pólu mají některé prvky vysoké hodnoty, příkladem je síra s hodnotou  $10^{16} \Omega\text{m}$  (Telford et al., 1992). Odpor hornin závisí na mnoha faktorech, především na jejich pórovitosti, stupni rozpukání, na obsahu vody v dané hornině a na obsahu rozpuštěných solí ve vodě. Chemicky čistá voda je dobrá izolační látka, ale s obsahem rozpuštěných solí ve vodě se snižuje její odpor, jak je patrné na obr. 6 (Mussett a Khan, 2000).



Obr. 6: Graf závislosti měrného odporu na obsahu NaCl ve vodě (Sedláček, 2014).



Tektonické porušení krystalických hornin snižuje jejich odpor. Z tohoto důvodu jsou geoelektrické metody používány i pro mapování tektonických linií (Mareš et al., 1990).

Sedimentární horniny obvykle dosahují nízkých hodnot měrného odporu. Důležitým parametrem je struktura pórů. Dobře vytríděné pórovité horniny mají obecně poměrně vysoký měrný odpor, díky obsahu mineralizované vody. Špatně vytríděné horniny s jílovitým tmelem naopak dosahují poměrně nízkých hodnot měrného odporu. Měrný odpor je také závislý na teplotě a tlaku, se vzrůstající teplotou klesají jeho hodnoty (Sedláček, 2013).

Tab. 2: V tabulce je uveden, přehled hodnot měrného odporu pro některé horniny, minerály, rudy a látky ovlivňující jejich velikost.

<b>Minerály a rudy</b>	
Stříbro	$1,6 \times 10^{-8}$
Grafit	$10^{-4}-10^{-3}$
Galenit	$10^{-3}-10^2$
Magnetit	$1-10^5$
Sfalerit	$10^3-10^6$
Pyrit	100
Chalkopyrit	$10^{-5}-0,3$
Křemen	$10^{10}-10^{14}$
Halit	$10-10^{13}$

<b>HORNINY</b>	<b>MĚRNÝ ODPOR (<math>\Omega / m</math>)</b>
<b>Sedimenty</b>	
Křída	50-150
Jíl	1-100
Štěrk	100-5000
Vápenec	$50-10^7$
Slín	1-100
Kvarcit	$10-10^8$
jílovitá břidlice	10-1000
Písek	500-5000
Pískovec	$1-10^8$

<b>Vyvěřelé a metamorfované</b>	
Bazalt	$10-10^7$
Gabro	$1000-10^6$
Granit	$100-10^6$
Mramor	$100-10^8$
Břidlice	$10-10^4$

<b>Voda a efekt vody a koncentrace solí</b>	
čistá voda	$10^6$
přírodní voda	$1-10^3$
mořská voda	0.2
20 % slaná voda	$5 \times 10^{-2}$
granit 20% vody	$10^{10}$
granit 0.19% vody	$10^6$
granit 0.31% vody	$4 \times 10^3$

### **Permitivita**

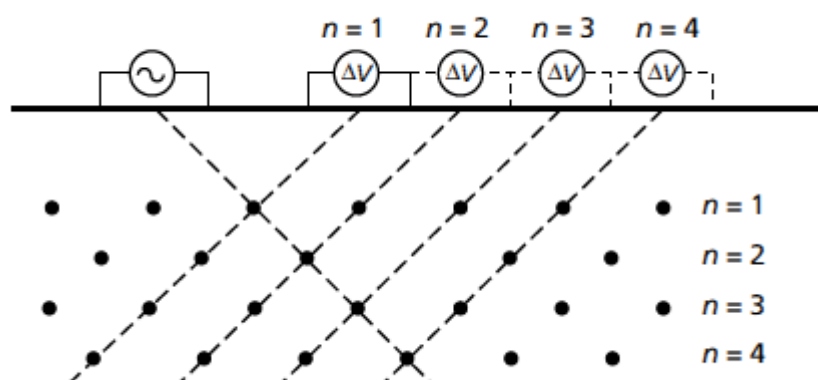
Permitivita vystihuje schopnost daného prostředí buď zesilovat, nebo zeslabovat elektrické pole. Při použití v geoelektrickém průzkumu je chápána jako bezrozměrná veličina. Relativní permitivita je v různých horninách odlišná. Suché porézní horniny dosahují nižších hodnot, pokud jsou tytéž horniny nasycené vodou, hodnota permitivity vzroste. Tudiž velikost permitivity je závislá na míře nasycení horniny (Mareš et al., 1990).

### **Odporové profilování**

Pokud jsou elektrody rozmístěny v určitém rozestupu v linii tvořící profil, mluvíme o multielektrodivém odporovém profilování. Tato metoda zkoumá geologickou strukturu na základě naměřených hodnot měrného odporu, přičemž je k tomu využíváno značné množství elektrod. Od toho byl odvozen název multielektrodivé odporové profilování (používá se i zkratka ERT – z angl. electrical resistivity tomography) (Sedláček, 2013). Proudové elektrody označujeme písmeny A, B, C atd., ty slouží k uzemňování zdrojů. Dále máme elektrody měřící,

jejichž funkcí je měřit potenciál, napětí nebo jiné fyzikální veličiny. Označujeme je pod písmeny M, N, P atd. (Mašín a Válek, 1963).

Odporové metody jsou často používané pro zájmové území, kde je třeba rozlišit sled vrstev nebo určit nějaké rozhraní. Tato metoda je však určena pro mělký geologický průzkum. (Kearey et al., 2002). Hloubka průniku metody závisí na velikosti proudu, který je zaveden do podloží. Dále na rozpětí mezi jednotlivými elektrodami a na celkové délce, čímž se rozumí vzdálenosti mezi první a poslední elektrodou (viz obr. 7) (Mašín a Válek, 1963). Hloubkový limit, kterého může průměrně metoda dosahovat je až okolo jednoho kilometru. Nevýhodou může být mnohdy nejednoznačnost interpretace. K vyloučení nesprávné interpretace je třeba dalších geologických podkladů, jimiž je především dokumentace z vrtů a konfrontace s geologickou mapou (Kearey et al., 2002).



Obr. 7: Znázornění dosažení hloubky odporovým profilováním (Kearey, 2003)

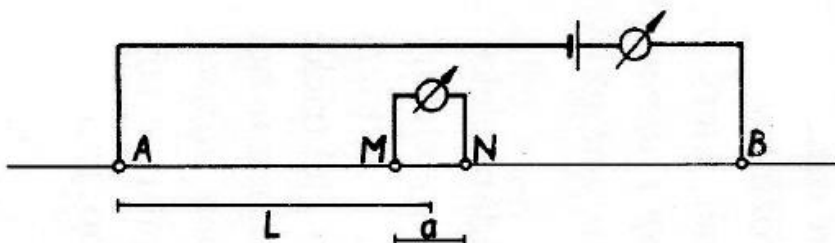
### Použití odporových metod v geologickém průzkumu

Odporové metody jsou hojně využívány v archeologii (k vyhledávání kovových předmětů a detekci archeologických objektů), hydrogeologii (k zjištění kontaminace vod) či ke stavebním průzkumům (Mašín a Válek, 1963). Další použití zahrnuje detekci různých těles a sedimentárních struktur, čehož využil ve své diplomové práci Dleštík (2013).

### Typy zapojení

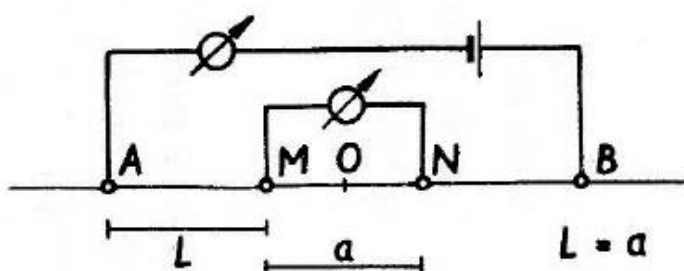
Při měření jsou využívány různé metody uspořádání elektrod. Nejčastěji se jedná se o metodu Schlumbergerova zapojení nebo Wennerova zapojení.

Schlumbergerova metoda – tento typ zapojení je považován spolu s Wennerovým zapojením jako nejvíce vystihující realitu. Vzdálenost mezi proudovými a měřícími elektrodami je rozdílná, jak je vidět na obr. 8, čímž se liší od Wennerova zapojení.



Obr. 8: Schematické zobrazení Schlumbergerova zapojení (Mašín a Válek, 1963).

Wennerova metoda – schéma zapojení je znázorněno na obr. č. 9. Toto zapojení je často využívané při měření, přičemž existuje i mnoho programů podporujících toho zapojení (Wiley, 2003). Výhodou této metody je, že zůstává konstantní vzdálenost mezi proudovými a měřícími elektrodami (Kearey,2003).



Obr. 9: Schématické znázornění Wennerova zapojení (Mašín a Válek, 1963).

## 6.2 Elektromagnetické metody

Elektromagnetické metody jsou založeny na měření vodivosti, respektive na rozdílu vodivosti daného objektu, který je měřen. Využívají se k obdobným účelům jako odporové metody, jelikož ty jsou založeny taktéž na měření rozdílů, ale v tomto případě se jedná o rozdíly v hodnotách odporu. Vodivost je v podstatě inverzní hodnotou odporu (Mussett a Khan, 2000).

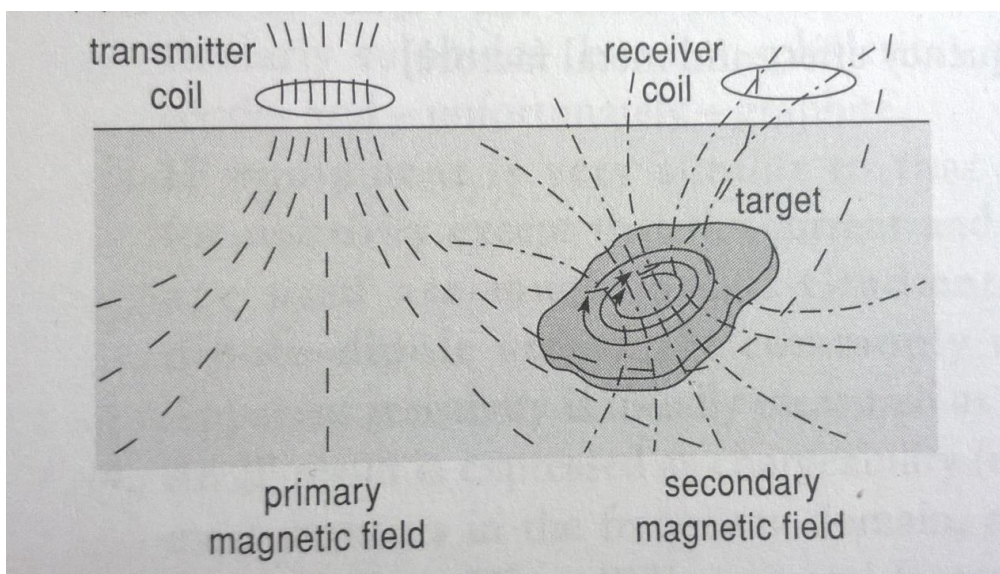
Platí tedy rovnice:  $\sigma = 1/\rho$

$\sigma$ .....vodivost, měříme v siemensch [S]

$\rho$ .....měrný elektrický odpor, měříme v [ $\Omega$ ]

### Elektromagnetické pole a jeho vznik

Podstatou fungování elektromagnetických metod je princip elektromagnetické indukce (obr. 10). Cívka s mnoha závity, skrz kterou prochází střídavý proud, generuje primární magnetické pole a to jednak pod povrchem země tak i nad zemí. Při průchodu magnetického pole procházejícího elektrickým vodičem, kdy dochází ke změně magnetického toku, je indukován střídavý proud ve vodiči (v hornině). Indukovaný proud pak vytváří jeho vlastní střídavé magnetické pole neboli sekundární pole, které je možno zachytit na povrchu. Jeho přítomnost nám naznačuje, že se zde nachází elektromagnetický vodič (Mussett a Khan, 2000).



Obr. 10: Princip elektromagnetické indukce (Mussett a Khan, 2000)

## **Hloubka dosahu a ovlivňující faktory**

Hloubka, do které je magnetické pole schopno proniknout lze určitým způsobem ovlivnit. Jednak zvolením vhodné frekvence a také materiálu, kterým magnetické pole prochází, respektive vodivosti tohoto materiálu. Při průniku elektromagnetického pole půdou, jeho intenzita značně klesá. Obecně lze říct, že jeho velikost exponenciálně klesá s hloubkou (Kearey at al., 1992). Signál přijímače je ovlivňován mnoha faktory, jako jsou například materiál, tvar a hloubka zkoumaného objektu či na pozici vysílací a přijímací cívky (Mussett a Khan, 2000).

## **Typy elektromagnetických metod**

Elektromagnetické metody se dělí na metody pasivní a aktivní. Metody pasivní pracují se stávajícím elektromagnetickým polem (Wiley, 2003). To může být buď přirozené elektromagnetické pole Země, vznikající přirozenými pochody v zemské atmosféře či mimo ni. Do této skupiny se řadí např. magnetotelurické metody. Metody aktivní jak už název napovídá, využívají magnetické pole člověkem uměle vytvořené pole (např. pole radiostanic) (Mareš et al., 1990).

Dalším typem dělení může být podle účelu využití na profilování a sondování. Profilování funguje na základě zkoumání rozdílů ve vodivosti v horizontálním směru a sondování je naopak založeno na hledání změn ve vertikálním směru (Mareš et al., 1990).

## **Využití**

Nejen, že jsou elektromagnetické metody nedestruktivní, ale není zde třeba ani přímý kontakt přístroje se zemí, jako je tomu například u elektrických metod. Díky této vlastnosti je možné použití metod z letadla, lodi či dokonce v podzemí (Wiley 1997). Elektromagnetické metody se využívají zejména k rudní prospekci, díky tomu, že rudní minerály jako dobré vodiče tvoří kontrast v nevodivém, či výrazně méně vodivém prostředí (Sedláček, 2014). Vhodným využitím těchto metod je také prostředí, kde je povrchová vrstva těžce prostupná pro elektrody využívané u elektrického průzkumu. Může se jednat o suchý písek či zmrzlou půdu. Nevýhodou je však menší přesnost než u elektrických metod (Mussett a Khan, 2000).

## **Elektromagnetické profilování**

Pracuje na principu zkoumání strmých a lokálních rozdílů v hodnotách odporu. Velmi často je tato metody využívána pro vyhledávání rudních ložisek, pro geologické mapování, méně slouží k účelům průzkumu inženýrské geologie či archeologie, metoda má však obecně široké využití v geofyzice.

Stejně jako elektromagnetické metody se tato metoda rozděluje do několika skupin. Na metody aktivní a pasivní. Další skupinou jsou metody letecké, pozemní a podzemní. V neposlední řadě je vyčleňována skupina velkých nepohyblivých zdrojů a metoda s malými dipólovými zdroji. Do poslední jmenované skupině je zařazeno dipólové elektromagnetické profilování (Mareš et al., 1990).

### **Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)**

Jedná se o průzkumnou metodu, při níž elektromagnetické pole generuje magnetický dipól. Vysílačem je zde malá cívka, kterou protéká střídavý proud. Metodu DEMF lze rozlišit na dva typy: slingram a turam. Tyto metody nesou svůj název podle přístroje, který je využíván (Mareš et al., 1990).

## 7. METODIKA

### 7.1 Vymezení zájmové oblasti a terénní etapa

#### Lokalita Hrdibořice

Jedná se o lokalitu na rovinném terénu nedaleko Hrdibořických rybníků, nacházející se cca. 8 km východně od centra Prostějova a 12 km jihozápadně od centra Olomouce. Zájmové území má agrární charakter a skládá se z mozaiky středně velkých polí. Byly zde změřeny tři odporové profily a jedno plošné měření elektromagnetického profilování. Poloha všech profilů je znázorněna na obr. 11. Níže jsou uvedeny i počáteční a konečné GPS souřadnice jednotlivých profilů.

#### GPS souřadnice

##### Profil 1

Začátek:  $B = 49^{\circ} 29' 13,55''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 52,02''$

Konec:  $B = 49^{\circ} 29' 16,18''$ ,  $L = 17^{\circ} 13' 1,45''$

##### Profil 2

Začátek:  $B = 49^{\circ} 29' 16,67''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 50,99''$

Konec:  $B = 49^{\circ} 29' 10,2''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 52,48''$

##### Profil 3

Začátek:  $B = 49^{\circ} 29' 13,37''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 51,19''$

Konec:  $B = 49^{\circ} 29' 12,05''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 46,55''$

##### CMD profil

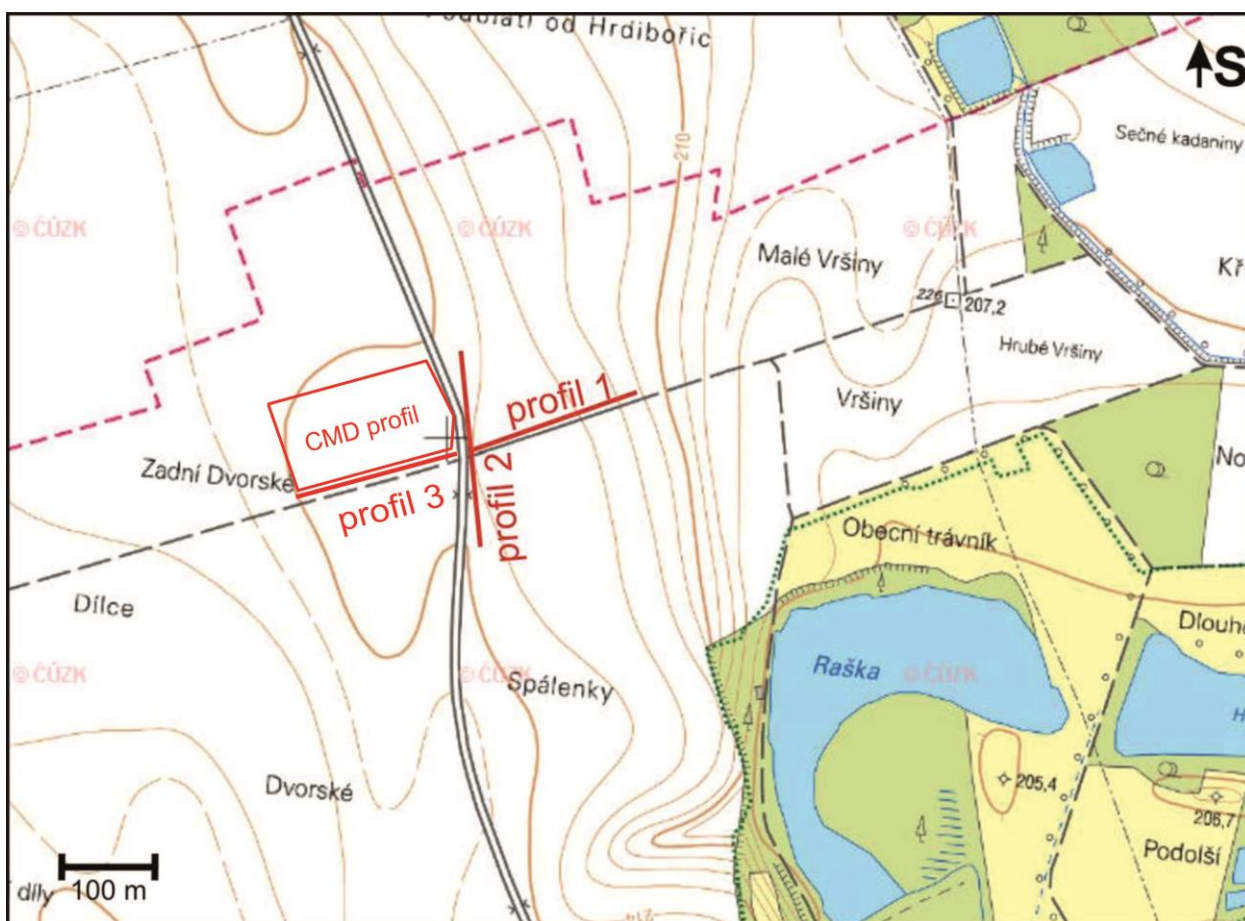
1:  $B = 49^{\circ} 29' 13,37''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 51,19''$

2:  $B = 49^{\circ} 29' 10''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 40''$

3:  $B = 49^{\circ} 29' 14''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 49''$

4:  $B = 49^{\circ} 29' 12,05''$ ,  $L = 17^{\circ} 12' 46,55''$





Obr. 11: Vyznačení profilů v mapě – lokalita Hrdibořice, mapový podklad [www.cuzk.cz](http://www.cuzk.cz)

### Lokalita Lutín

Lokalita Lutín se nachází v rovinném terénu. Nachází se zde zemědělská pole. Na obr. 12. je znázorněna poloha profilů, které zde byly změřeny. Níže jsou uvedeny i počáteční a konečné GPS souřadnice jednotlivých profilů.

### GPS souřadnice

#### Profil 4

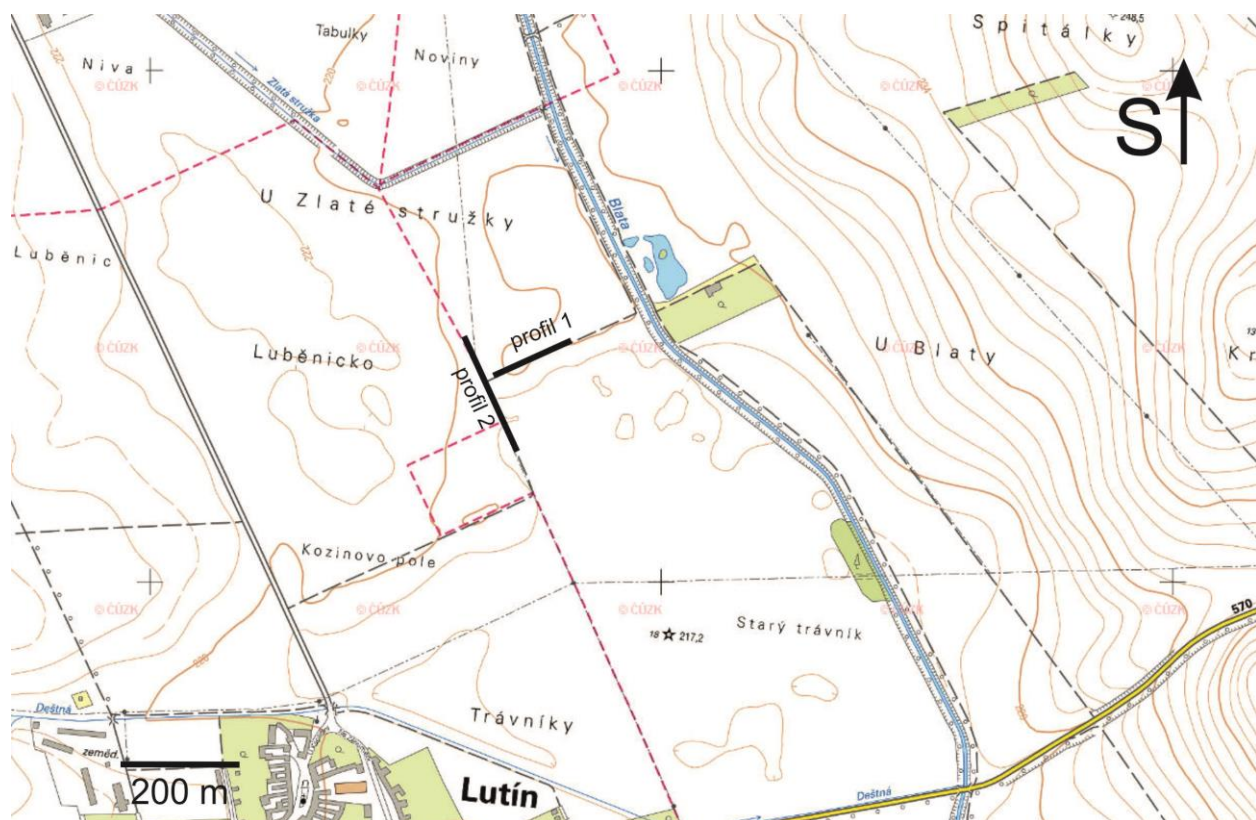
Začátek: B = 49° 33' 58,16'', L = 17° 08' 32,67''

Konec: B = 49° 34' 4,05'', L = 17° 08' 27,16''

## Profil 5

Začátek: B = 49° 34' 2, 85'', L = 17° 08' 29,19''

Konec: B = 49° 34' 5,53'', L = 17° 08' 36,99''



Obr.12: Vyznačení profilů v mapě – lokalita Lutín, mapový podklad [www.cuzk.cz](http://www.cuzk.cz)

## **7.2 Multielektrokové odporové profilování**

K měření profilů v terénní části byl využíván přístroj Ares model 5,3 od firmy GF Instruments s. r. o. Tento přístroj je složen z několika základních částí: řídicí jednotky (obr. 13), multielektrokových kabelů (obr. 14), ocelových elektrod z nerezavějící oceli a externí baterie (12V). Pro přesné určení polohy profilu je třeba použít GPS zařízení.



Obr. 13: Řídicí jednotka Ares - GF Instruments ([www.gfinstruments.cz](http://www.gfinstruments.cz)).



Obr. 14: Multielektrodotý kabel - GF Instruments ([www.gfinstruments.cz](http://www.gfinstruments.cz)).

V první fázi průzkumu je zapotřebí naplánovat logistiku zahrnující dopravu na místo měření, výběr délky a orientace profilu. Na základě zvolené délky profilu a rozteče elektrod se odvíjí hloubka, které jsme schopni dosáhnout a rozlišení. Následně se na vytipovaném profilu vytyčí měřicí pásmo a ve vybraných intervalech se do země umístí nerezové elektrody, přičemž musí být zajištěn vodivý kontakt s podložím. Spojení všech elektrod do propojeného profilu se zajistí natažením aktivních multielektrodotých kabelů a jejich spojením do jednoho celku a připevněním k elektrodám za pomoci gumiček. Na závěr se do takto zapojeného schématu pomocí T-kusu připojí řídicí jednotka s externí baterií. V této práci bylo u všech profilů použito

Wenner-Schlumbergerovo uspořádání elektrod, při délce impulsu 0,5 s a sčítáním dat (stacking) ze čtyř měření v každém bodě. Ještě před tím než je spuštěno měření dojde ke kontrole připojení všech elektrod. Doba, po kterou přístroj měří je závislá na délce profilu a počtu elektrod. Typická doba měření pro profil o délce 200 m a rozteči elektrod 20 m činí cca 2 h.

### 7.3 Dipólové elektromagnetické profilování

Pro vyhodnocení měrné vodivosti byl použit konduktometr, jedná se konkrétně o verzi CMD-4, výrobce GF Instruments (obr. 15). Zařízení sestává z dlouhé tyče, na obou koncích se nacházejí měřící sondy. Na konduktometru je připevněna řídicí jednotka (obr. 16), kde lze nastavit podmínky měření. Přístroj se používá za chůze a umožňuje kontinuální bezkontaktní sběr dat. Na těle jej lze připevnit pomocí popruhu. Lokalizaci jednotlivých hodnot v každém okamžiku měření zajišťuje GPS. Přístroj byl nastaven na snímání hodnot každou sekundu, ke každé hodnotě je pak přiřazena poloha z GPS přístroje. Měřenou veličinou je zdánlivá vodivost udávaná v mS/m, rozlišovací schopnost přístroje činí 0,1 mS/m s přesností +/- 4%. Efektivní hloubkový dosah (konfigurace antény) byl nastaven na 6 m (high).



Obr. 15: Konduktometr s řídicí jednotkou, foto Bílá



Obr. 16: Detail řídicí jednotky, foto Bílá

## 7.4 Laboratorní část

**ARES 5.3** - naměřená data byla stažena do počítače a zpracována programem ARES. Pro úplnost jsou data doplněna o GPS souřadnice a následně zpracována do podoby 2D profilu v programu RES2DINV. Metoda multielektrodového odporového profilování je doplněna o vrtná data získaná z Geofondu. Jde především o korelaci litologie a zjištění do jaké hloubky zde zasahuje kvartér.

**CMD – 4** - naměřená data byla přes USB rozhraní stažena do PC, kde byla zpracována v programu Q-GIS (verze 2.6). Data zde byla vhodným způsobem interpolována, čímž vznikl následně vodivostní profil, k němu pak byla přiřazena mapa.

## 7.5 Zpracování dat v programu Rockworks 16

Data z vrtné databáze byla převedena do tabulkového editoru (MS EXCEL), odkud byla následně převedena do programu Rockworks 16 (Rockware, USA). Jde o program sloužící pro správu a vizualizaci vrtných dat. V této práci byl program využit k tvorbě jednoduchých a složitých řezů a pevných litologických a stratigrafických modelů. V první fázi byla vytvořena databáze litologických a horninových jednotek, kdy se každé hornině přiřadí barva, šrafa a unikátní kód. Při zadávání jednotlivých vrtů do systému je zapotřebí zadat základní informace o vrtu: souřadnice (x,y a z), celkovou délku vrtu a intervaly (metráž) jednotlivých jednotek. V dalším kroku se vytyčí hranice studovaného území (x min., x max., y min., y max.). Výsledné profily a modely jsou po zadání vstupních parametrů a výběru interpolační metody generovány automaticky. V konstruovaných modelech byl použit souřadný systém WGS 84, nadmořské výšky jsou udány v m n. m. Pro účely programu Rockworks byly souřadnice (x,y) transformovány na souřadný systém UTM.

## 8. VÝSLEDKY

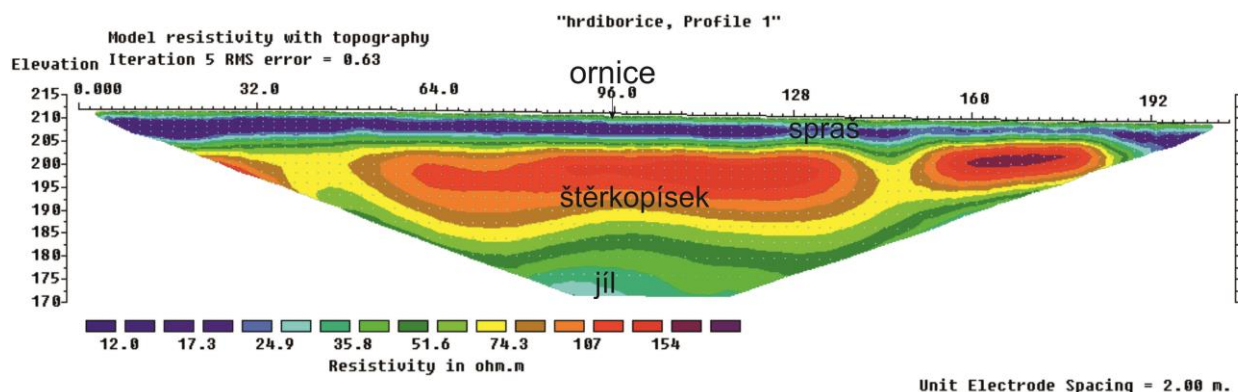
### 8.1 Odporové profilování

#### 8.1.1 Lokalita Hrdibořice

##### Odporový profil č. 1 (obr. 17)

Tento profil má celkovou délku 206 m, rozpětí elektrod 2 m a dosáhl hloubky 44 m. Naměřené hodnoty měrného odporu se pohybují přibližně v rozmezí 13,5 do 120  $\Omega$ m. V profilu jsou rozlišitelné čtyři odporové, horizontálně stratifikované domény. Směrem od nadloží dolů lze pozorovat tenkou, ale souvislou doménu s hodnotami odporu zhruba 36  $\Omega$ m, sahající do hloubky 1,5 m, která je interpretována jako ornice. Pod touto vrstvou se nachází poloha o nízkém měrném odporu, která byla interpretována jako spraš. Měrný odpor dosahuje hodnot 18-20  $\Omega$ m. Tato vrstva končí v hloubce zhruba 6 m. Pod ní se nachází tělesa s poměrně vysokým měrným odporem o hodnotách okolo 110-160  $\Omega$ m, která dosahují hloubky přibližně 30 m. Tato doména dosahuje jasně největší mocnosti. Jedná se o písková tělesa, která mohou obsahovat příměsi

šterku. Na bázi spočívá relativně vodivá vrstva s měrným odporem okolo 40  $\Omega\text{m}$ , představující jílovou vrstvu.

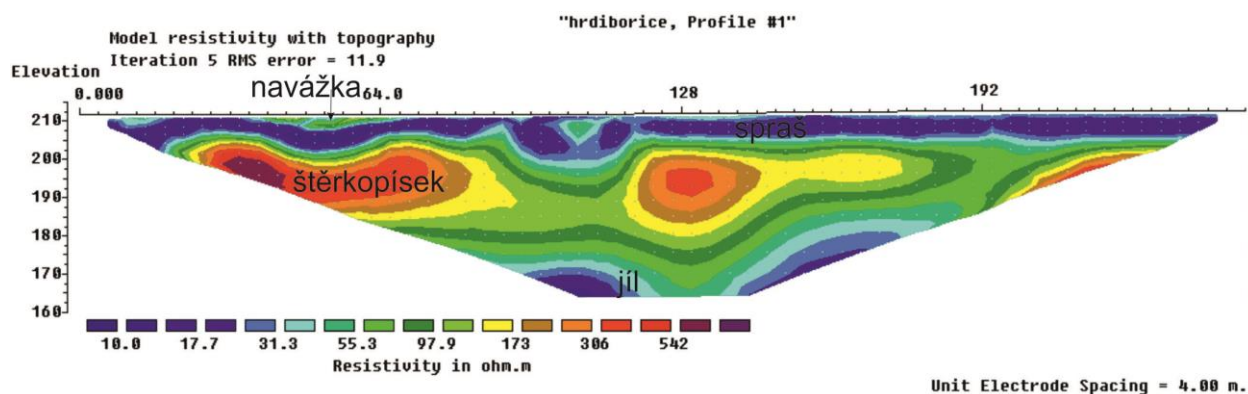


Obr. 17: Odporový profil č. 1 - lokalita Hrdibořice.

### Odporový profil č. 2 (obr. 18)

Jedná se o profil ze stejné lokality, natažený kolmo vůči prvnímu profilu (ve směru S-J). Profil dosahuje délky 248 m, rozpětí elektrod je 4 m a dosáhl do hloubky 50 m.

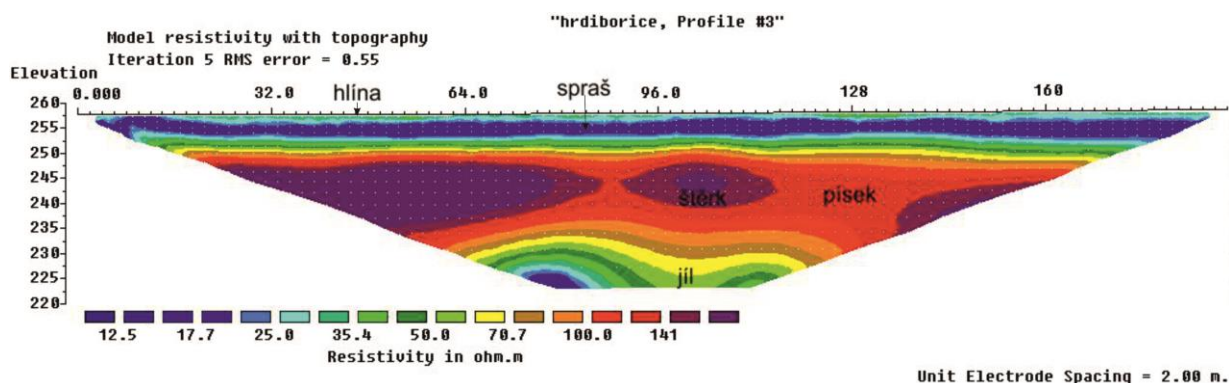
Naměřené hodnoty se pohybují v rozmezí 10  $\Omega\text{m}$  – 224  $\Omega\text{m}$ . V profilu byly vyčleněny tři základní domény. První doména má nízký měrný odpor, hodnoty se pohybují v rozmezí přibližně od 10 do 30  $\Omega\text{m}$  a dosahuje hloubky 8 m, tato vrstva je interpretována jako vrstva spraší. Ve sprašové vrstvě byla vymapována dvě menší tělesa s odporem 60  $\Omega\text{m}$ , vzhledem k jejich umístění při povrchu profilu se jedná pravděpodobně o navážku. Směrem do hloubky byla zjištěna poloha s relativně vysokým měrným odporem a poměrně značnou mocností s hodnotami od 60 do 224  $\Omega\text{m}$ , odpovídající písku, který může obsahovat příměsi šterku. Tato vrstva sahá až do hloubky 30m. Na bázi je pak uložena poloha s nízkým měrným odporem od 10 do 35  $\Omega\text{m}$ , která byla interpretována jako jíly.



Obr. 18: Odporový profil č. 2 - lokalita Hrdibořice.

### Odporový profil č. 3 (obr. 19)

Profil má délku 190 m, rozpětí elektrod je 2 m. Hloubkový dosah činí 40 m. Naměřené hodnoty se pohybují v rozmezí od 12,5  $\Omega\text{m}$  do 150  $\Omega\text{m}$ . Svrchní špatně zřetelná doména o odporu asi 40  $\Omega\text{m}$  byla interpretována jako ornice. Pod touto doménou se nachází poloha s nízkým odporem od 12 do 25  $\Omega\text{m}$ , jejíž mocnost je 5 m. Tato doména byla interpretována jako spraš. Pod ní je relativně mocná vrstva s hodnotami odporu od 75 do 130  $\Omega\text{m}$ , dosahující hloubky 25m a byla interpretována jako písek. V této vrstvě se nachází čokovitá tělesa s relativně vysokým měrným odporem s hodnotami okolo 150  $\Omega\text{m}$ , která byla interpretována jako štěrk. Na bázi leží vrstva s odporem v rozmezí od 40 do 70  $\Omega\text{m}$ , a mocností cca 15 m, interpretována jako jíl.



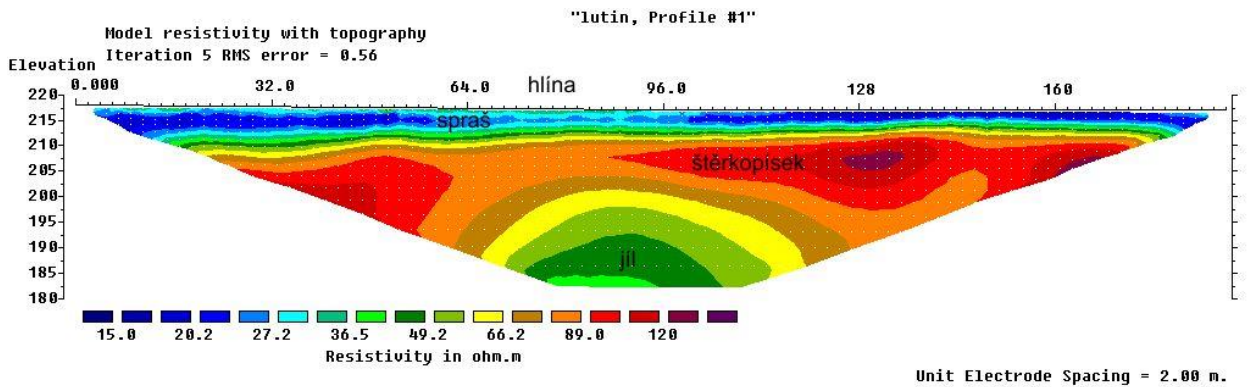
Obr. 19: Odporový profil č. 3 - lokalita Hrdibořice

### 8.1.2 Lokalita Lutín

#### Odporový profil č. 4 (obr. 20)

Délka profilu je 188 m a rozpětí elektrod je 2 m, hloubkový dosah činí 40 m. Naměřené hodnoty se pohybují v rozsahu od 15 do 120  $\Omega\text{m}$ . V profilu byly vyčleněny tři základní domény. Svrchní vrstva, která je špatně zřetelná dosahuje hodnot odporu okolo 50  $\Omega\text{m}$  a byla interpretována jako půdní horizont. Pod ní je doména s nízkým odporem s hodnotami od 15 do 30  $\Omega\text{m}$ . Vrstva sahá do hloubky 5 m a indikuje sprašovou polohu. Pod ní se nachází doména o hodnotách odporu zhruba od 40 do 60  $\Omega\text{m}$ . Tato vrstva je mocná asi 2 m a byla interpretována jako jílová poloha. Pod touto vrstvou je doména dosahující hodnot odporu od 70 do 120  $\Omega\text{m}$  o mocnosti asi 15 m, představující písky, které mohou obsahovat příměsi štěrku. Na bázi je zastižena doména mocná s měrným odporem od 40 do 60  $\Omega\text{m}$  a mocností zhruba 10 m. Jedná se o jílovou polohu.

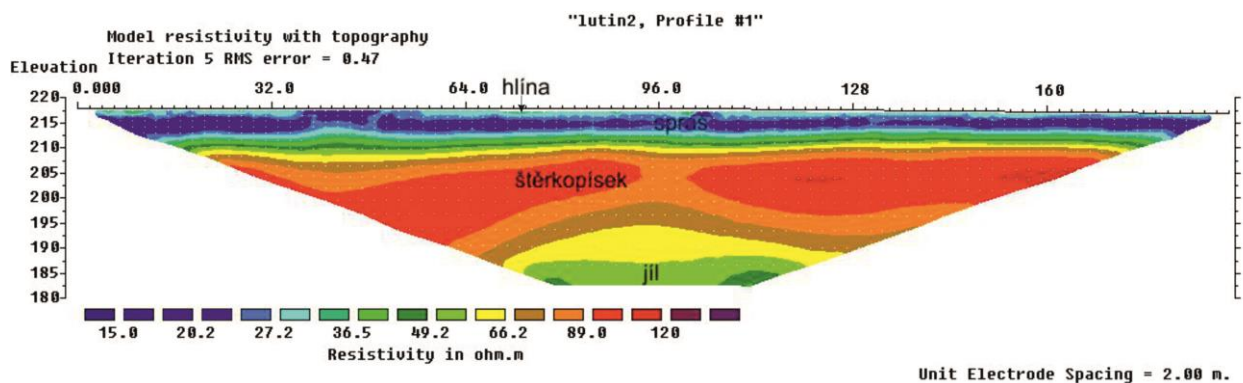




Obr. 20: Odporový profil č. 4 – lokalita Lutín.

### Odporový profil č. 5 (obr. 21)

Profil má délku 190 m, rozpětí elektrod je 2m a dosahuje do hloubky 40 m. Naměřené hodnoty se pohybují v rozmezí od 15 do 110  $\Omega\text{m}$ . Velmi špatně zřetelná svrchní vrstva dosahující hodnot odporu okolo 55  $\Omega\text{m}$  je interpretována jako půdní horizont. Pod ní se nachází doména s nízkým měrným odporem v rozmezí od 15 do 25  $\Omega\text{m}$ . Její mocnost je 5 m a představuje polohu spraší. Dále následuje doména s hodnotami odporu okolo 40 – 60  $\Omega\text{m}$  o mocnosti 2 m. Jedná se o polohu jílu. V případě následující, poměrně mocné vrstvy s relativně vysokým měrným odporem s hodnotami od 80 do 110  $\Omega\text{m}$ , sahající do hloubky 25 se jedná o písky, případně šterkopísky. Na bázi profilu byla zachycena doména s hodnotami odporu od 40 do 60  $\Omega\text{m}$ , která byla interpretována jako jílová vrstva.

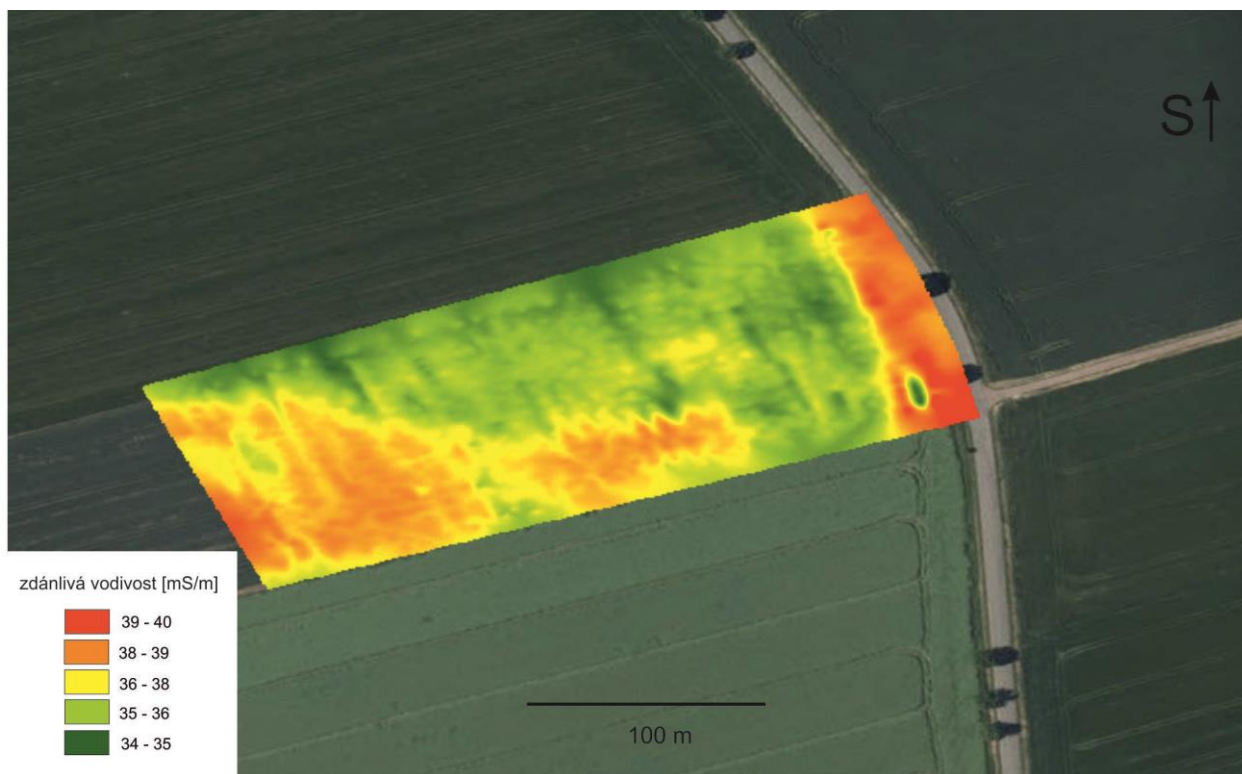


Obr. 21: Odporový profil č. 5 – lokalita Lutín.

## 8.2 Elektromagnetické profilování

Provedené měření zdánlivé vodivosti proběhlo na ploše 200x80 m na lokalitě Hrdibořice (obr. 22). Naměřené hodnoty v efektivní hloubce šesti metrů se pohybují v poměrně úzkém rozpětí od 34 do 40 mS/m. Ve vodivostním profilu jsou jasně zřetelné tři domény. První, lehce

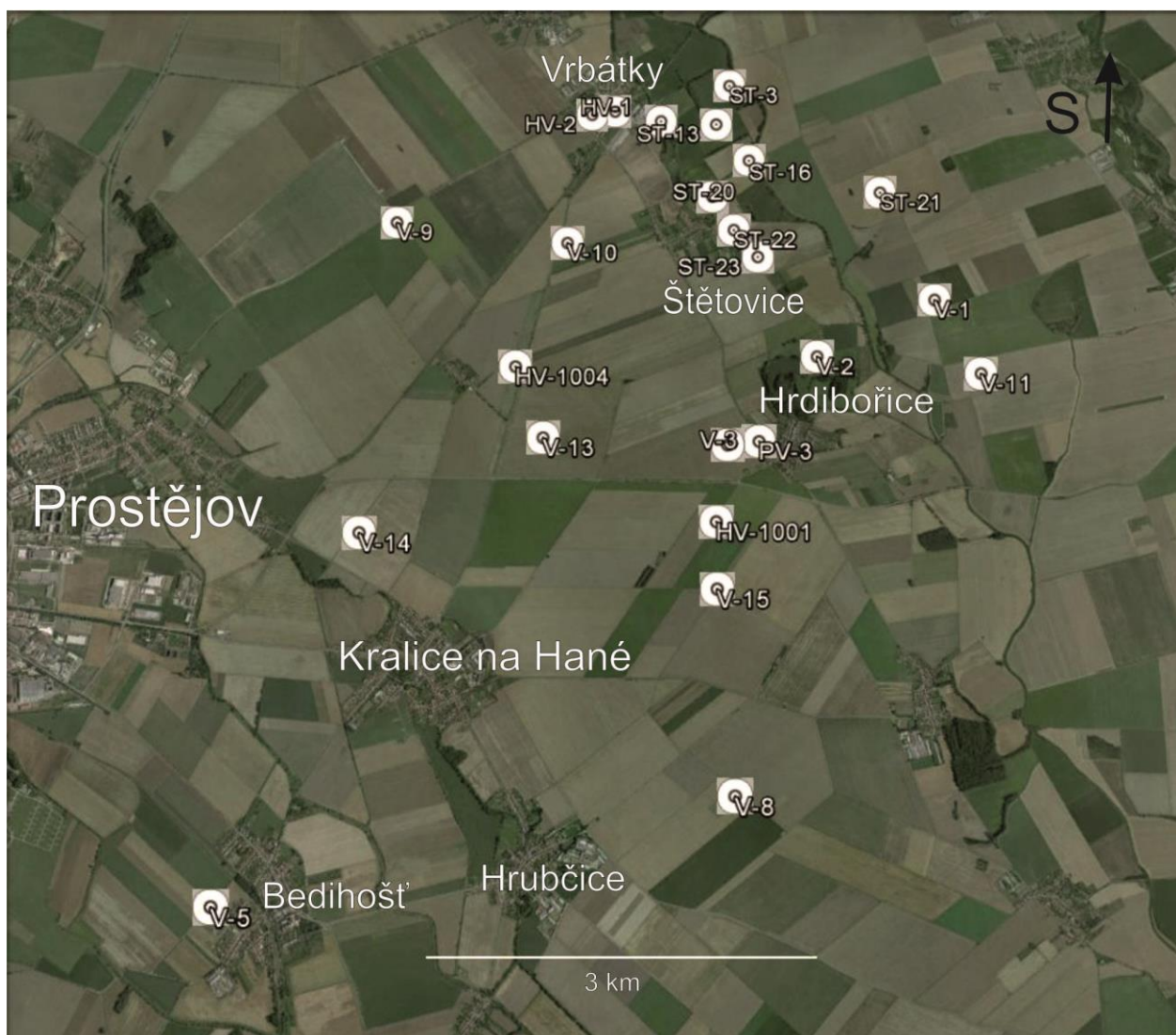
vodivější plocha, která byla zaznamenána přístrojem CMD-4 dosahuje hodnot okolo 34 až 36 mS/m, je interpretována jako spraš. Další plocha s nižšími hodnotami vodivosti od 36 do 39 mS/m je štěrkopísková poloha. A poslední plochou s hodnotami 39 až 40 mS/m je organická hmota, která zde byla zaznamenána přístrojem, protože se jedná o oblast velmi blízko silnice.



Obr. 22: Profil vodivosti – lokalita Hrdibořice.

### 8.3 Modelování v programu Rockworks 16

V okolí lokality Hrdibořice bylo vybráno 24 vrtů z okolí Hrdibořic, Štětovic, Vrbátek a Prostějova. Na obr. 23 je znázorněna poloha vrtů v mapě. Průměrná hloubka vrtů je 22,8 m. Nejhlubším vrtem je vrt s označením V – 2, dosahující hloubky 37 m, který byl vyvrtán v Hrdibořicích. Nejvíce vrtů je situováno v oblasti Štětovic. Všechny podklady a podrobné informace o vrtech jsou uloženy v příloženém CD.



Obr. 23: umístění vrtů - lokalita Hrdibořice.

Z okolí lokality Lutína bylo vybráno 64 vrtů, v okolí Lutína, Hněvotína, Luběnic, Slatinic, Slatinek, Drahanovic, Olšan u Prostějova a Čech pod Kosářem. Na obr. 24 je mapa, na které je vidět rozmístění vrtů. Průměrná hloubka vrtů je 29,35 m. Největší koncentrace vrtů je v Lutíně. Nejhlubší vrt dosahuje hloubky 60 m, který nese označení HP-1 je a je lokalizován ve Slatinkách.



Obr. 24: umístění vrtů – lokalita Lutín.

### 8.3.1 Litologické modely

Na obr. č. 25 (lokalita Hrdibořice) a č. 26 (lokalita Lutín) je vyznačeno území, na kterém jsou vytvořeny modely. Rozměry zkoumaného území na lokalitě v Hrdibořicích jsou 6,5x 6 km. Na lokalitě v Lutín jsou 13 x 7 km.

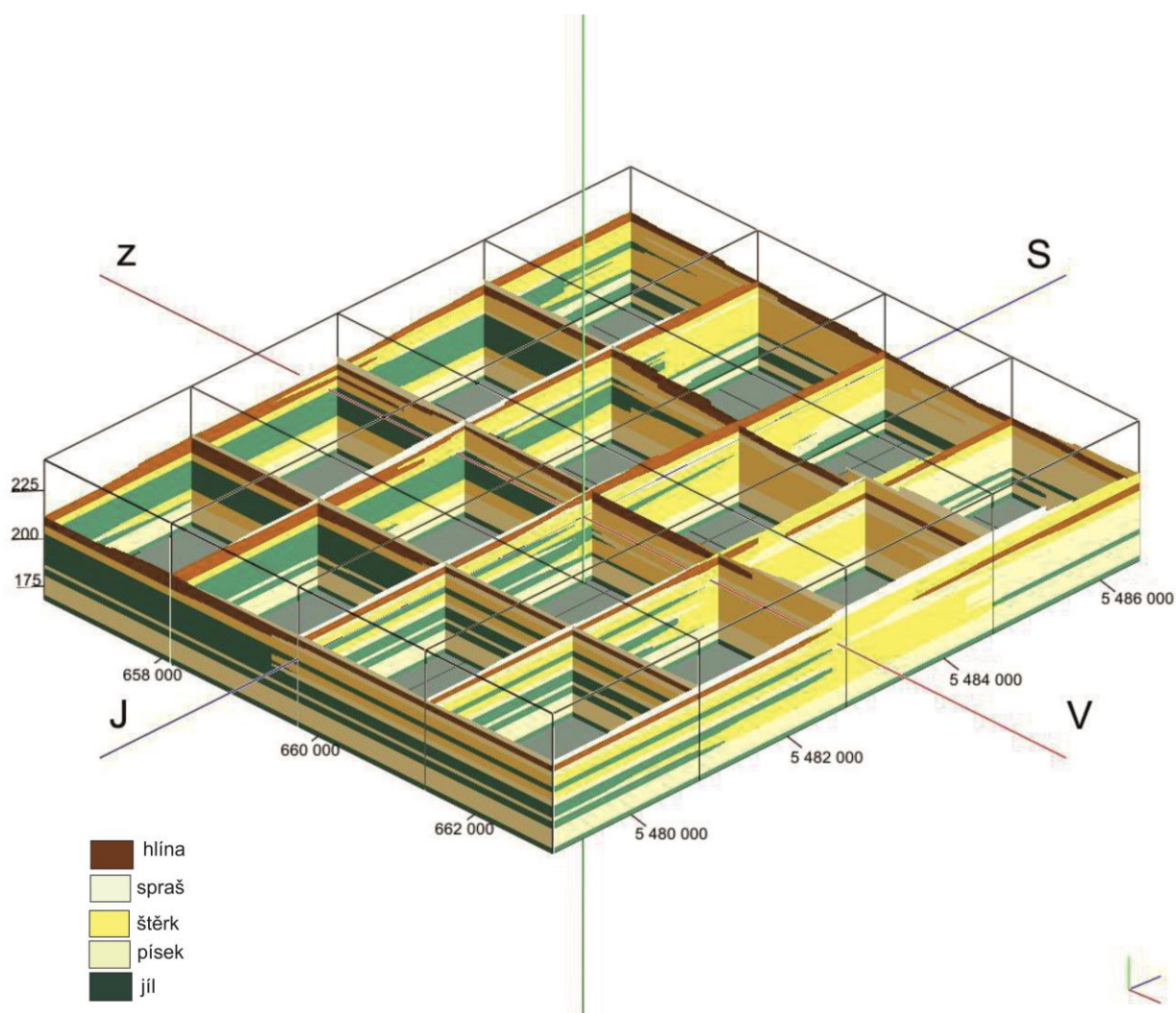


Obr. 25: území modelu- lokalita Hrdibořice.



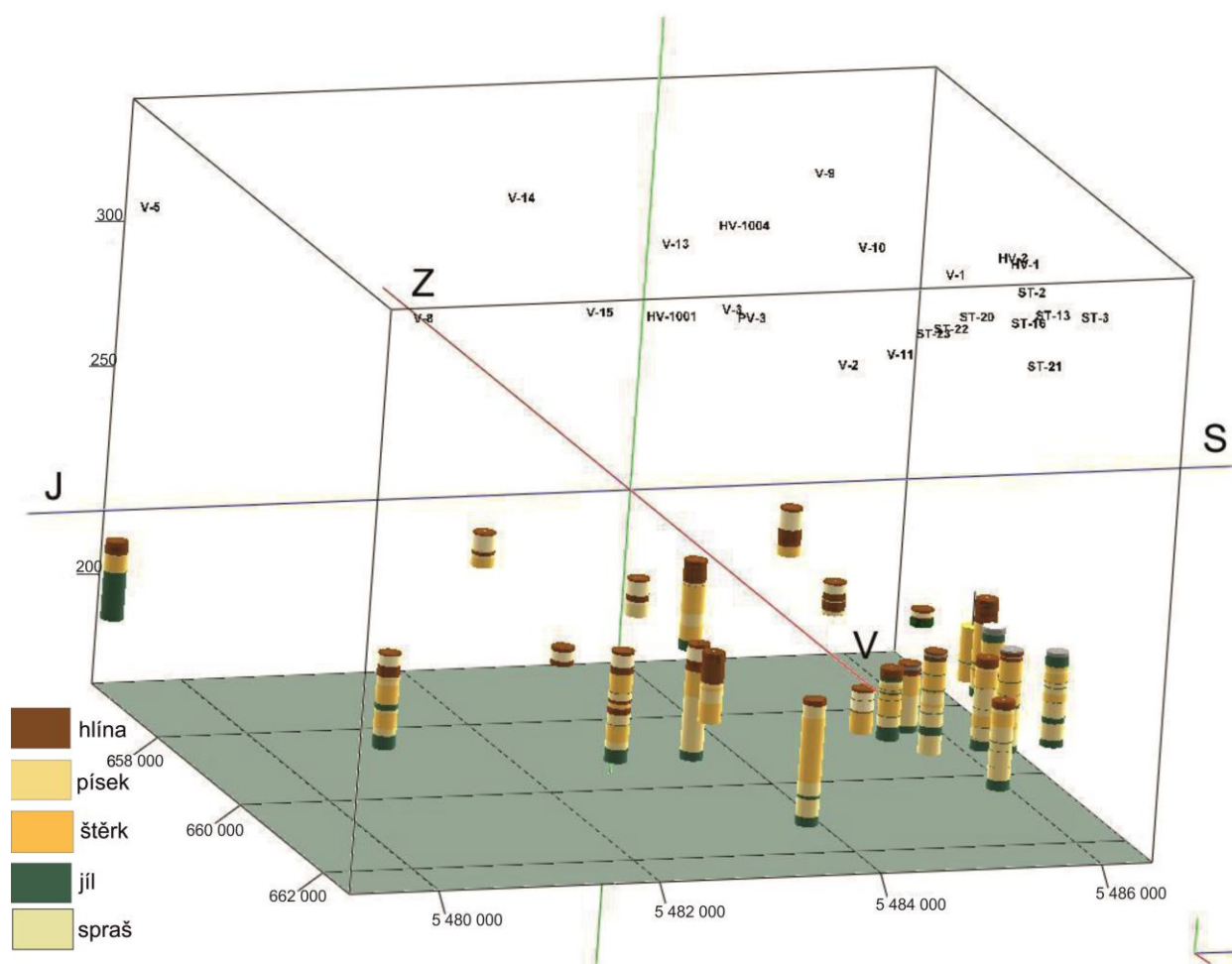
Obr. 26: území modelu – lokalita Lutín.

Na základě informací z vrtů, převažuje v okolí studované lokality několik typů nezpevněných sedimentárních hornin, mezi něž patří ornice, spraše, štěrk, písek a jíly. Na povrchu dominuje půdní horizont, jejich hloubkový dosah je ovšem přibližně pouze 2 m. Místa na povrch vystupují spraše s obdobnou mocností. Směrem do hloubky jsou významně zastoupeny štěrky, které směrem na SV laterálně přecházejí do písků a naopak směrem na JZ jsou zastupovány jíly. Na modelu ve formě fence diagramu (obr. 27) je tedy velmi jasně zřetelné laterální zastupování facií. Na bázi celého modelu se nacházejí jílové sedimenty. Maximální mocnost štěrků a písků můžeme být až okolo 20 m, avšak někde tvoří vrstvy o mocnosti jen několika metrů. Jíly mají maximální mocnost přibližně 15 m, ale mnohdy tvoří vrstvy do mocnosti 1 m či prvních pár metrů.



Obr. 27: Fence digram – lokalita Hrdibořice, převýšeno 20 x.

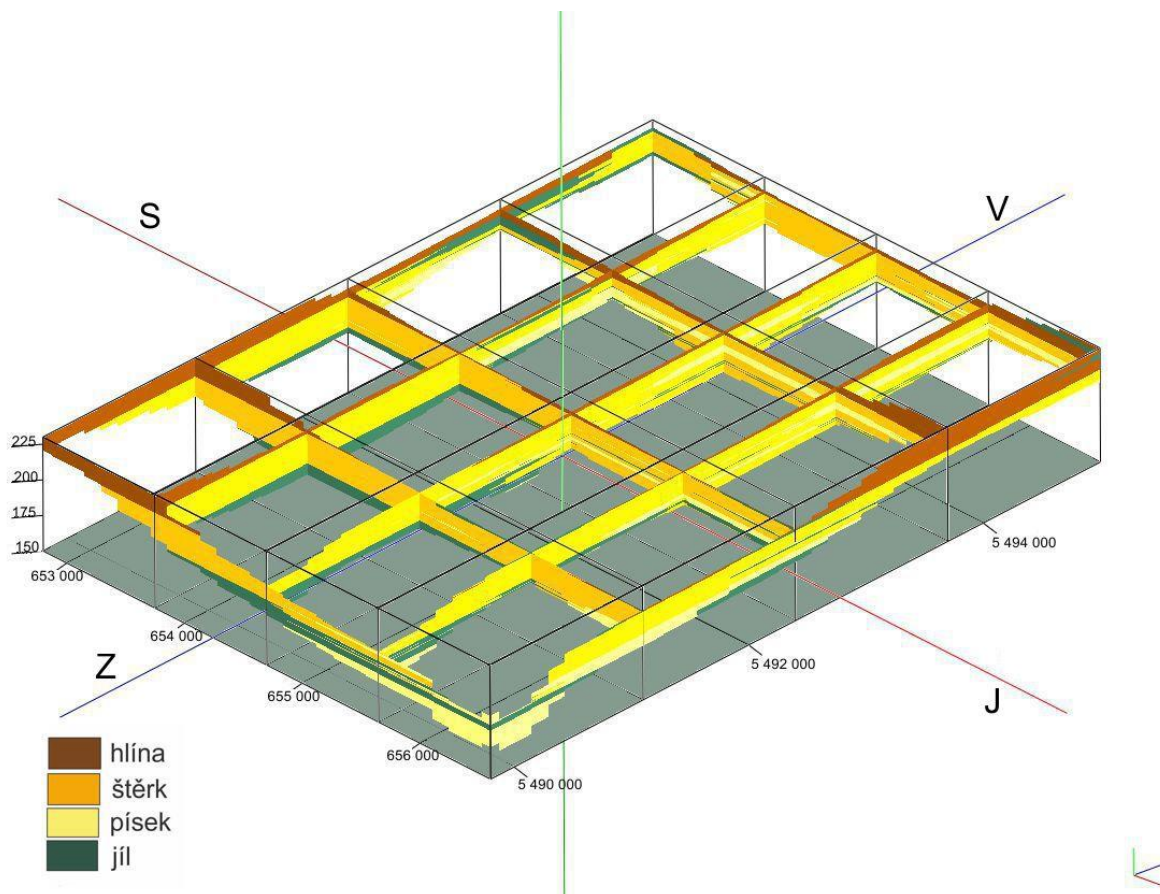
3D profil s vrtů byl použit pro přesnější vykreslení litologické situace v jednotlivých místech a je zde zejména lépe zřetelné střídání slabších vrstev jednotlivých sedimentů (obr. 28). Na povrchu převažují opět půdní horizont, přičemž u některých vrtů nacházejících se na SV jsou na povrchu spraše. Ve větších hloubkách jsou na Z vrstvy písků, pod kterými se nachází relativně velké mocnosti štěrků, směrem na V se však objevují naopak písky v nižších polohách a jsou uloženy na štěrcích. Mnohdy však dochází ke střídání slabších vrstev písků štěrků a místy i jílu. Na bázi vrtů jsou v převážné většině hlubších vrtů zastíženy jíly. Na JZ je jejich mocnost větší a směrem na SV jíly vyklíňují.



Obr. 28: 3D model s vrtů - lokalita Hrdibořice, převýšeno 20 x.

Na základě informací z vrtů v okolí této lokality převažují hlíny, štěrk, písek a jíl (obr. 29). Na povrchu je obvykle půdní horizont, s průměrnou mocností 4 m. Velkou mocnost má pak následující vrstva štěrku, až 15 m. Objevují se i polohy písků o maximální mocnosti asi 7 m. Na

bázi jsou pak jíly o mocnosti jen několika metrů. V SZ části se polohy jílu objevují přímo pod povrchovou vrstvou půdního horizontu.

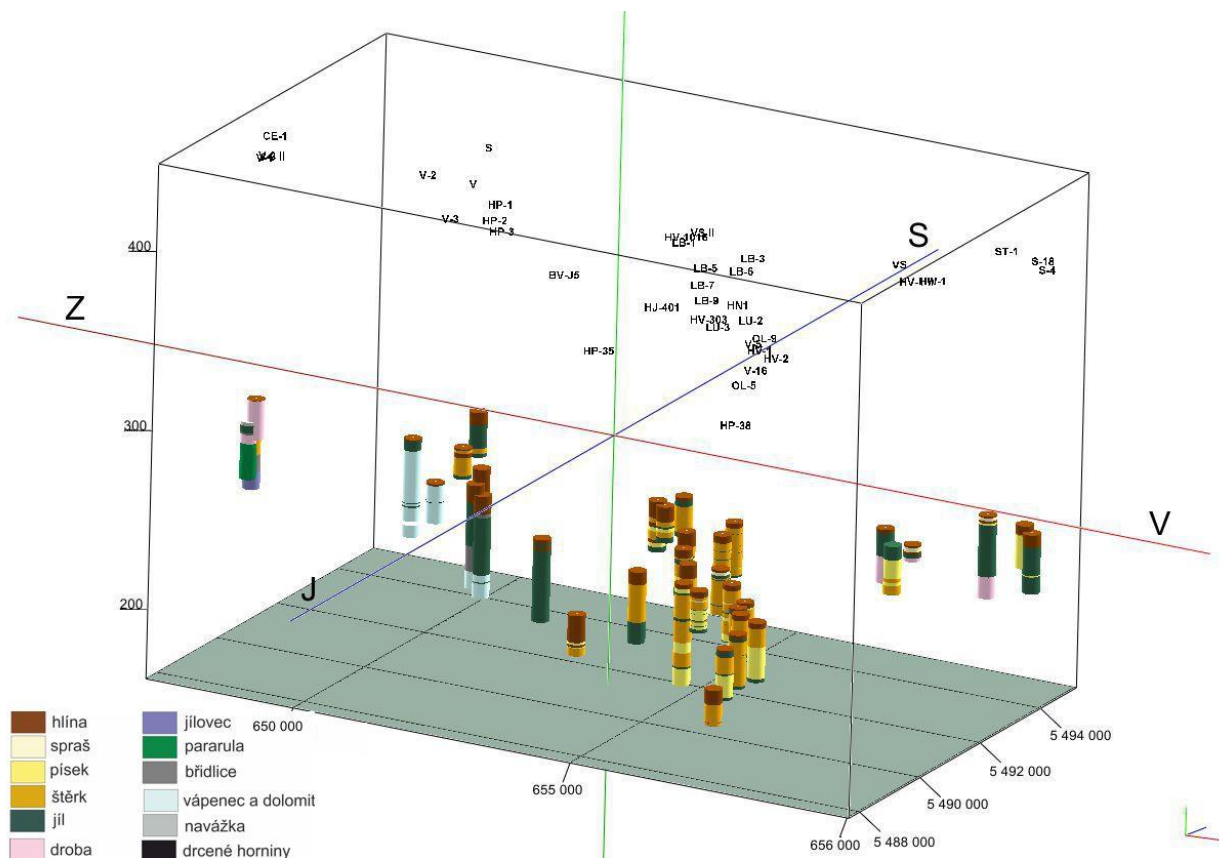


Obr. 29: Fence diagram - lokalita Lutín, převýšeno 10 x.

Na 3D modelu s vrty je opět lépe zřetelné střídání tenčích vrstev sedimentů a také jsou v tomto modelu spraše (obr. 30). Vzhledem k tomu, že jsou spraše popisovány jen v několika vrtech, nelze je v programu Rockworks vykreslit ve fence diagramu znázorňujícím litologickou situaci (obr. 29). Svrchní vrstva je u převážné většiny vrtů tvořena půdním horizontem, pod nímž se většinou nachází štěrky dosahující poměrně značné mocnosti. Směrem k Z i V se namísto štěrků nachází pod půdním horizontem jíly, kde dosahují velké mocnosti. Ve východní části modelu jsou v několika vrtech zastíženy polohy spraší mocné jen několik metrů. V mnoha vrtech jsou zastoupeny i písčité polohy.



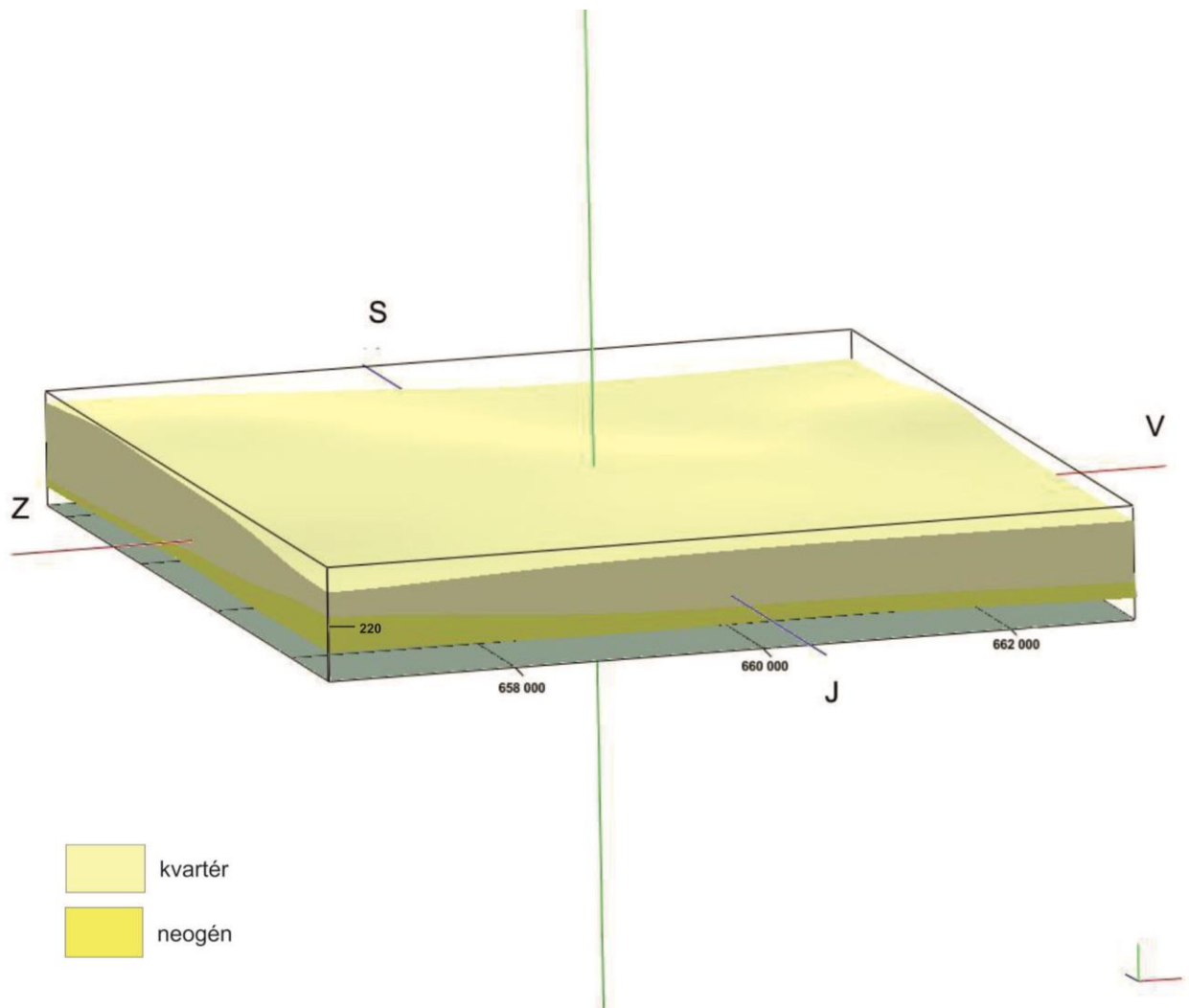
V západní části mají paleozoické sedimenty značnou mocnost a vystupují zde téměř na povrch. Směrem k východu pak můžeme pozorovat zaklesnutí sedimentů tohoto stáří, které je interpretováno v závěru této práce.



Obr. 30: 3D model s vrty – lokalita Lutín, převýšeno 20 x.

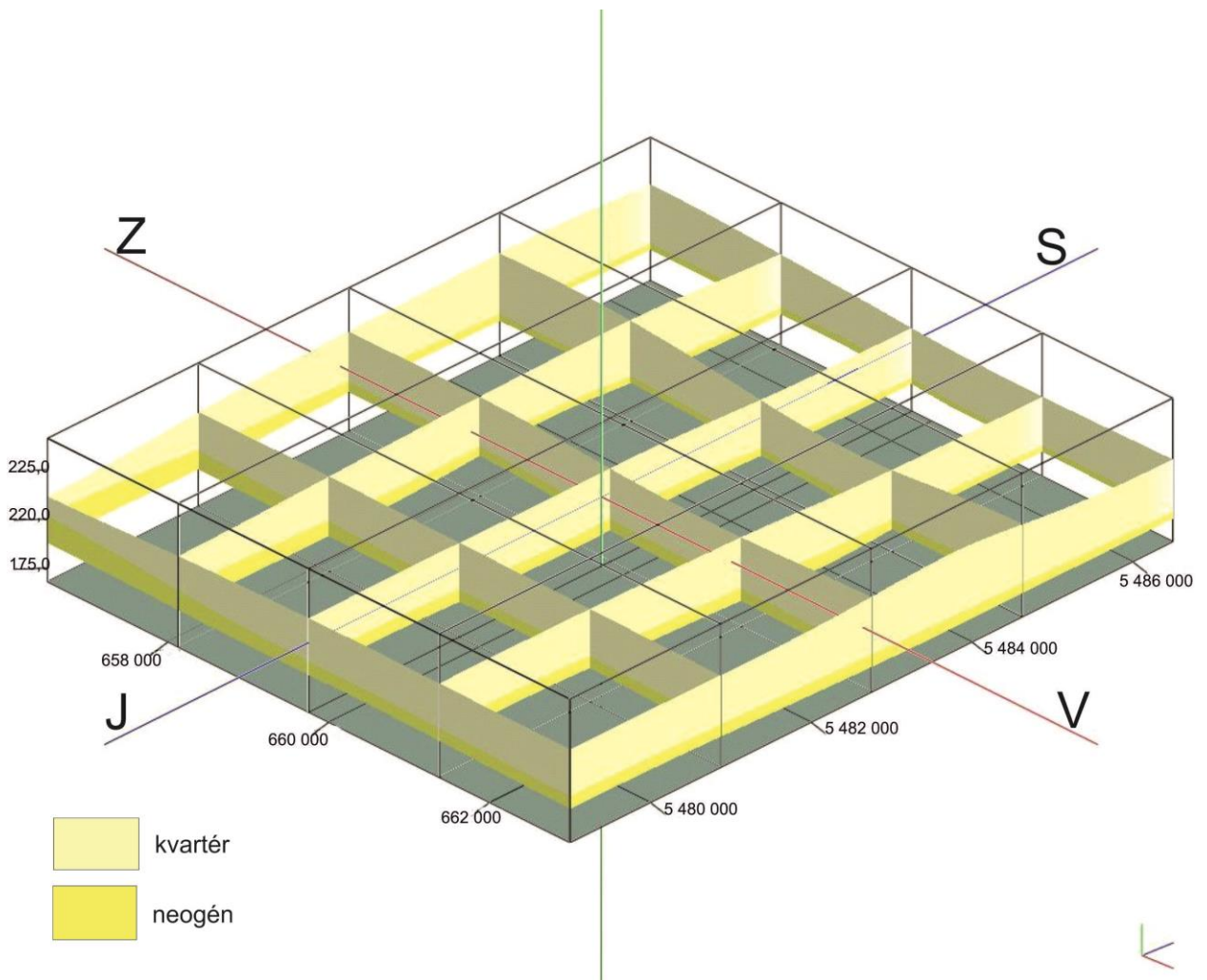
### 8.3.2 Stratigrafické modely

Na modelu (obr. č. 31) je vidět nasazení kvartérních sedimentů na sedimenty neogenního stáří (okolí Hrdibořic). Je zde zřetelné, že mocnost kvartérních sedimentů na této lokalitě není konstantní, ale mírně se mění. Modely byly převýšeny, aby byla lépe patrná rozdílná mocnost sedimentů. Mocnost kvartéru je nejvyšší na SZ, kde sahá až do hloubky okolo 30 m. Směrem k JZ mocnost kvartérních sedimentů klesá přibližně na 10 m. Zároveň se podložní neogenní sedimenty nacházejí blíže k povrchu.



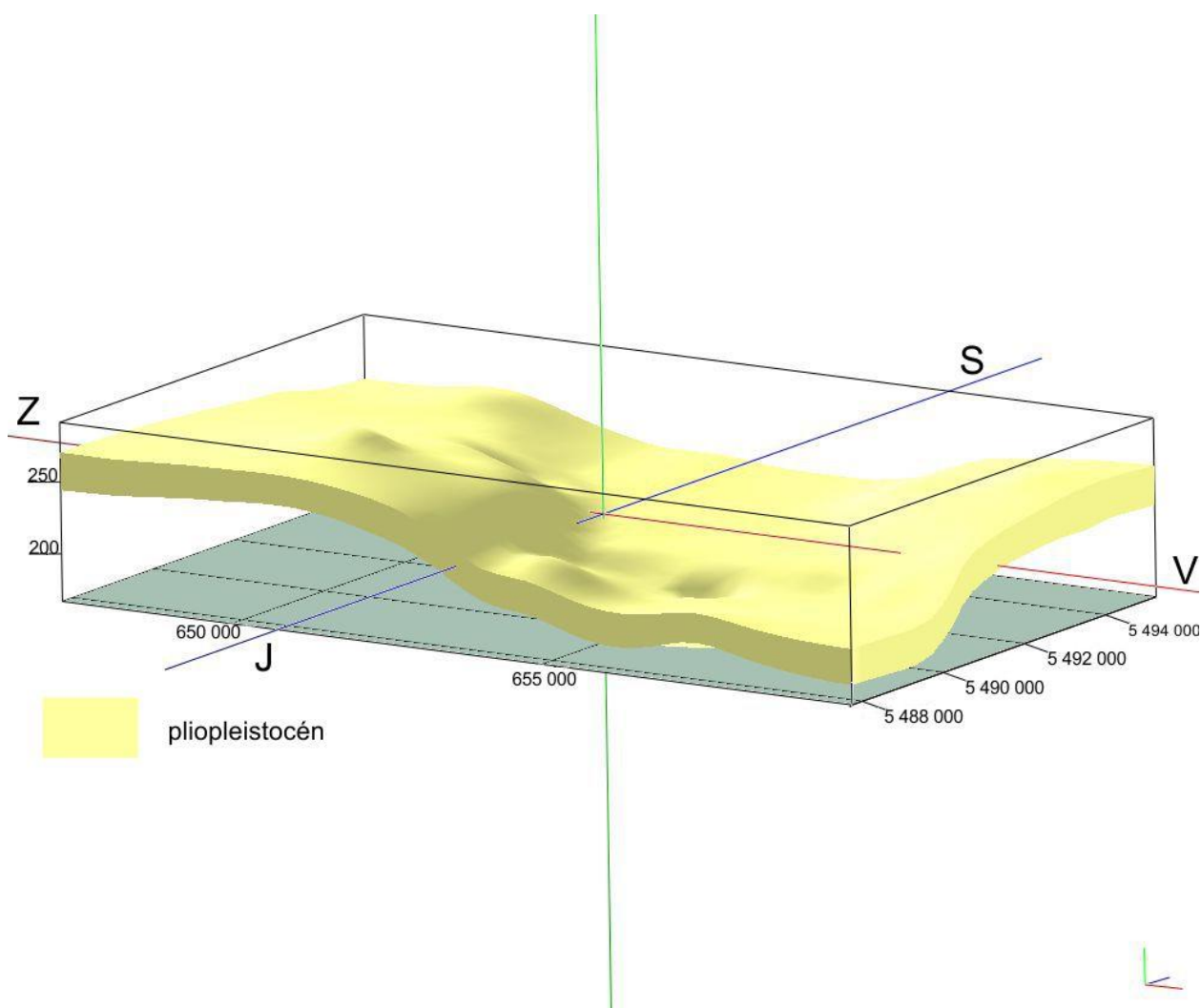
Obr. 31: Stratigrafický model – lokalita Hrdibořice, převýšeno 20 x.

Vedle blokových modelů jsou pro vykreslení stratigrafické situace využívány tzv. fence diagramy (obr. 32), které v mnoha případech lépe vykreslují kontakt jednotlivých jednotek. Na základě konfigurace vrtů byl generován fence diagram z pěti profilů ve směru S-J a pěti na ně kolmých profilů ve směru V-Z (okolí Hrdibořic).



Obr. 32: Fence diagram – lokalita Hrdibořice, převýšeno 20 x.

Na modelu strukturní mocnosti plio-pleistocénu v okolí Hněvotína (obr. 33) je vidět značná mocnost těchto sedimentů, která se zdá být konstantní. Avšak na Z se mocnost značně zmenšuje což je patrné z obr. 30. Na modelu strukturní mocnosti se tato skutečnost neprojevila v důsledku malého množství vrtů pro interpolaci. Je zde vidět zaklesnutí plio-pleistocenních sedimentů do hloubky, které je predisponováno topografií. Mocnost sedimentů tohoto stáří, vyplývající z modelu, lze v oblasti lutínské brázdy považovat za minimální, protože zde nebyla navržena báze plio-pleistocenních sedimentů. Můžeme tedy předpokládat, že hloubkový dosah bude ještě větší. Podložní (starší) horniny v tomto modelu nebyly vykresleny z důvodu nedostatečného množství vrtných dat pro interpolaci.



Obr. 33: Model strukturní mocnosti plio-pleistocénu – lokalita Lutín, převýšeno 20 x.

## 9. Diskuze a závěr

Kvartérní sedimenty mají v Hornomoravském úvalu různou mocnost, jak je uvedeno v práci Czudka (1997). Tento fakt potvrzují data získaná v této práci. Zejména v oblasti lutínské brázdy byla očekávána velká mocnost fluviálních sedimentů, která byla potvrzena zpracováním vrtných dat. V době kdy došlo ve výzdvihu V části Dražanské vrchoviny, kterou zmiňuje Zapletal (2004), byl pravděpodobně částečně vyzdvižen i Z okraj Lutínského příkopu v oblasti Čelechovic na Hané. Neogenní sedimenty zde byly oderodovány a z tohoto důvodu v této oblasti vystupují paleozoické horniny téměř na povrchu, jak indikují výsledky ze stratigrafických modelů a 3D modelu vrtů. Fluviální sedimentace byla patrně efektivním činitelem změn reliéfu a

vedla k zarovnání původně členitějšího reliéfu, zejména v oblasti Lutínské brázdy. Tato struktura tvoří poklesové území ohraničené dvěma menšími elevacemi. Jedná se o vyzdvižené území v oblasti Třebčína a Hněvotína (Špaček et al., 2014). Kvůli zdůraznění odlišnosti v mocnosti sedimentů bylo u modelů využito převýšení. Na 3D modelu vrtů můžeme vidět i různé zahloubení paleozoických hornin, což dokládá existenci zlomu mezi hněvotínskou hrástí a lutínským příkopem, který uvádí Zapletal (2004).

Přítomnost písčitých a štěrkových facií značí, že zde dříve protékala řeka Morava. Pravděpodobně zde docházelo k laterální erozi a současně i k erozi dna řeky, kde jsou oderodovávány nivní sedimenty (Barrel., 1912 in Miall ). Hrubozrnnější štěrkovité facie byly uloženy v místech s vysokou kinetickou energií toku. Jde o vytváření říčních teras. Laterální zastupování facií je způsobeno bočním posunem koryta řeky. Jíly jsou ukládány v distálních partiích v nivě, případně ve stagnujících tůňkách. Jíly tedy vykliňují a jsou zastoupeny jinými sedimenty, obecněji řečeno zde dochází k laterálnímu zastupování facií (Barrel., 1913 in Miall). Splaveniny, které jsou transportovány korytem řeky, tvoří sedimenty o velikosti štěrku či hrubého písku. Střídání ukládání štěrku a písku v korytu řeky může být způsobeno tehdy, když je větší valoun uložen na bázi koryta. Tento valoun zde působí jako překážka. Větší částice se tedy ukládají v protisměru proudu (za překážkou) a menší částice jsou uloženy po směru proudu řeky (před překážkou) (Charlton., 2007). Písky se mohou také ukládat v jespních valech meandrujících řek, či mohou tvořit výplň opuštěných ramen řeky (Happ et al., 1940 in Miall 2006).

Za pomoci multielektrodeového odporového profilování byly rozlišeny jednotlivé facie, které se zde nacházejí. Na obou lokalitách se jedná o podobný faciální vzor. Svrchní vrstvu vždy tvoří hlíny, pod kterými se nachází spraše, případně sprašové hlíny, níže pak štěrkopísčité tělesa. Podle vrtů (viz obr. 27) dochází někde ke střídání štěrkových a písčitých poloh, které mají mnohdy omezenou mocnost (max. 0,5 m). Takové polohy nelze pomocí ERT rozlišit. Na bázi profilů jsou zachyceny jíly. Štěrkové facie netvoří jedolitou vrstvu, ale spíše protáhle čokovitá tělesa.

V těsné blízkosti na lokalitě v Hrdibořicích je situován vrt HR1 (Novotný, 2013), který dosáhl hloubky 20,7 m. Na povrchu byl zastižen půdní horizont se zbytky organických pletiv o mocnosti 1,3 m. Pod ním je poměrně mocná poloha spraší až sprašových hlín, která sahá do hloubky 6,2 m. Následující sled, sahající do hloubky 20,3 m zahrnuje rezavě hnědé až šedé štěrky až štěrkopísky s polozaoblenými valouny do 1 cm. V tomto sledu jsou čtyři písčité vrstvy (12,15 m, 15 m, 16,6 m, 17,8 m), které mají mocnost 30-40 cm. Celý komplex spadá do

kvartéru. Na bázi vrtu byl zastižen rezavohnědý až zelenomodrý pestrý jemně vrstevnatý jílu o mocnosti 0,4 m a stratigraficky spadá do neogénu. Hladina podzemní vody byla naražena v hloubce 9,2 m.

V odporovém profilu byla zastižena svrchní špatně zřetelná vrstva se středními hodnotami odporu, jedná se o ornici, pod kterou je vrstva s nízkými hodnotami odporu o mocnosti přibližně 5 m. Dále zde byla zachycena vrstva s vysokým odporem o mocnosti asi 15m, která odpovídá štěrkopískům. Na bázi je vrstva se středními hodnotami odporu, která je interpretovaná jako jílová poloha.

Poblíž lokality v Lutíně se nachází vrt HN1 dosahující hloubky 25m (Novotný, 2013), ve vrtu byl zastižen na povrchu půdní horizont s prachovitou hlínou o mocnosti 1, 3 m. Prachovitá hlína níže přechází ve sprašovitou hlínu až spraš, místy obsahující vápnité konkrece, sahající do hloubky 3m. Pod sprašovou polohou byla zastižena 30 cm mocná vrstva šedého, měkkého písčitého jílu kvartérního stáří. Pod ním je mocná vrstva štěrku a štěrkopísku šedé až šedohnědé, či rezavě hnědé barvy, zrna dosahují průměrně velikosti 1-3 cm, místy i 5-6 cm, ojediněle se vyskytují i valouny okolo 10 cm. Tato vrstva dosahuje hloubky 19,5 m, přičemž v metráži 5,4 m je 40 cm mocná vložka šedého kvartérního jílu. Následující sled tvoří písčité hnědošedý kvartérní jílu, sahající do hloubky 20 m. Na bázi vrtu se nachází hrubozrnný jílovitý hnědošedý štěrk s mocností 5 m. Hladina podzemní vody byla naražena v hloubce 3,7 m.

Svrchní špatně zřetelná vrstva v odporovém profilu se středními hodnotami odporu odpovídá ornici, která je uvedena ve vrtu. Vrstva pod ní o mocnosti asi 5 m, která má nízké hodnoty odporu, by odpovídala spraším. Dále v případě vrstvy se středními hodnotami se jedná o jílovou polohu s mocností 2m. Vrstva s vysokými hodnotami odporu odpovídá štěrkopískové facii o mocnosti 15 m. Na bázi pak byla zastižena vrstva se středními hodnotami odporu odpovídající jílu.

Při modelování v programu Rockworks na lokalitě v Lutíně u fence diagramu zastihujícího litologickou situaci byly některé vrty zkráceny, z toho důvodu, že některé typy hornin se zde vyskytovaly v malém počtu vrtů a tak program nebyl schopný věrným způsobem vykreslit danou situaci.

Pro porovnání s jinou geoelektrickou metodou bylo na lokalitě v Hrdibořicích použito metody dipólového elektromagnetického profilování, pomocí níž bylo zachyceno laterální zastupování facie spraší za štěrkopískovou facii. Přístroj byl nastaven na hloubku 6 m. Hloubka uložení facii odpovídá hloubce naměřené metodou multielektrodového odporového profilování.

V této bakalářské práci byly použity geofyzikální metody k průzkumu fluviálních sedimentů, čímž již se zabývaly některé předchozí práce, jako například diplomová práce Radka Homoly (2012) či diplomová práce Hany Lepařové (2012). Na rozdíl od starších prací však v této bakalářské práci vůbec poprvé využito i modelování v programu RockWorks 16, které slouží k lepšímu znázornění jak stratigrafické tak litologické situace na vybraných lokalitách. Výše zmíněný program může mít vysoký potenciál i pro větší území a poskytuje mnohem lepší představu o zastoupení a orientaci jednotlivých sedimentárních těles a horninových celků.

Získané výsledky při korelaci s vrtnou databází poukázaly na vhodnost použitých metod, geoelektrické profilování se osvědčilo zejména pro ověření mocnosti a rozsahu jednotlivých jednotek. Dipólové elektromagnetické profilování, použité jako doplňková metoda, je zase dobrým nástrojem pro detekci plošných změn ve vodivosti prostředí.

## 10. Použitá literatura a internetové zdroje

- Barrell, J. (1925): Marine and terrestrial conglomerates. In: Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin
- Demek, J. et al. (1965): Geomorfologie českých zemí. ČSAV, Praha, 335 s.
- Demek, J. et al. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR - Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.
- Demek, J. et al. (2006): Zeměpisný lexikon ČR - Hory a nížiny. - AOPK ČR, Brno 320 s.
- Happ, S.C. et al. (1940): Some principles of accelerated stream valley sedimentation. In: Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses and petroleum geology. Springer, p. 583, Berlin
- Charlton, R. (2007): Fundamentals of fluvial geomorphology. London, 233 p. ISBN 0-203-37108-9
- Chlupáč, I. et al. (2011): Geologická minulost České republiky. Academia, Praha, 436 s. ISBN 978-80-200-1961-5
- Kearey, P. et al. (2002): An introduction to geophysical exploration – third edition. Blackwell Science, 272 s. 978-0-632-04929-5
- Kováč, M. et al. (1993): Alpínský vývoj Západných Karpát. Masarykova univerzita, Brno, 96 s. ISBN 80-210-0771-0
- Mareš, S. et al. (1990): Úvod do užití geofyziky, SNTL, Praha, 676 s. ISBN 80-03-00427-6
- Macoun, J., Růžička, M. (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the Continental glaciation. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 4, 125 - 168. Praha
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analyses and petroleum geology. Springer, p. 583, Berlin
- Novotný, M. (2013): Olomoucko sedimenty Moravy, Geologický průzkum, Závěrečná zpráva. GEOtest, Brno, 7 s.



Růžička, M. (1971): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. - Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 9, 7 - 37. Praha

Sedláček, J. (2013): Úvod do užití geofyziky. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 81 s. ISBN 978-80-244-3832-0

Špaček, P. et al. (2014): The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). Springer - Verlag Berlin Heidelberg, 28 s

Telford, W. M. a kol. (1992): Applied geophysics. Cambridge University Press, 744 p. ISBN 0-521-33938-3

Vorel, S. (1948): Haná příroda a člověk. Oddělení pro zeměpis slovanský a slovanských zemí Geografického ústavu Karlovy univ., Praha, 92 s.

Zapletal, J. (2004): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu. – Geol. Výuk. Mor. Slez. v r. 2004, Brno 2005

Zeman, A. (1971): Pleistocenní fluviolaustrinní a fluviální sedimenty v jižní části Hornomoravského úvalu. Ústřední ústav geologický, 46, 19-29, Praha

#### **Internetové zdroje:**

Česká geologická služba [online]. [cit. 23. ledna 2015]. Dostupné na World Wide Web:

<<http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/>>

Geoportál ČÚZK [online]. [cit. 13. května 2015]. Dostupné na World Wide Web:

<[http://www.geology.cz/demo/CD\\_GEOL\\_MAP25/24224/vysvetlivky/html/3\\_geofyzika.htm](http://www.geology.cz/demo/CD_GEOL_MAP25/24224/vysvetlivky/html/3_geofyzika.htm)>

Geoportál ČÚZK [online]. [cit. 15. ledna 2015]. Dostupné na World Wide Web:

<[http://mapy.geology.cz/geocr\\_25/](http://mapy.geology.cz/geocr_25/)>

GF Instruments [online]. [cit. 5. března 2015]. Dostupné na World Wide Web:

<[http://www.gfinstruments.cz/index.php?menu=gi&smenu=ires&cont=aresII\\_&ear=ov](http://www.gfinstruments.cz/index.php?menu=gi&smenu=ires&cont=aresII_&ear=ov)>