

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Václav Fait**

Výzkum vulkanických struktur pomocí geofyzikálních metod, lokalita Rybí loučky v  
Jizerských horách.

Geophysical prospection of volcanic structures, in the area of Rybí loučky, Jizerské  
mountains.

Typ závěrečné práce:

Bakalářská práce

Vedoucí práce/Školitel: Mgr. Jan Valenta

Praha, 2018

### **Čestné prohlášení**

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně. Veškeré použité podklady, ze kterých jsem čerpal informace, jsou uvedeny v seznamu použité literatury a citovány v textu, podle normy ČSN ISO 690.

V Praze dne 18. 8. 2018

---

Václav Fait

## **Poděkování**

Děkuji Mgr. Janu Valentovi Ph.D. za odborné vedení bakalářské práce, věcné připomínky, dobré rady a vstřícnost při konzultacích a vypracovávání bakalářské práce. Poděkování patří také Dr. Josefu Klomínskému za uvedení do problematiky, předání informací o lokalitě a Jizerských horách. Dále RNDr. Jakubu Štainbruchovi Ph.D., Ing. Martinu Dostalíkovi a Ivanovi Rousovi, kteří se účastnili terénních měření.

Také děkuji Severočeskému muzeu v Liberci a České geologické službě, že mi umožnili spolupracovat na tomto projektu a také firmě INSET s. r. o. za zapůjčení gravimetru CG3M.

## **Abstrakt**

V této práci jsou nastíněny základní principy tří geofyzikálních metod (gravimetrie, magnetometrie a elektrické odporové profilování), které byly použity pro výzkum v lokalitě Rybí loučky, za účelem objasnit zdejší geologické poměry. Dále je čtenář obeznámen se vznikem maarové diatrémy, o které je uvažováno, že se ve zkoumané lokalitě vyskytuje.

V další části je popsán princip terénního měření a postup při vyhodnocování výsledků. V poslední části jsou graficky vyhodnoceny výsledky. Ty jsou také porovnávány s předchozími výzkumy v téhle lokalitě.

Geofyzikální práce ukázaly, že geologická situace Rybích louček neodpovídá jednoduché představě diatrémy. Zároveň se ale nejedná o strukturu formovanou pouze působením ledovce. Původ je nejspíše kombinací tektonické predispozice, vulkanické aktivity a následné selektivní eroze.

**Klíčová slova:** gravimetrie, magnetometrie, maar, vulkanismus, geofyzika, Jizerské hory

## **Abstract**

This thesis briefly depicts fundamental principles of three geophysical methods (gravimetry, magnetometry and electrical resistivity profiling), which had been used during research at the Rybí loučky site in order to clarify local geological conditions. Furthermore, the reader gets acquainted with formation of a maar-diatreme, which is thought to be present at the researched site.

The next part describes principles of field measurements and the procedure for evaluation of results. The results are graphically plotted in the last part. Also, the results are compared to previous investigations conducted at this site.

Geophysical measurements showed that geological structures on the Rybí loučky site are much more complex than expected. The simple diatreme structure is most likely not applicable in this case. In contrast, it is not a structure formed solely by a glacier. The origin is most likely a combination of tectonic predisposition, volcanic activity and subsequent selective erosion.

**Keywords:** gravimetry, magnetometry, maar volcano, volcanism, geophysics, Jizerské mountains

# OBSAH

1. Úvod.....	- 7 -
1. 1. Účel a smysl práce .....	- 7 -
1. 2. Struktura práce .....	- 7 -
2. Charakteristika lokalit .....	- 8 -
2. 1. Geografická poloha .....	- 8 -
2. 2. Geologické pomry .....	- 8 -
2. 3. Maarová diatréma.....	- 9 -
3. Užití geofyzikálních metod při řešení obdobných problémů .....	- 10 -
4. Metodika terénního průzkumu .....	- 13 -
4. 1. Geofyzikální měření.....	- 13 -
4. 1. 1. Magnetometrie.....	- 13 -
4. 1. 2. Multielektrodové elektrické odporové profilování.....	- 15 -
4. 1. 3. Gravimetrie.....	- 18 -
5. Terénní práce.....	- 22 -
6. Vyhodnocení výsledků a diskuze .....	- 24 -
7. Závěr .....	- 29 -
8. Seznam obrázků a tabulek.....	- 30 -
9. Seznam použité literatury.....	- 31 -

# 1. Úvod

## 1. 1. Účel a smysl práce

Účelem této práce je snaha o vysvětlení nejasných geologických poměrů lokality Rybí loučky v Jizerských horách pomocí geofyzikálních metod (gravimetrie, magnetometrie, ERT). Zkoumané místo se nachází v srdci Chráněné krajinné oblasti Jizerské hory, severně od vesnice Jizerka. V této oblasti byl výzkum po dlouhá léta zakázaný a až nedávno byl opět povolen. Spolupráci na tomto výzkumu mi byla nabídnuta od RNDr. Jakuba Štainbrucha Ph.D. ze společnosti INSET, s. r. o., který na zkoumání dané oblasti spolupracuje se Severočeským muzeem v Liberci a Českou geologickou službou, kteří jsou hlavními organizátory projektu.

Výzkum v této lokalitě by měl objasnit, zda je lokalita Rybí loučky pozůstatek vulkanické činnosti – maarová diatréma. V severočeské oblasti se vyskytují pozůstatky vulkanické činnosti nejen v Jizerských horách, ale také na dalších místech. Za zmínku stojí například Ještědsko-kozákovské hřbety, Frýdlantsko, Hradecko, hora Bukovec v těsné blízkosti zkoumané lokality a další místa (Chaloupský 1989).

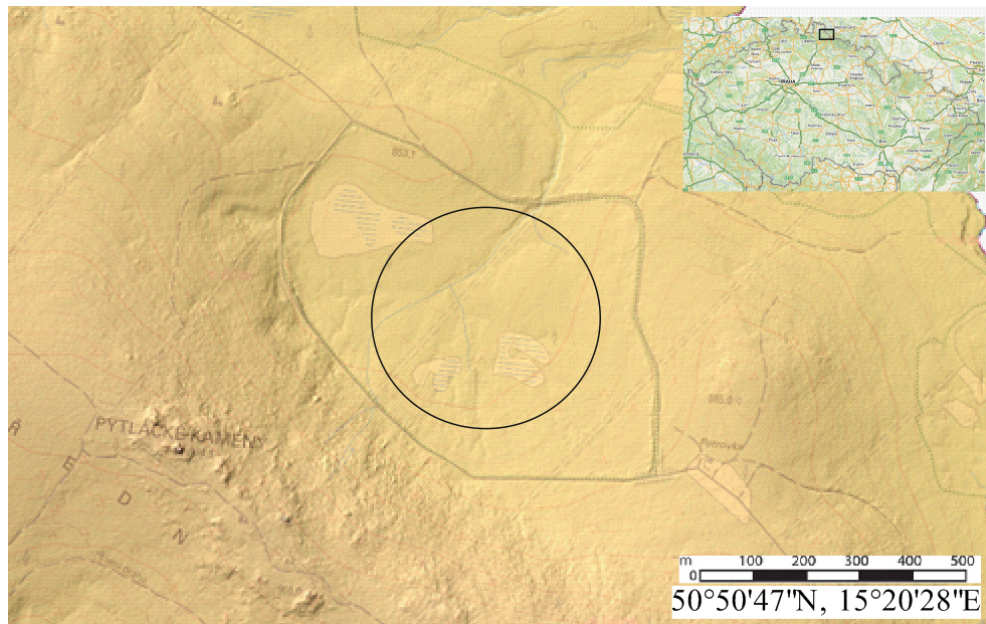
## 1. 2. Struktura práce

Práce je rozdělena do tří částí. V první části jde o charakteristiku zdejších geografických a geologických poměrů. Následující část pojednává o užití geofyzikálních metod při řešení obdobných problémů. Dále pak o základních principech geodetických a geofyzikálních metod, které byly užity pro tento výzkum. Závěrečná kapitola obsahuje popis prací při terénním měření, zpracování a následné vyhodnocení dat. V úplném závěru je vedena diskuze nad výsledky, které jsou porovnávány s pracemi řešící obdobné problémy a také s prací pana Engela (Engel et al. 2017), který již výzkum v této lokalitě prováděl byť s odlišným cílem – ověřit, zda je morfologie lokality důsledkem erozní činnosti ledovce.

## 2. Charakteristika lokality

### 2. 1. Geografická poloha

Lokalita, ve které byl výzkum prováděn, se nachází v severních Čechách, v okrese Jablonec nad Nisou. Spadá do katastru obce Kořenov a je součástí Chráněné krajinné oblasti Jizerské hory. Zájmová lokalita Rybí loučky (Obr. 1) je morfologická deprese mezi Pytláckými kameny jihozápadně a nedalekou hranicí s Polskem severovýchodně od lokality. Zkoumaný prostor se nachází na poměry České republiky ve vyšších nadmořských výškách, přibližně okolo 850 metrů nad mořem. Nejvyšším bodem Jizerských hor je Wysoka Kopa (1126 m), na území České republiky se jedná o horu Smrk (1124 m). Centrum lokality se nachází na souřadnicích 50°50'47"N, 15°20'28"E.



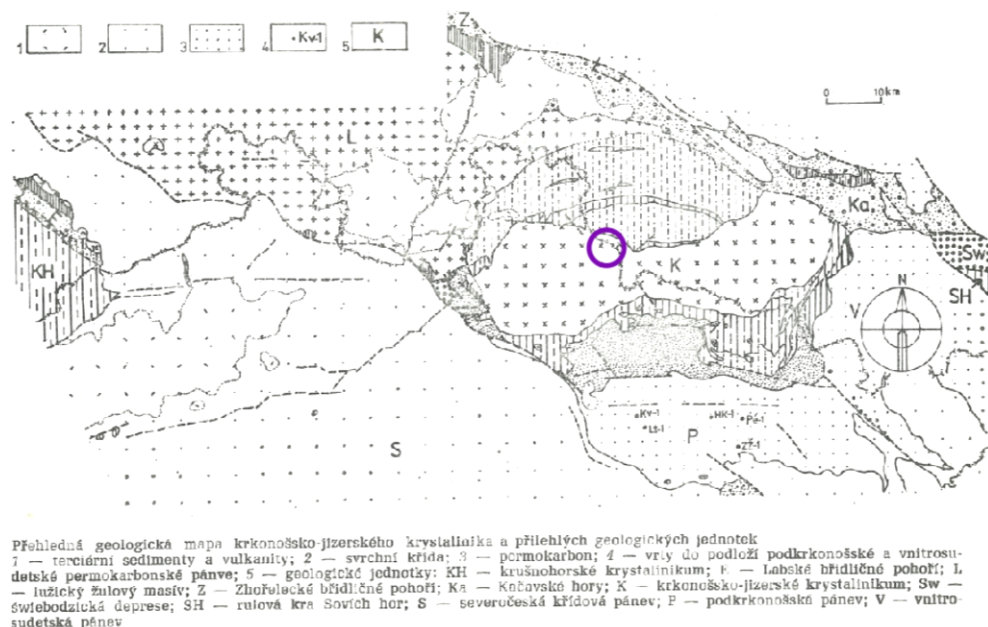
Obrázek 1 Lokalita Rybí loučky v blízkosti Polských hranic, kroužkem znázorněná předpokládaná pozice diatrémy, souřadnice udávají střed zkoumané oblasti

### 2. 2. Geologické poměry

Zkoumaná lokalita je součástí Českého masívu. Ten je dále dělen na další jednotky, přičemž Rybí loučky se nachází v jednotce nazývané Saxothuringikum. Ta je vzhledem k velkému rozsahu a odlišnému geologickému vývoji rozdělena na další tři podjednotky, oblast krušnohorskou, labskou a západosudetskou (lugickou) (Kachlík 2003). Naše zájmová oblast se nachází na východním okraji lugické části. Zastoupeny jsou zde převážně granitoidní horniny, ortoruly a v menší míře i další metamorfované horniny. V této oblasti vystupuje několik významných horninových komplexů, k rozsáhlejším patří například krkonošsko-jizerský pluton, lužický žulový masív a komplex tvořený jizerskou ortorulou (Kachlík 2003). Zájmová oblast s přilehlými jednotkami je vyobrazena na obr. 2.



Krkonoško-jizerské krystalinikum je tvořeno hlubinnými vyvřelými horninami – granity – variského stáří. Ve zkoumané depresi se vyskytují holocenní sedimenty společně s rašeliništěm o celkové mocnosti 1,5 – 2 metry. Dále se zde vyskytují svahové kamenité až blokové sedimenty (Černá 2010).



**Obrázek 2 Schématické zobrazení krkonoško-jizerského krystalinika a jeho okolí, kroužkem zobrazena zájmová oblast (převzato z J. Chaloupského 1989)**

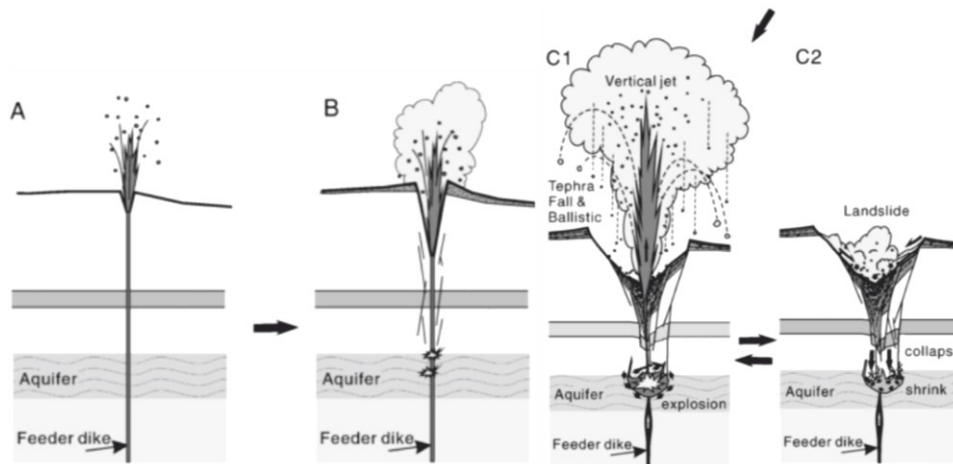
Dle Chaloupského (1989) je terciární vulkanická činnost v Jizerských horách vázána na tektonickou linii ve směru zjz. – vsv. Někdy je ovšem vázána i na lužickou poruchu ve směru sz. – jv. Nejrozšířenějším typem vulkanických hornin v krkonoško-jizerském krystaliniku jsou olivinické bazanity, především tedy olivinické nefelinity a nefelinické bazanity. Dále se zde vyskytují bazické horniny bez olivínu, někdy až s přechody do trachybazaltů.

Blíže ke zkoumané lokalitě v Krkonoško-jizerském krystaliniku se jihovýchodně od Jizerky vyskytuje žilné těleso olivinického nefelinitu, které vytváří horu Bukovec. V Českém masivu tvoří Bukovec druhý nejvýše položený reliktní neovulkanit (Chaloupský 1989).

## 2. 3. Maarová diatréma

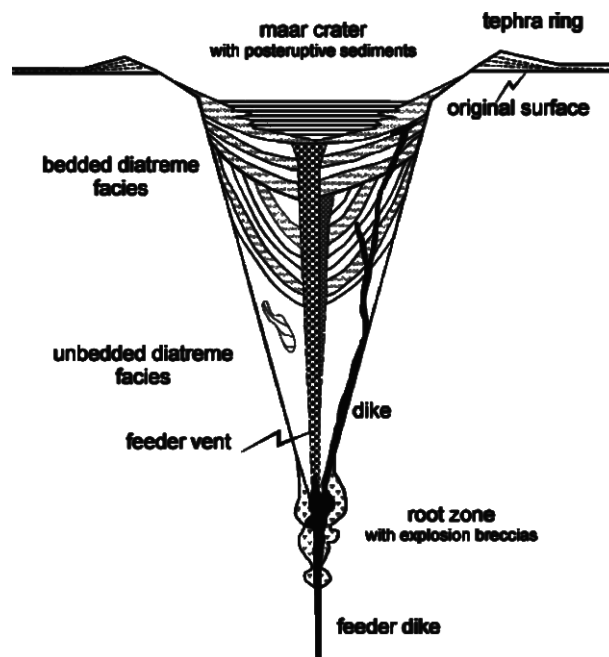
Maarová diatréma je „kužel“, který vzniká erupcí, při kontaktu magmatu s podpovrchovými vodami. Při kontaktu se zvyšuje tlak, kdy při překročení meze pevnosti nastává erupce. Výsledkem exploze je maar neboli explozivní kráter, který bývá hluboký v řádu desítek až stovek metrů. Maarové diatrémy dosahují hloubek okolo stovek metrů, výjimečně mohou dosahovat hloubek i v řádech kilometrů – např. jihoafrické diatrémy – kimberlity. Postup při vzniku maarové diatrémy je zobrazen na obrázku 3. Prázdný prostor vzniklý explozí je

zpravidla vyplněn materiálem, který opustil při výbuchu diatrému a okolními horninami. V důsledku porušenosti hornin mívají maarové diatrémy zápornou tíhovou anomálii.



Obrázek 3 Schématický model průběhu vzniku sopečného maaru (Převzato z Geshi 2011)

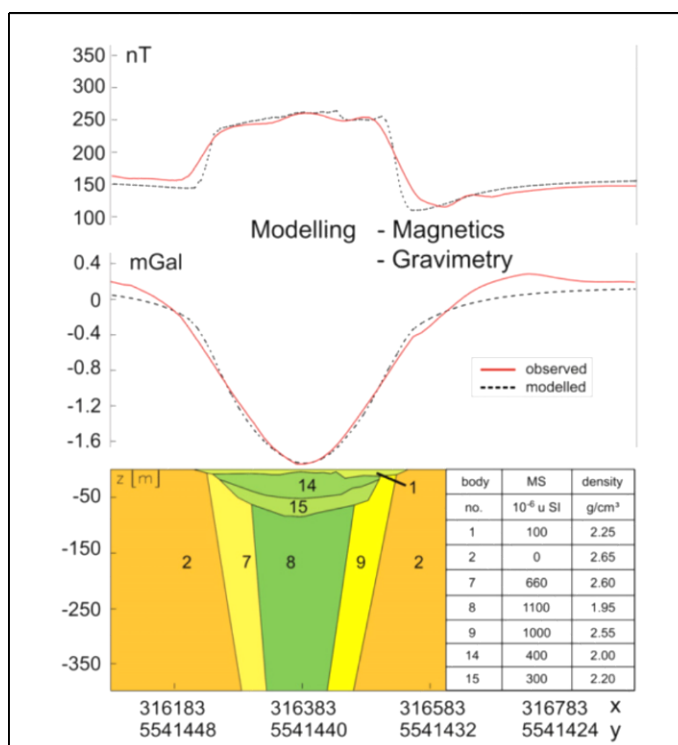
Geomorfologické tvary maarových diatrém mohou být velmi rozdílné a záleží na typu horninového prostředí, ve kterém vznikly. V měkkých a sedimentárních horninách vznikají maary miskovitého tvaru, v pevných horninách mívají diatrémy o dost strmější ohraničení. Maary jsou často vyplněny jezírky, nebo také mokřady. Na okraji maaru se často vyskytuje „val“, který je tvořen horninami, které se dostaly na povrch během erupce (Lorenz 2003, Lorenz a Kurzslaukis 2007, Blaikie 2014). Schématický řez diatrémou dle V. Lorenze (2003) je uveden na obrázku 4.



Obrázek 4 Schématický řez maarovým vulkánem se znázorněním jednotlivých částí (převzato z Lorenz 2003)

### 3. Užití geofyzikálních metod při řešení obdobných problémů

V minulosti byl už mnohokrát řešen podobný problém, kdy vědci vyhledávali vulkanické struktury pomocí užití geofyziky. Důvodem k využití těchto metod je odlišnost geofyzikálních vlastností hornin vyplňujících případnou maarovou diatrému. V Českém masívu se vyhledáváním vulkanických maarů zabýval například Mrlina et al. (2009), Šalanský (2009), Skácelová et al. (2010). Mrlina et al. (2009), pomocí geofyzikálních měření a geologických prací objevil první kvartérní maar v Českém masívu v západních Čechách. Ve střední Evropě vyhledávala maarové diatrémy celá řada geofyziků a geologů, za zmínku stojí Büchel a Pirrung (1993); Gabriel (2003) a další. Pomocí geofyzikálních metod (gravimetrie, magnetometrie), byla mimo jiné vyhledávány i další tělesa vzniklá vulkanickou činností, například vulkanické přírodní dráhy a žíly (Blaikie et al. 2012, Rapprich et al. 2010, Skácelová et al. 2010). Geofyzikální model zmíněné západočeské diatrémy (Mrlina et al. 2009) je na obrázku 5. Podobný výsledek byl očekáván i od této práce.



Obrázek 5 Projev diatrémy ve výsledcích potenciálových geofyzikálních metod. V horní části výsledek magnetometrie, v prostřední části gravimetrie a ve spodní části geofyzikální model diatrémy v západních Čechách (Mrlina et al. 2009)

Na základě zjištěných informací a zhodnocení lokálních podmínek ve zkoumané oblasti jsem se rozhodl použít obdobné geofyzikální metody, a to gravimetrickou a magnetometrickou. K těmto dvěma metodám jsem se rozhodl přidat ještě metodu odporovou, neboť měrné elektrické odpory výplně maaru a okolních hornin by měly být rozdílné a geoelektrický model by tudíž mohl vést k upřesnění výsledků. Všechny tyto metody jsou založeny na principu sledování změn fyzikálních vlastností horninového prostředí. Volba vhodných geofyzikálních metod a krok měření, je nedílnou součástí každého výzkumu, v závislosti na hloubkovém dosahu a velikosti zkoumaného území.

## 4. Metodika terénního průzkumu

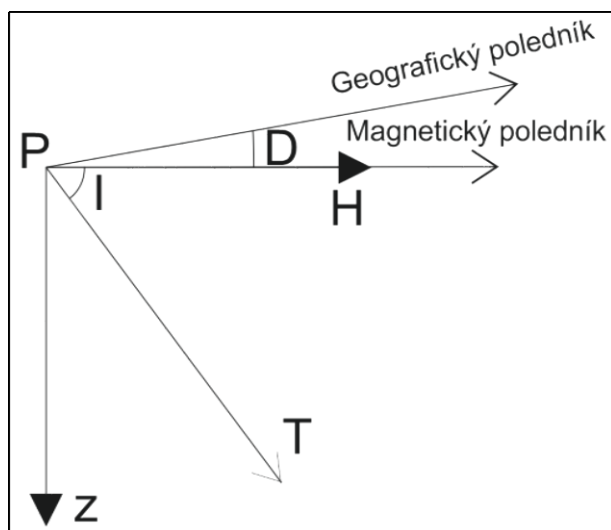
### 4. 1. Geofyzikální měření

Geofyzikální průzkum je často preferován kvůli nedestruktivnímu nahlédnutí pod povrch země. Oproti vrtným pracím je také ekonomicky výhodnější. Výhodou geofyzikálních měření je získání velkého souboru plošných či prostorových dat v hustém rastru. Nevýhodou je, že pracuje s fyzikálními parametry, které je nutno následně „převést“ do geologické terminologie – interpretovat. Jak již bylo uvedeno výše, geofyzikální měření je založeno na měření fyzikálních vlastností horninového prostředí. Mezi používané metody patří gravimetrické, magnetometrické, radiometrické, geotermické, geoelektrické, seismické a také měření ve vrtech (karotáž). Před začátkem každého měření je důležité zvážit, které metody jsou vhodné, pro řešení konkrétního problému. V tomto případě byl výběr usnadněn vzhledem k předchozímu řešení obdobných problémů na jiných lokalitách.

#### 4. 1. 1. Magnetometrie

Země má magnetické pole, které lze nejjednodušeji dokázat na funkčnosti kompasů. Lokální odchylky geomagnetického pole využívali švédští horníci již v 16. století, kdy pomocí kompasů vyhledávali magnetické železné rudy, například magnetit.

Geomagnetické pole Země lze rozložit na několik základních složek (obr. 6). V libovolném bodě P, je písmenem T označena totální složka (celkový, či totální vektor). Průmět do horizontální roviny je označován jako H (horizontální složka) a do vertikální roviny písmenem Z (vertikální složka). Jako D označujeme magnetickou deklinaci, úhel mezi geografickým a magnetickým poledníkem (geografické póly a magnetické póly nejsou totožné, jsou od sebe odkloněny o 11,5°). Poslední složkou je magnetická inklinace I, mezi horizontální rovinou a vektorem T (Mareš et al. 1979).



Obrázek 6 Jednotlivé složky geomagnetického pole

Důležitou vlastností u magnetometrie je magnetická susceptibilita. Magnetická susceptibilita  $\kappa$  (kappa) vyjadřuje, schopnost látek nabýt magnetizaci  $M$  v magnetickém poli s intenzitou  $H$ . Lze ji vyjádřit vztahem  $M = \kappa H$ . Podle hodnot susceptibility dělíme látky do tří základních skupin na látky diamagnetické – látky, které mají nízkou susceptibilitu a magnetické pole oslabují. Druhou skupinu tvoří látky paramagnetické, ty magnetické pole mírně zesilují. Poslední skupinu vytváří látky feromagnetické, ty výrazně zesilují magnetické pole (Everett 2013). Mnoho hornin získalo magnetizaci během formování a v tomto směru zůstaly jejich magnetické domény naorientovány dodnes (tzv. remanentní magnetizace). Hodnoty magnetické susceptibility vybraných hornin (bezrozměrná veličina) jsou uvedeny v tabulce 1.

Hornina	Susceptibilita ( $\kappa$ )
Bazalt	$10^{-4}$
Gabro	$10^{-4}$ až $10^{-3}$
Granit	$10^{-5}$ až $10^{-3}$
Metamorfované horniny	$10^{-6}$ až $10^{-4}$
Sedimentární horniny	$10^{-6}$ až $10^{-5}$
Vápenec	$10^{-6}$
Krystalické břidlice	$10^{-5}$ až $10^{-4}$

Tabulka 1 Horniny a jejich typické susceptibility (převzato z Mareše et al. 1979)

Magnetometrické měření je ovlivňováno časově proměnnými změnami, tzv. variacemi magnetického pole. Variace můžeme rozdělit na krátkodobé a sekulární. Za krátkodobé můžeme považovat vektorový rozdíl mezi pozorovanou velikostí pole a její střední hodnotou. Mezi nejznámější variace patří perioda slunečního dne, nazývaná též denní variace. Další kratší variace jsou způsobeny sluneční aktivitou a také magnetickými bouřemi.

Sekulární variace se mění systematicky, ovšem s velkou časovou amplitudou. Místa, kde se sekulární variace mění nejrychleji, se nazývají ohniska, těch je v současné době na zemském povrchu pozorovaných osm, čtyři kladné a čtyři záporné (Mareš et al. 1979).

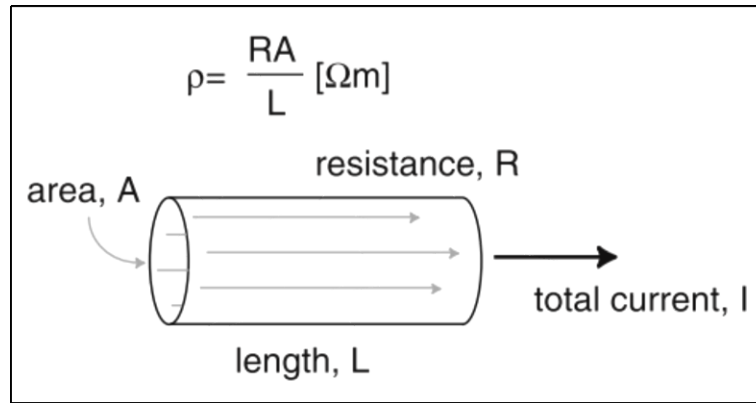
#### **4. 1. 2. Multielektrodové elektrické odporové profilování**

Geoelektrické metody se řadí mezi jedny z mladších metod, jejich základy byly položeny na začátku minulého století. Zasloužili se o to především bratři Schlumbergerovi. Jejich myšlenky později zjednodušil a sjednotil F. Wenner. Od té doby jsou geoelektrické metody velmi oblíbené a nalézají využití při řešení mnoha geologických, hydrogeologických a dalších problémů. K hojnému využití přispívá i velké množství dílčích metod, které je možné využít.

Geoelektrické metody využívají rozdílů měrných odporů, permitivit a elektrochemických aktivit. Rozdělit je můžeme do čtyř základních skupin, a to na metody stejnosměrné (do které spadá odporové profilování a sondování), potenciálové, elektrochemické a elektromagnetické. V textu bude z širokého spektra geoelektrických metod uvažováno pouze stejnosměrné odporové profilování v multielektrodovém uspořádání použité při řešení této práce.

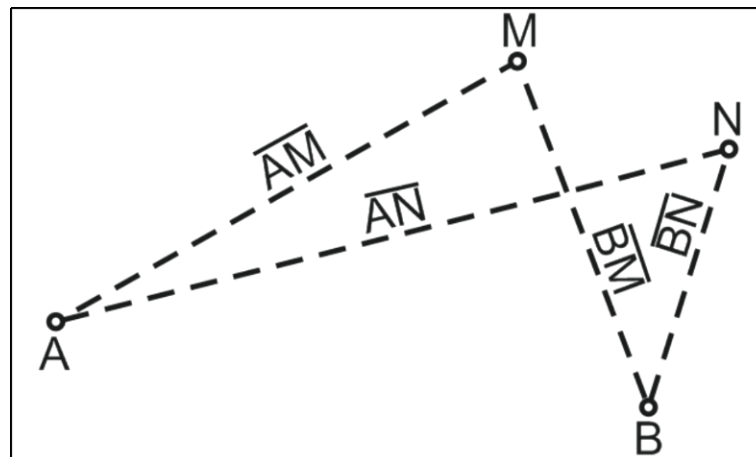
Multielektrodové odporové profilování (Electrical resistivity tomography - ERT) je velmi často využívanou geoelektrickou metodou. Výhodou ERT oproti ostatním metodám je kombinace sondování a profilování, která přináší informace o změnách měrných odporů jak ve vertikálním, tak v horizontálním směru (Loke a Barker 1996, Flechsig 2015). Výsledkem měření je řez zdánlivých elektrických odporů.

Základním fyzikálním parametrem zkoumaným pomocí stejnosměrných metod je měrný odpor. Měrný odpor určuje, jaký je odpor krychle o hraně 1 metr, kladený elektrickému proudu ve směru kolmém na stěnu krychle. Rozměr a jednotku určuje vztah  $\rho = \frac{RS}{l}$ , jak ukazuje obr. 7. V uvedeném vztahu je  $\rho$  [ $\Omega\text{m}$ ] měrný odpor,  $R$  [ $\Omega$ ] odpor vodiče,  $l$  [m] délka vodiče a  $S$  [ $\text{m}^2$ ] příčný řez. Při řešení teoretických úloh je někdy vhodné používat místo měrného odporu měrnou vodivost  $\gamma$ ,  $\gamma = \frac{l}{\rho}$  (Everett 2013).



Obrázek 7 Popis jednotlivých členů ve vztahu určujících měrný odpor hornin, kdy  $A = S$  a  $L = l$  (převzato z Everetta 2013)

Stejnoseměrné metody fungují na principu měření potenciálového rozdílu, tedy měření napětí  $\Delta V$  mezi potenčními (měřícími) elektrodami MN. Pokud do proudových elektrod A a B zavedeme proud, vznikne v důsledku průchodu elektrického proudu napětí  $\Delta V$ . Měrný odpor prostředí lze za pomoci měřeného proudu I, napětí  $\Delta V$  a vzdálenosti jednotlivých elektrod, určit z následujícího vztahu (Mareš et al. 1979):  $\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} + \frac{1}{AN}} \frac{\Delta V}{I} = k \frac{\Delta V}{I}$ , kde konstanta  $k$ , vyjadřuje vliv rozmístění elektrod. Jak ukazuje obrázek 8, AM, BM, AN a BN jsou vzdálenosti jednotlivých elektrod. Tento vztah platí ovšem pouze pro homogenní prostředí (Mareš et al. 1979). V nehomogenním prostředí je měrný odpor nahrazen zdánlivým měrným odporem.



Obrázek 8 Obecné čtyřelektrodové uspořádání

U odporových metod je důležitým prvkem hloubkový dosah. Ten nejvíce ovlivňuje vzdálenost mezi proudovými elektrodami. Za hrubý odhad hloubkového dosahu je většinou považována hodnota  $1/4$  (Karous 1989) či cca  $1/5$  (Edwards 1977) rozestupu proudových elektrod. Dalším faktorem, který ovlivňuje hloubkový dosah je rozložení měrných odporů v geologickém prostředí.



Měrné odpory hornin jsou závislé na mnoha faktorech, prvním z nich je mineralogické složení. Minerály, které se vyskytují nejčastěji v horninovém prostředí, se obvykle chovají jako izolátory. Z toho vyplývá, že nevedou elektrický proud. Jedná se například o křemen, slídy, živce (měrné odpory v rozmezí  $10^{12}$  až  $10^{14}$   $\Omega\text{m}$ ). Měrný odpor hornin je dále ovlivněn celou řadou nejen geologických podmínek, ale také podmínkami hydrogeologickými. Jedním z hlavních faktorů ovlivňujících měrné odpory je obsah vody a nasycení hornin mineralizovanými roztoky (Karous 1989). Voda je nejčastěji vázána na pukliny u metamorfovaných a magmatických hornin, u sedimentárních hornin na póry. Pokud jsou pukliny/póry vyplněny vodou, mají horniny nižší odpory, než když jsou vysušeny. Například odpory žuly se pohybují od 5000  $\Omega\text{m}$  ve zvlhčeném prostředí po 10000  $\Omega\text{m}$ , pokud je prostředí vysušené (Nawawi 2012). Jsou-li pukliny nebo póry vyplněny mineralizovanou vodou, je rozdíl v odporech ještě markantnější. Pokud se například koncentrace NaCl z 0,001  $\text{g l}^{-1}$  změní na  $1\text{g l}^{-1}$  klesne měrný odpor vody z 10000  $\Omega\text{m}$  na 10  $\Omega\text{m}$ . U přírodních vod se v závislosti na mineralizaci a teplotě pohybují odpory u atmosférických vod od 300 do 1000  $\Omega\text{m}$ . U povrchových vod (jezer, řek) se odpory pohybují od 0,1  $\Omega\text{m}$  v solných jezerech do 3000  $\Omega\text{m}$  u čistých vod (Karous 1989).

Mezi další faktory, které ovlivňují měrné odpory hornin, se řadí struktury a textury. U struktur v metamorfovaných horninách a u sedimentárních hornin často dochází ke střídání vrstviček s vyššími a nižšími odpory v závislosti na minerálním složení. Takto vrstevnaté prostředí vede k tzv. anizotropii, kdy se hodnota měřeného měrného odporu mění v závislosti na směru zkoumání.

Poslední dva faktory ovlivňující měrné odpory jsou tlak a teplota. Se vzrůstající teplotou měrný odpor klesá. U tlaku je tento vztah mnohem složitější, u sedimentárních hornin dochází zvýšením tlaku ke snížení odporů. U zbylých hornin je děj opačný (Mareš et al. 1979).

Každá hornina má svůj specifický měrný odpor. Základních typů hornin a jejich odpory jsou uvedené v tabulce 1.

Hornina	Měrný elektrický odpor $\rho$ ( $\Omega\text{m}$ )
Hlíny	$10^{-1}$ až $10^2$
Jíly	10 až $10^2$
Písky	$10^2$ až $10^4$
Písky nasycené minerální vodou	$10^{-1}$ až 10

Vápence	$10^2$ až $10^4$
Žula, syenit	$10^2$ až $10^5$
Diabas, čedič, gabro	$10^2$ až $10^5$
Jílovité břidlice	10 až $10^3$
Ruly	$10^2$ až $10^4$

**Tabulka 2 Měrné odpory vybraných hornin (převzato z Karouse 1989)**

Měrný odpor hornin lze určit dvěma základními způsoby. Prvním z nich je měření v přírodních podmínkách (in-situ). Výhodou měření in-situ je, že měření probíhá za skutečných podmínek a zohledňuje tak i např. vlhkost a tektonické porušení hornin. Naopak nevýhodou je, že měřený celek ovlivňuje i okolní horniny. Nejvíce reprezentativní data lze získat během měření ve vrtech, tzv. odporová karotáž.

Druhým způsobem je laboratorní měření na vzorcích. Zde je důležité zachovat původní podmínky, ve kterých se vzorek dříve nacházel. Dalším důležitým krokem pro měření je vzorek upravit do patřičného tvaru (obvykle se jedná o tvary válcovité nebo kvádrotvé), kvůli jednoznačné a opakovatelně definovatelné geometrii měření (Karous 1989).

#### **4. 1. 3. Gravimetrie**

Prvním člověkem, který zkoumal gravitační zrychlení Země, byl Galileo Galilei na konci 16. století, využíval k tomu zkoumání volného pádu. Fyzikální základ samostatné gravimetrie dal v následujícím století Isaac Newton, který uvedl zákon o obecné gravitaci. Později začal Ch. Huygens používat fyzické kyvadlo ke zjišťování tvaru Země. Výraznější pokrok přišel až v roce 1890, kdy zkonstruoval fyzik R. Eötvös torzní váhu. Díky té se podařilo objevit například naftové pole (H. Boeckh) nebo ložiska železné rudy v Kurské oblasti. Moderní gravimetrie se začaly používat od roku 1935 a nacházejí uplatnění při řešení mnoha geologických problémů.

Gravimetrie je jedna ze základních geofyzikálních metod, která studuje tíhového pole Země. K jeho zkoumání může docházet na povrchu, v jeho blízkosti nebo i pod povrchem. Hlavním principem funkčnosti této metody je fakt, že jednotlivé horninové typy mají rozdílné hustoty. Z předchozí myšlenky vyplývá, že gravitační síla je na každém místě povrchu Země rozdílná a díky přesným přístrojům měřitelná. Se vzrůstající hustotou roste i gravitační zrychlení, naopak s nižší hustotou gravitační zrychlení klesá. Mimo hustoty ovlivňuje měřený bod celá řada dalších faktorů, mezi které patří nadmořská výška, zeměpisná šířka a další.

Gravimetrické měření je ekonomicky výhodná metoda pro zkoumání Země. Proto nalézá uplatnění při řešení mnoha problémů napříč všemi geologickými odvětvími. Vztah mezi hmotností a účinkem je „asymetrický“, lze ho přímo vypočítat, ale ne naopak. Hlavní

nevýhodou interpretace je její nejednoznačnost. Tuto nejednoznačnost lze často eliminovat zjištěním geologických poměrů (zavedením a priori informace) nebo použitím dalších geofyzikální metody zkoumající jiné geofyzikální vlastnosti (Jacoby 2003).

Celý princip gravimetrického měření je založen na Newtonově gravitačním zákonu  $F = \kappa \frac{mm_1}{r^2}$ , kdy  $r$  je vzdálenost dvou hmotných těles  $m$  a  $m_1$ . Gravitační konstanta je reprezentována symbolem  $\kappa = (6,670 \pm 0,015) * 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$ . Tento vzorec, je vhodný upravit do podoby intenzity gravitačního pole  $\frac{F}{m_1} = \kappa \frac{m}{r^2}$ , která nezávisí na hmotnosti přitahovaného tělesa (Mareš et al. 1979).

Gravitaci je možno popisovat pomocí vektoru  $g$  gravitačního zrychlení. Jeho hodnota se na zemském povrchu pohybuje obvykle v hodnotách  $9,81 \pm 0,03 \text{ m/s}^2$ . Se vzdáleností od povrchu účinek gravitace klesá. Mezinárodní jednotkou pro zrychlení je  $\text{m/s}^2$ . Základní jednotkou užívanou při měření je v jednotkách MKS nebo SI je  $\text{m/s}^2$ . Geofyzikové tradičně užívají jednotku Gal, kdy  $1\text{Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ . V praxi se používají tisíciny (mGal) a milióntiny ( $\mu\text{Gal}$ ) Galu (Jacoby 2003).

Jak již bylo uvedeno výše, zemská kůra je nehomogenní. Anomálie tíhového zrychlení při gravimetrickém měření jsou přímo úměrné anomáliím hustotním. Proto je zapotřebí pro následnou interpretaci znát, jakých hodnot nabývají hustoty jednotlivých hornin. Hustoty hornin se mohou zjišťovat laboratorně (Mareš et al. 1979), hustotní karotáží, či odhadem z terénních měření (Nettleton 1939). Pro přiblížení uvádím v tabulce hustoty vybraných hornin.

Horniny	Hustoty ( $\text{g/cm}^3$ )	Horniny	Hustoty ( $\text{g/cm}^3$ )
Hlíny	1,20 – 2,60	Diority	2,70 – 2,92
Pískovce	1,80 – 2,90	Gabra	2,81 – 3,00
Břidlice	2,30 – 3,00	Čediče	2,51 – 3,15
Vápence	1,80 – 3,00	Fylity	2,40 – 2,50
Granity	2,43 – 2,73	Rašelina	0,8

**Tabulka 3** Hustoty vybraných hornin (Převzato z Mareše et al. 1979)

Odběry vzorků bylo také zjištěno, že průměrná hustota hornin v zemské kůře je  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Nejmenších hustot nabývají horniny sedimentární, zde je hlavním faktorem ovlivňujícím hustotu porozita. Se vzrůstající porozitou hustota klesá. Záleží také na tom, zda jsou póry vyplněny vodou či jinou kapalinou. Metamorfované a vyvřelé horniny neobsahují větší

množství pórů, proto je zde hustota ovlivňována převážně minerálním složením. Horniny obsahující větší zastoupení světlých minerálů (křemen, alkalické živce) mají nižší hustotu oproti horninám s převládající složkou tmavých minerálů (slídy, amfiboly, pyroxeny) (Mašín 1963).

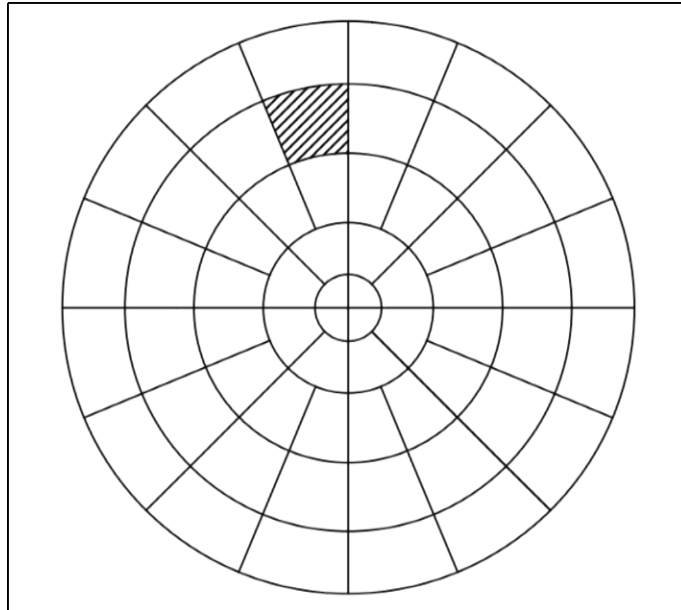
Na začátku kapitoly bylo uvedeno, že pro správné vyhodnocení naměřených dat je potřeba udělat řadu nezbytných úprav. Pro nás je důležitá oprava na časové změny tíže, které způsobují Měsíc a Slunce, dále oprava na změny nadmořské výšky a reliéf okolního terénu.

Gravitační účinky mimozemských těles na naši planetu jsou zanedbatelné, jediné významnější vlivy způsobují Slunce a Měsíc. Pokud je ovšem požadováno přesné měření, počítá se i s vlivy ostatních mimozemských těles. Pohyb Slunce a Měsíce lze přirovnat k pohybu dvou tanečníků (Lowrie 2007). Tyto dva objekty způsobují slapové jevy, které jsou pozorovatelné na mořské hladině, stejným způsobem ovšem působí i na pevné a plynné hmoty. Jelikož se vzájemná poloha Země, Slunce a Měsíce periodicky mění, mění se i účinek slapových jevů. Tíhové zrychlení může být ovlivněno Sluncem až o  $1 \mu\text{m/s}^2$  a Měsícem až o  $2 \mu\text{m/s}^2$ . Účinky těchto dvou těles se sčítají. Tyto nežádoucí účinky lze odstranit několika způsoby. Nejčastější z nich je pravidelné měření základního bodu, které zároveň odstraňuje chybu z chodu gravimetru. Dalšími možnostmi, jak tyto jevy odstranit je výpočet teoretických tíhových účinků těchto těles (např. Longman 1959). Další možností je registrace staničním přístrojem a polní měření následně o tyto hodnoty opravit (Mareš et al. 1979). V současné generaci gravimetrů jsou slapové účinky slunce a měsíce eliminovány v zaznamenaných datech digitálních přístrojů na základě zaznamenané polohy a času měření.

Po odstranění slapových jevů bývá obvykle dalším krokem oprava na změny nadmořské výšky. Opravu vyjadřují tzv. Fayovy (oprava na změnu nadmořské výšky měřeného bodu) a Bouguerovy (oprava na hmoty ležící mezi bodem měření a referenční hladinou) redukce, či anomálie. Často bývají sloučeny do jednoho vzorce (Mareš et al. 1979):  $\Delta g_B [\text{mGal}] = g - g_n + 0,3086h + (0,3086 - 0,0419\sigma)H + T - B$ . V tomto vzorci je  $g$  hodnota tíže opravená o časové změny [mGal],  $g_n$  je hodnota normálního tíhového zrychlení [mGal],  $h$  je výška stativu [m],  $\sigma$  je redukční hustota [ $\text{g/cm}^3$ ],  $H$  je nadmořská výška bodu [m],  $T$  je topografická korekce [mGal],  $B$  je Bullardův člen [mGal].

Topografické korekce opravují měřená data o tíhový účinek nerovností reliéfu (kopce, údolí) vystupující či klesající pod úroveň výšky použité pro výpočet Bouguerovy anomálie (Bougerovy desky) či ležící mimo linii profilu a do výpočtu tak vůbec nezahrnuté. Opravy na reliéf je vhodné zavádět zejména při měření v kopcovitých terénech. V tradičním přístupu je oblast rozdělena na dvě oblasti – vnitřní do vzdálenosti 5,24 km a vnější, ta je od 5,24 km do 166,7 km. V dřívějších dobách se výpočet prováděl pomocí průsvítka (obr. 9). Průsvítka je

rozdělena na jednotlivé sektory, ve kterých se počítá průměrná výška, kterou následně odečteme od výšky bodu. V České republice se nejčastěji používá dělení Hayfordovo (Mašín 1963).



**Obrázek 9 Průsvítka s vyobrazeným sektorem, sloužící pro výpočty topografických korekcí (Mašín 1963)**

V současné době byly průsvítky nahrazeny počítačovými programy, které za pomoci digitálního modelu reliéfu dokáží spočítat topokorekce mnohem rychleji.

Při počítání topografických korekcí do velkých vzdáleností musíme počítat i s Bullardovým členem (opravou na zakřivení Země), který závisí na nadmořské výšce. Ten je zaváděn, protože Bougerova deska je rovinná, tedy nedostatečně reprezentující pro výpočet a je potřeba ji nahradit kulovým vrchlíkem o stejné mocnosti (např. LaFehr 1991).

## 5. Terénní práce

První etapa terénních měření proběhla 19. 10. 2017, kdy byla měřena gravimetrie. Samotnému měření předcházelo vytyčení profilu, který byl v náročném terénu veden již existujícím průřezem. Pro gravimetrický průzkum byly vytyčeny body po 50 metrech, ty byly následně pro zjištění geografických souřadnic zaměřeny pomocí GPS (Global Positioning System) Trimble GEO X7. Přesné geodetické zaměření geofyzikálních profilů a měřených bodů je naprosto klíčovou součástí každých terénních prací. Přesnost této GPS je v ideálních podmínkách do několika centimetrů. Vzhledem k hustotě porostu však byla přesnost měření pouze do jednoho metru. K výpočtu topografických korekcí (stanovení pozice měřeného bodu X, Y v digitálním modelu reliéfu) je tato přesnost zcela dostačující. Druhou metodou byla technická nivelace na lať, pro přesné zjištění nadmořských výšek jednotlivých gravimetrických bodů. K tomu posloužil nivelační přístroj Sokkia, zde přesnost měření závisí především na pečlivosti měření a zkušenosti pracovníků a zpravidla bývá několik málo milimetrů.

Samostatné gravimetrické měření bylo provedeno přístrojem CG3M, od firmy Scintrex s přesností opakovatelnosti lepší než 0,005 mGal (Scintrex 1998). Doba měření byla 120 sekund s minimálně jedním opakováním na každém bodě. Délka měřeného profilu byla 600 metrů s krokem měření 50 metrů. Celkem tedy bylo změřeno 13 bodů. Před začátkem měření byl gravimetr ustaven do klidové polohy, následně byl vytvořen základní bod. Ten byl během měření opakovaně měřen, aby došlo k eliminaci slapových jevů a chyby z chodu gravimetru.



Obrázek 10 Gravimetr CG3M, který byl použit na lokalitě Rybí loučky v Jizerských horách

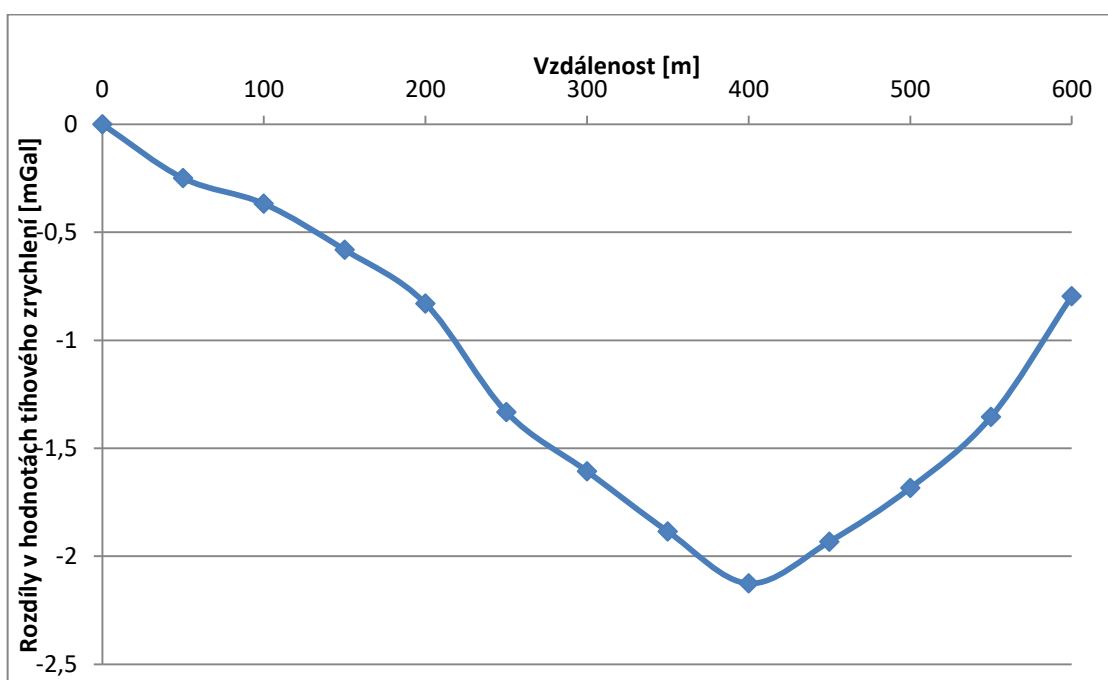
Druhá etapa terénního měření proběhla 5. 6. 2018, kdy bylo provedeno multielektrodové odporové profilování (ERT) a magnetometrické měření na stejném profilu jako gravimetrie. K měření ERT byla použita aparatura ARES od firmy GF Instruments s. r. o. V tomto případě byla zvolena vzdálenost měřících elektrod 5 metrů. Celkem bylo měřeno na osm zapojených sekcí po osmi elektrodách, které se během měření postupně posouvaly z nižších metráží do vyšších. Minimální měřená vzdálenost proudových elektrod ABmin byla 15 m a maximální vzdálenost ABmax byla 315 m. Celková délka profilu byla 795 m.

Druhou metodou bylo magnetometrické měření, provedené na stejném profilu. To bylo realizováno s použitím aparatury G-858 Magmapper s měřením pomocí jednoho senzoru ve výšce 2 m nad terénem. Jedná se o cesiový magnetometr (výrobce Geometrics, USA), s automatickým záznamem dat. Jeho citlivost je 0,001 nT, přesnost 0,01 nT (Geometrics 2012). Krok měření byl zvolen 10 metrů a každý bod byl zaměřen pomocí GPS.

## 6. Vyhodnocení výsledků a diskuze

Gravimetrická data byla zpracována standardním způsobem v programu Excel. Nejprve byly odstraněny chyby z chodu přístroje, oprava na změnu tíže v S-J směru, výpočet Fayových a Bouguerových redukcí. Pro Bouguerovu redukcí byla použita redukční hustota  $2 \text{ g/cm}^3$ . Dle Hammera (1939) byly vypočteny topokorekce do vzdálenosti 2,6 km, pro větší vzdálenost chyběla výšková data z polského území. Bullardův člen počítán nebyl, neboť vzdálenost pro výpočet topokorekcí byla malá.

Z výsledků gravimetrického měření (obr. 11) je patrné, že celá oblast vykazuje výraznou negativní tíhovou anomálii (více než 2 mGal). Svého minima dosahují hodnoty na metrů 400, to dokazuje, že v tomto místě dochází k největšímu deficitu hmoty, nebo že se zde vyskytují horniny s nižšími hustotami.

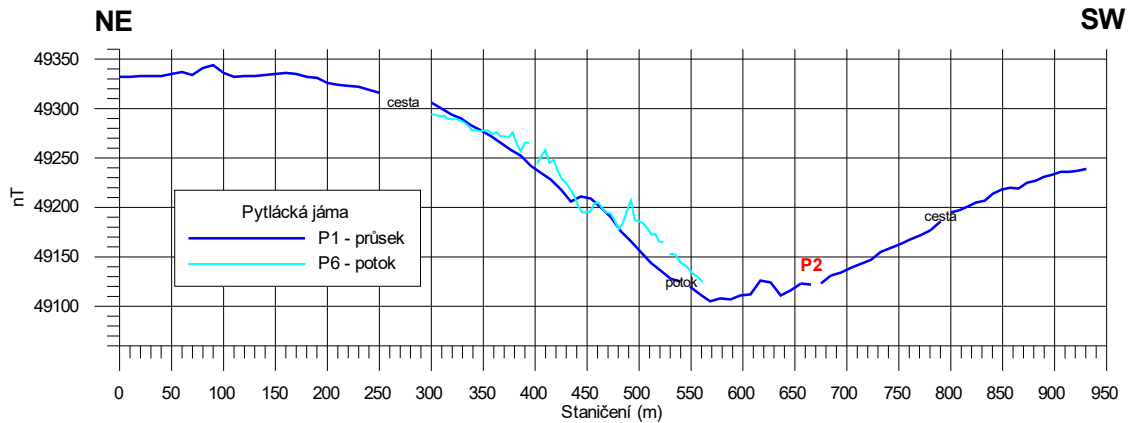


Obrázek 11 Výsledné hodnoty gravimetrického profilu

Magnetometrická data byla opravena o variace získané měřením na opěrném bodě, následně z nich byl vytvořen graf v programu Grapher.

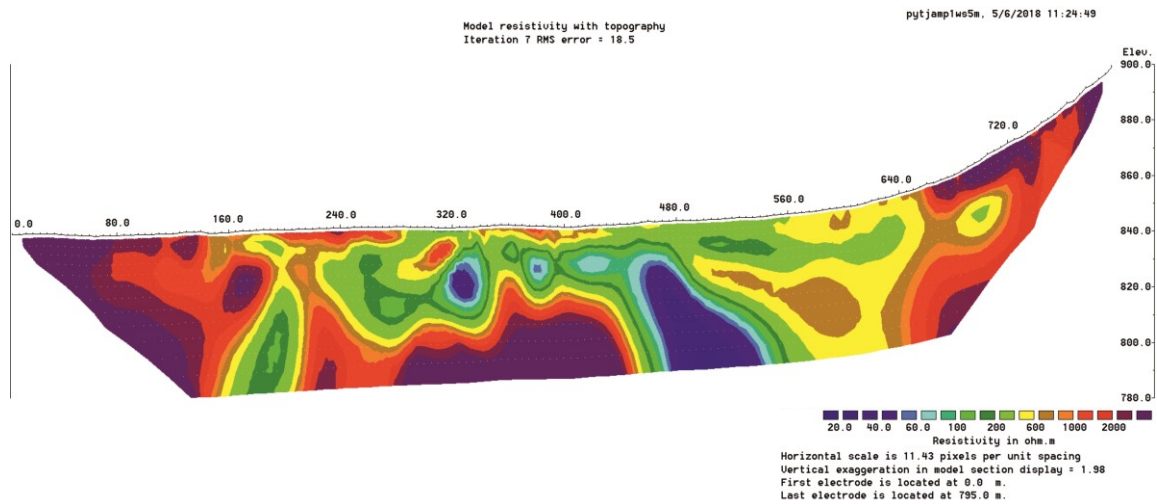
Výsledky magnetometrického měření (obr. 12), korelují s měřením gravimetrickým. Hodnoty magnetometrického měření dosahují svého minima (cca -200 nT) v rozmezí metrů 550 – 650, jejichž střed odpovídá metrů 400 na gravimetrickém profilu.





Obrázek 12 Výsledky magnetometrického měření s anomálií okolo metráže 600.

Při vyhodnocování odporového měření byly nejdříve ručně odstraněny chybně změřené hodnoty. Následná inverze byla provedena v programu Res2DInv (Loke a Barker 1996), výsledný počet iterací byl 7 a chyba inverze (RMS) byla 18,5 %.



Obrázek 13 Odporový řez profilem, odpory v  $\Omega\text{m}$

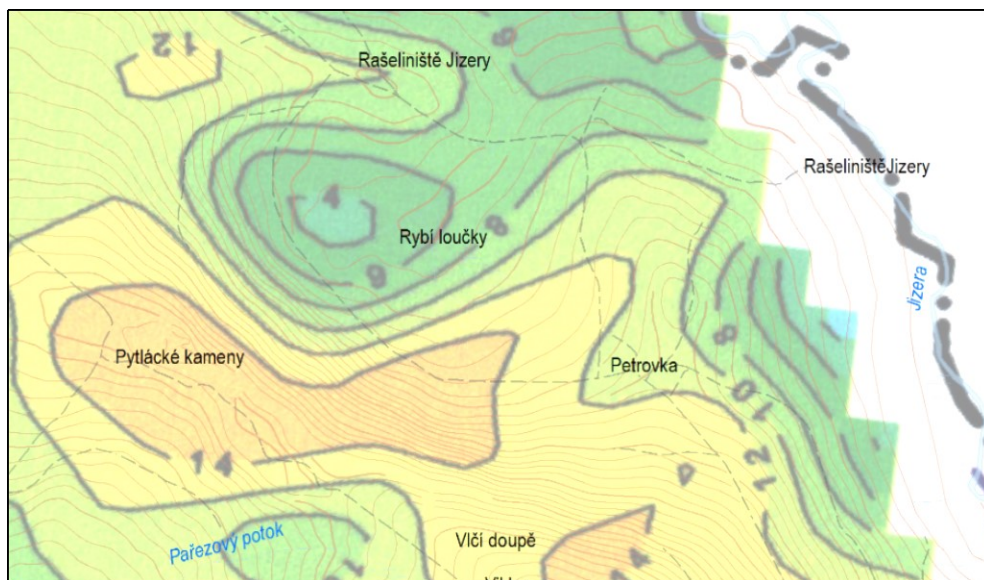
Odporový řez znázorňuje (obr. 13) rozložení měrného elektrického odporu do hloubek cca 80 m od povrchu. Naměřené resp. přepočtené hodnoty měrného elektrického odporu jsou v intervalu 20 – 6000  $\Omega\text{m}$ . V krajních částech se vyskytují vyšší měrné odpory, které způsobují zřejmě granitové horniny. Ve zbylé části jsou v horní části (zhruba do 20 metrů) řezu vidět nízké hodnoty měrných odporů, které nejspíše reprezentují rašelinu, případně kvartérní zvodnělé sedimenty. Vzhledem k celkovému podmáčení oblasti, které bylo pozorované během terénního měření, obsahují propustné horniny (především rašelina a sedimenty) velké množství vody. Dále je na řezu možné pozorovat dvě místa se sníženými odpory, které přesahují hloubkový dosah měření. Dle Dr. Klomínského (osobní sdělení) by tato místa mohly reprezentovat tektonické poruchy. První z míst se sníženými měrnými odpory je v rozmezí metrží 150 – 230. Tomu, že by se mohlo jednat o tektonickou poruchu, nasvědčuje i fakt, že v potoce nedaleko od profilu byly nalézány valouny žilného křemene.

Druhé místo s výrazně nižšími odpory je v rozmezí metrů 450 – 640 metrů, které odpovídá anomáliím na gravimetrickém a magnetometrickém profilu a také místu regionálního magnetometrického minima.

V oblasti mezi metrů 230 – 450 jsou pod vrstvou hornin s nižšími měrnými odpory horniny s vysokými měrnými odpory, které by se ve vulkanickém maaru objevovat neměly, nejspíše se s přihlédnutím k měrným odporům okolních hornin jedná také o granity, eventuálně o hrubozrnné štěrkovité sedimenty deponované během glaciálů (Engel et al. 2017).

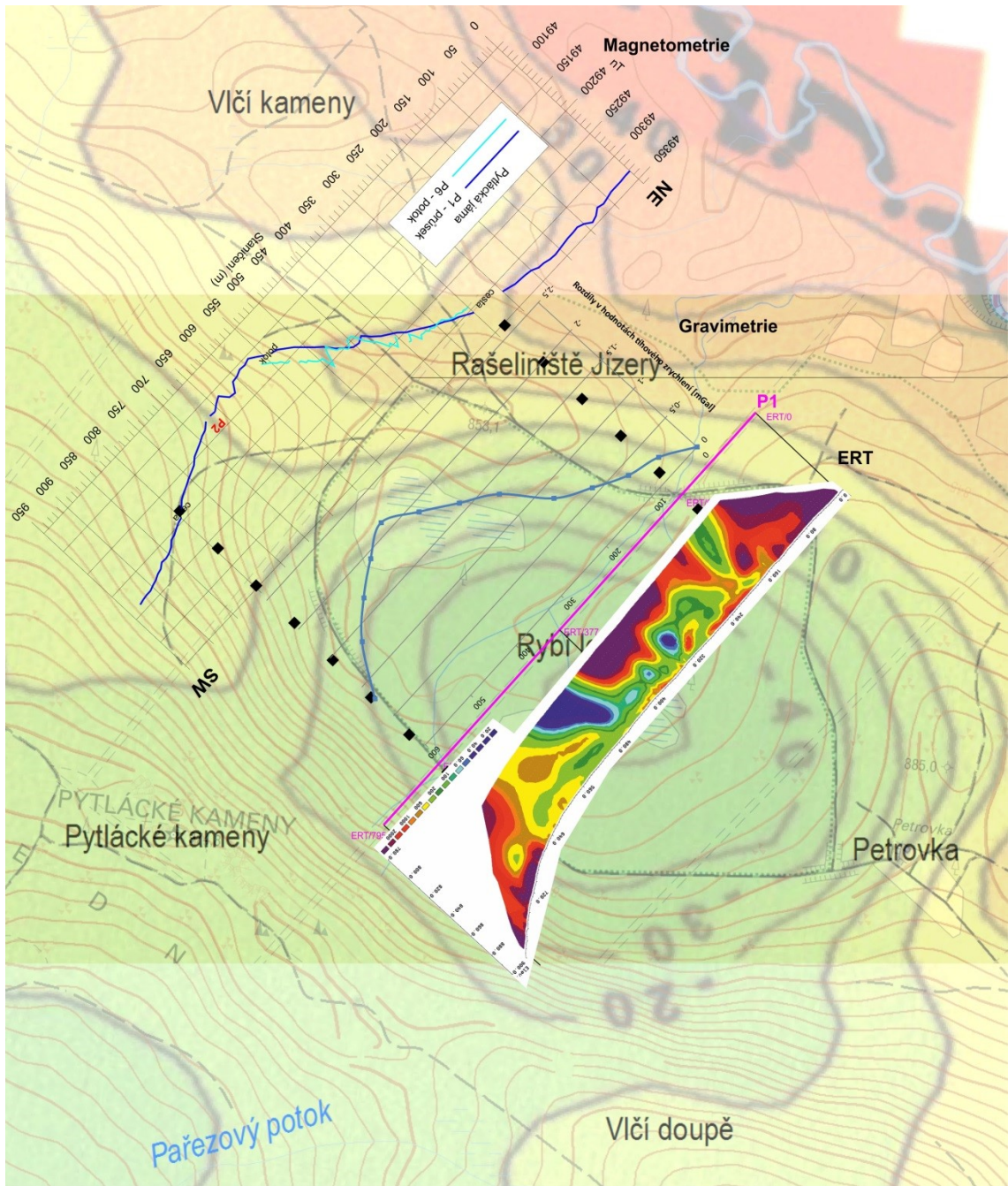
Všechny tři metody měření byly provedeny na stejném profilu, aby bylo možné jejich pozdější vzájemné porovnání. Profily byly situovány dle potřeby a přístupnosti terénu s přístroji. Magnetometrie byla měřena na úseku o délce 950 metrů, gravimetrie na úseku dlouhém 600 metrů a ERT profil nabýval délky 795 metrů. Jejich vzájemná pozice je zobrazena v příloze 1. V podkladu je zobrazena mapa regionální magnetometrie (Česká geologická služba 2018). Zde je vidět, že měřený profil byl veden mírně severozápadně od místa s maximální anomálií.

Za zmínku stojí ještě mapa úhrnné gama aktivity, která v místě zkoumané lokality dosahuje svého minima, viz obr. 14. Spíše než přítomností odlišných hornin je však minimum gama aktivity způsobeno pouze větší mocností rašelin a kvartérních sedimentů, které pohlcují gama kvanta emitovaná podložními granity.



Obrázek 14 Výsledky úhrnné gama aktivity (Česká geologická služba 2018)

Informace získané z jednotlivých geofyzikálních metod nepotvrzují původní jednoduchou představu o přítomnosti erozních zbytků maaru a diatrémy. Potenciálové metody (magnetometrie a gravimetrie) na přítomnost diatrémy spíše ukazují (záporná magnetická anomálie může indikovat erupci v období reverzního geomagnetického pole a výrazné



Obrázek 15 Porovnání pozice jednotlivých profilů

gravimetrické minimum ukazuje na deficit hmot), odporové maximum přítomné ve velké části předpokládané diatrémy tuto představu spíše vylučuje.

Z těchto faktů lze usuzovat, že se pravděpodobně o vulkanický maar v celém rozsahu nejedná, ovšem vulkanická činnost mohla být vázána na tektonickou poruchu v blízkosti metráže 400, kde všechny použité geofyzikální metody mapují anomální zónu. I když prezentované výsledky nedávají jasnou představu o původu celé deprese, zdá se, že vyvracejí (či minimálně rozšiřují) hypotézu (Engela et al. 2017) o čistě erozním původu deprese působením malého ledovce.

Celý průzkum oblasti zůstává stále nedořešen a ještě bude v následujících měsících probíhat. Je potřeba matematickým modelováním ověřit, zda poměrně velkou zápornou tíhovou anomálii (2 mGal) je možno vysvětlit pouze přítomností kvartérních sedimentů a rašelin mapovaných ERT profilem. Dále je nutné ověřit, zda je odporové maximum způsobeno přítomností štěrků či spíše masivními horninami a pokusit se zjistit pokračování této struktury do hloubky. (Například zopakování ERT měření s konfigurací elektrod pól-dipól a proudovou elektrodou v nekonečnu by umožnilo dosáhnout většího hloubkového dosahu i při omezené délce profilu.) Pokud by se jednalo pouze o hloubkově omezené těleso sedimentů, nemusela by být hypotéza o vzniku Pytlácké jámy freatomagmatickou erupcí ještě úplně zavržena. Vhodné by bylo i použití metod elektromagnetického sondování v časové oblasti (TDEM) pomocí současné generace měřících aparatur (WalkTEM).

## 7. Závěr

V teoretické části bylo úkolem této práce shrnout základní principy geofyzikálních metod, užitých pro vyhledávání vulkanických struktur. V praktické části šlo o prozkoumání lokality Rybí loučky v Jizerských horách. Práce byla součástí projektu, na kterém spolupracuje Severočeské muzeum v Liberci a Česká geologická služba.

Geofyzikální metody byly vybrány na základě rešerší článků, kde bylo psáno o metodách užitých v předchozích výzkumech a na základě geografické stavby zájmového území. Na základě těchto faktů byly zvoleny metody gravimetrická, magnetometrická a geoelektrické multielektrodové odporové profilování. Základní informace o těchto metodách byly shrnuty v jednotlivých kapitolách. Zde byly uvedeny základní principy, na kterých zmiňované metody fungují a vzorce nezbytné pro práci s těmito metodami. Dále byl text doplněn přehlednými tabulkami geofyzikálních vlastností hornin a obrázky, které jsou charakteristické pro jednotlivé metody.

Část práce byla také věnována geologii, geografii zkoumané lokality a maarovým diatrézám, aby se mohlo při vyhodnocení výsledků k tomuto faktoru přihlídnout.

Druhým účelem této práce bylo objasnit nevyjasněné geologické poměry v zájmové lokalitě. V této části byl nejprve stručně popsán postup terénních prací, které kromě geofyzikálních metod obsahují i práce geodetické. V této části jsou představeny přístroje, které byly během měření použity, jejich přesnost a s jakým krokem měření se během terénního měření postupovalo.

Výsledky jednotlivých měření byly graficky vyobrazeny a bylo o nich diskutováno. Výsledkem je závěr, že by se skutečně mohlo jednat o pozůstatek vulkanické činnosti, nicméně celá problematika je složitější než se na počátku zdálo. Výzkum v oblasti bude i nadále pokračovat a v následujícím roce by mělo dojít k rozklíčování celé problematiky.

## 8. Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1 Lokalita Rybí loučky v blízkosti Polských hranic, kroužkem znázorněná předpokládaná pozice diatrémy, souřadnice udávají střed zkoumané oblasti.....	- 8 -
Obrázek 2 Schématické zobrazení krkonoško-jizerského krystalinika a jeho okolí, kroužkem zobrazena zájmová oblast (převzato z J. Chaloupského 1989).....	- 9 -
Obrázek 3 Schématický model průběhu vzniku sopečného maaru (Převzato z Geshi 2011)-	10 -
Obrázek 4 Schématický řez maarovým vulkánem se znázorněním jednotlivých částí (převzato z Lorenz 2003).....	- 10 -
Obrázek 5 Projev diatrémy ve výsledcích potenciálových geofyzikálních metod. V horní části výsledek magnetometrie, v prostřední části gravimetrie a ve spodní části geofyzikální model diatrémy v západních Čechách (Mrlina et al. 2009).....	- 11 -
Obrázek 6 Jednotlivé složky geomagnetického pole .....	- 14 -
Obrázek 7 Popis jednotlivých členů ve vztahu určujících měrný odpor hornin, kdy $A = S$ a $L = 1$ (převzato z Everetta 2013).....	- 16 -
Obrázek 8 Obecné čtyřelektrodové uspořádání .....	- 16 -
Obrázek 9 Průsvítka s vyobrazeným sektorem, sloužící pro výpočty topografických korekcí (Mašín 1963).....	- 21 -
Obrázek 10 Gravimetr CG3M, který byl použit na lokalitě Rybí loučky v Jizerských horách-	22 -
Obrázek 11 Výsledné hodnoty gravimetrického profilu .....	- 24 -
Obrázek 12 Výsledky magnetometrického měření s anomálií okolo metráže 600.....	- 25 -
Obrázek 13 Odporový řez profilem, odpory v $\Omega m$ .....	- 25 -
Obrázek 14 Výsledky úhrnné gama aktivity (Česká geologická služba 2018).....	- 26 -
Obrázek 15 Porovnání pozice jednotlivých profilů.....	- 27 -
Tabulka 1 Horniny a jejich typické susceptibility (převzato z Mareše et al. 1979).....	- 14 -
Tabulka 2 Měrné odpory vybraných hornin (převzato z Karouse).....	- 18 -
Tabulka 3 Hustoty vybraných hornin (Převzato z Mareše et al. 1979).....	- 19 -

## 9. Seznam použité literatury

- BLAIKIE, T. N.; AILLERES, L.; CAS, R. A. F.; BETTS, P. G. Three-dimensional potential field modelling of a multi-vent maar-diatreme—The Lake Coragulac maar, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2012, 235: 70-83.
- BLAIKIE, T. N.; AILLERES, L.; BETTS, P. G.; CAS, R. A. F.; A geophysical comparison of the diatremes of simple and complex maar volcanoes, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2014, 276: 64-81.
- BÜCHEL, G.; PIRRUNG, M. Tertiary maars of the Hocheifel volcanic field, Germany. In: *Paleolimnology of European Maar Lakes*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1993. p. 447-465.
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA; *Databáze dat letecké geofyziky*, 2018. CZ-00025798-CGS\_G-GGM-LG-DTB
- ČERNÁ, B. *Rozsah a morfologické účinky kvartérního zalednění v severním svahu Jizerských hor.*(doktorská disertační práce) 2010.
- EDWARDS, J. T.; HILLEL, A. J. The electrical resistivity of GP zones. *Philosophical Magazine*, 1977, 35.5: 1221-1229.
- ENGEL, Z.; KŘÍŽEK, M.; KASPRZAK, M.; TRACZYK, A.; HLOŽEK, M.; KRBCOVÁ, K. Geomorphological and sedimentary evidence of probable glaciation in the Jizerské hory Mountains, Central Europe. *Geomorphology*, 2017, 280: 39-50.
- EVERETT, M. E. *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press, 2013.
- FLECHSIG, C.; HEINICKE, J.; MRLINA, J.; KÄMPF, H.; NICKSCHICK, T.; SCHMIDT, A.; SEIDL, M. Integrated geophysical and geological methods to investigate the inner and outer structures of the Quaternary Mýtina maar (W-Bohemia, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 2015, 104.8: 2087-2105.
- GABRIEL, G. Lokale gravimetrische Untersuchungen in der Oberpfalz zum Nachweis von Maar-Vorkommen. *Geologica Bavarica*, 2003, 107: 231-234.
- GEOMETRICS *Magnetometer user's guide*, 2012
- GESHI, N.; NÉMETH, K.; OIKAWA, T.. Growth of phreatomagmatic explosion craters: a model inferred from Suoana crater in Miyakejima Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011, 201.1-4: 30-38.
- HAMMER, Sigmund. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 1939, 4.3: 184-194.
- CHALOUPSKÝ, J. *Geologie Krkonoš a Jizerských hor*. Ústřední ústav geologický, 1989.
- JACOBY, W.; SMILDE, P. L. *Gravity interpretation: fundamentals and application of gravity inversion and geological interpretation*. Springer Science & Business Media, 2009.
- KACHLÍK, V. Geologický vývoj České republiky. *SURAO Praha (v el. verzi PDF na adrese: <http://www.natur.cuni.cz/ugp/main/staff/kachlik/reggeol.pdf>)*, 2003.
- KAROUS, M. *Geoelektrické metody průzkumu*. Praha: SNTL, 1989.

- LAFEHR, T. R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 1991, 56.8: 1179-1184.
- LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method 1. *Geophysical prospecting*, 1996, 44.1: 131-152.
- LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 1959, 64.12: 2351-2355.
- LORENZ, V. Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 2003, 15: 72-83.
- LORENZ, V.; KURSZLAUKIS, Stephan. Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2007, 159.1-3: 4-32.
- LOWRIE, W. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press, 2007.
- MAREŠ, S.; GRUNTORÁD J.; KAROUS M. SKOPEC J. *Úvod do užité geofyziky*. SNTL, Praha, 1979
- MAŠÍN, J. *Přehled užité geofyziky pro geology*. Praha, 1963.
- MRLINA, J.; KAEMPF, H.; KRONER, C.; MINGRAM, J.; STEBICH, M.; BAUER, A.; SEIDL, M. Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2009, 182.1-2: 97-112.
- NETTLETON, L. L. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 1939, 4.3: 176-183.
- RAPPRICH, V.; SKÁCELOVÁ, Z.; VALENTA, J. Geofyzikalni vyzkum tvaru vulkanických teles v oblasti mezi Jicinem a Turnovem (Česky raj). *Zpravy o geologických vyzkumech*, 2011, 2010: 263-266.
- ŠALANSKÝ, K. Geofyzikalni indikace neznámeno neovulkanického centra u Mariánských Lázní. *Zpravy o geologických vyzkumech*, 2009, 2008: 283-283.
- SKÁCELOVÁ, Z.; RAPPRICH, V.; VALENTA, J.; HARTVICH, F.; SRAMEK, J.; RADON, M.; PECSJAY, Z. Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 2010, 55.4: 333-345.
- SAAD, R.; NAWAWI, M. N. M.; MOHAMAD, E. T. Groundwater detection in alluvium using 2-D electrical resistivity tomography (ERT). *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 2012, 17: 369-376.
- SCINTREX CG-3/3M Gravity Meter User's Guide, 1998