

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA GEOLOGIE

**MĚLKÉ GEOFYZIKÁLNÍ MAPOVÁNÍ  
POVRCHU HRANICKÉHO KRASU  
METODAMI ODPOROVÉHO PROFILOVÁNÍ  
A REFRAKČNÍ SEISMIKY**

diplomová práce

**Bc. Petr Dleštík**

Geologie (N1201)  
prezenční studium

**vedoucí práce: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.**

Olomouc, květen 2013

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

V Olomouci, dne 10. 5. 2013

.....

## Poděkování

Děkuji doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za odborné vedení práce a za poskytování informací k danému tématu. Děkuji RNDr. Michalu Bilovi, Ph. D. za poskytnutí nepublikovaných dat ze zájmové oblasti, dále děkuji Fraňovi Travěncovi ze ZO 6-23 Aragonit ČSS zejména za pomoc při seznámení se s oblastí hranického krasu.

Nakonec chci poděkovat všem, co mi pomáhali při měření v terénu, zejména pak Bc. Janu Krobotovi.

## **Bibliografická identifikace:**

*Jméno a příjmení autora:* Petr Dleštík

*Název práce:* Mělké geofyzikální mapování povrchu hranického krasu metodami odporového profilování a refrakční seismiky

*Typ práce:* diplomová

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

*Vedoucí práce:* doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

*Rok obhajoby práce:* 2013

*Abstrakt:* Práce se zabývá mapováním reliéfu pohřbeného hranického krasu metodami odporového profilování a refrakční seismiky, geofyzikální data byla srovnávána s dřívějšími výzkumy a názory na krasový reliéf. Byly vybrány tři oblasti měření jv. od Hranic na Moravě v místech výchozu vápenců a očekávaných krasových jevů. Celkem bylo naměřeno 14 2D profilů odporového profilování systémem ARES, metodou Wenner-Schlumberger a 1 profil refrakční seismiky. Metoda odporového profilování díky značně odlišným odporovým vlastnostem mezi vápenci a pokryvnými jílovitými sedimenty dobře indikuje jejich rozhraní; je patrný zkrasovělý a členitý povrch krasu; geofyzikální data potvrzují názory autorů o předmiocénním tropickém krasovnění. Refrakční seismika neindikuje litologické domény pohřbeného krasu tak jasně.

*Klíčová slova:* hranický kras; odporové profilování; refrakční seismika; pohřbený kras; tropické krasovnění; mogot

*Počet stran:* 71

*Počet příloh:* 6

*Jazyk:* čeština



## **Bibliographical identification:**

*Autor's first name and surname:* Petr Dlešík

*Title:* Shallow geophysical mapping of buried karst surface near Hranice using resistivity tomography and refraction seismic tomography

*Type of thesis:* Graduation thesis

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

*Supervisor:* doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

*The year of presentation:* 2013

*Abstrakt:* This paper presents the results of geophysical mapping of buried relief in the Hranice karst, central Moravia, by electrical resistivity tomography (ERT) and refraction seismic tomography. Geophysical data were compared with published data, borehole database and interpretations on karst morphology. Three measurement areas were selected SE of the city of Hranice close to prominent limestone outcrops and expected buried karst phenomena. Fourteen 2D resistivity profiles were measured by ARES system in Wenner-Schlumberger array and one seismic profile. The ERT proved to be very useful due to contrasting resistivities between limestone and their clayey cover sediments; karstified and rugged karst surface is evident. Our data support the idea of pre-Miocene tropical karstification published by previous authors. Refraction seismics tomography does not indicate lithological domains of buried karst so clearly.

*Keywords:* Hranice karst; electrical resistivity tomography; refraction seismic; buried karst; tropical karstification; mogote

*Number of pages:* 71

*Number of appendices:* 6

*Language:* Czech

# OBSAH

<b>1. Úvod</b>	<b>7</b>
<b>2. Geologická charakteristika území</b>	<b>8</b>
2.1 Regionálně geologické členění a vymezení	8
2.2 Stratigrafie a litologická charakteristika	8
2.2.1 Brunovistulikum	9
2.2.2 Moravskoslezské paleozoikum	9
2.2.3 Mesozoikum, kenozoikum	14
2.2.4 Kvartér	15
2.3 Tektonika	16
<b>3. Kras</b>	<b>18</b>
3.1 Krasovění	18
3.2 Krasové jevy	19
3.3 Krasové jevy hranického krasu	21
3.4 Paleokrasový vývoj hranického krasu	25
3.5 Názory na vznik reliéfu a dřívější geofyzikální výzkumy v oblasti	27
<b>4. Použité geofyzikální metody</b>	<b>31</b>
4.1 Odporové profilování	31
4.1.1 Fyzikální principy metody	31
4.1.2 Příklady aplikace odporového profilování v oblasti krasu	32
4.2 Refrakční seismika	33
4.2.1 Fyzikální princip metody	33
<b>5. Metodika</b>	<b>36</b>
5.1 Oblasti měření	36
5.2 Odporové profilování	37
5.3 Refrakční seismika	38
5.4 Korelace s vrtnými daty a zobrazení	39
<b>6. Výsledky měření a diskuse</b>	<b>40</b>
6.1 Odporová tomografie - Oblast 1 - „Kobylanky“	40
6.2 Odporová tomografie - Oblast 2 - „Skalka“	46
6.3 Odporová tomografie - Oblast 3 - „Propastsko“	50
6.4 Seismická tomografie - Oblast 1 - „Kobylanky“	56
6.5 Litologické domény dle geofyzikálních dat	57
<b>7. Závěr</b>	<b>58</b>
<b>8. Literatura</b>	<b>59</b>
<b>Přílohy</b>	<b>66</b>

## 1. ÚVOD

Hranický kras se nachází přibližně 40 km východně od Olomouce, jižně a jihovýchodně od Hranic na Moravě, kde vystupuje nad údolím řeky Bečvy. Je typem pohřbeného krasu, který na povrch vychází jen v izolovaných výchozech vápenců. Názory na vznik a vzhled krasového reliéfu se liší; hojně je však citována teorie Tyráčka (1962), který jej označuje jako pohřbený tropický kras s krasovými kužely nebo mogoty. K tropickému krasovnění docházelo především v krasových fázích před cenomanskou a miocenní transgresí (Otava 2006). Tyráček (1962) jako mogot označuje vrch Velká Kobylanka, dále exhumované, cca 10 m velké homolovité tvary v „malém lomu“ hranické cementárny a geofyzikálně ověřená izolovaná vápencová homole u Kamence jv. od Hranic (Man et al. 1958).

Cílem této práce je zmapovat reliéf pohřbeného krasu pod mladším kenozoickým pokryvem a geofyzikální data srovnat s dřívějšími výzkumy a názory na povrch krasu. Litologické domény budou na základě geofyzikálních dat interpretovány a ověřovány pomocí vrtných dat.

Jako hlavní metoda bylo zvoleno multielektrodové odporové profilování. Jedná se o dostupnou metodu, jejíž princip spočívá ve stanovování měrného odporu podloží při průchodu a zakřivením drah stejnosměrného proudu složkami podloží s různou resistivitou. Při následném matematickém zpracování lze na výsledných inverzních modelech interpretovat domény o výrazně kontrastních hodnotách měrných odporů ( $\Omega \cdot m$ ) jako horninové celky. Pro srovnání metod a získaných geofyzikálních dat byla na totožném profilu použita metoda refrakční seismiky, jejíž princip je podobný, určující vlastností je však rychlost průchodu seismických vln ( $km \cdot s$ ) jednotlivých horninových celků, odrážející zejména jejich měrnou hmotnost. Výhodou těchto metod a zejména odporového profilování ve studiu pohřbeného krasu je dostatečné odlišení litologických domén na základě zkoumaných vlastností mezi vápenci a jejich klastickým pokryvem (jíly, silty).

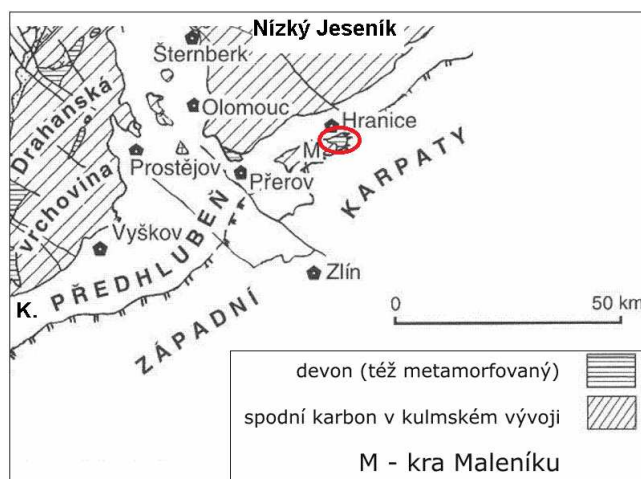
## 2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

### 2.1 REGIONÁLNĚ GEOLOGICKÉ ČLENĚNÍ A VYMEZENÍ

Hranický kras, součást Hranického paleozoika, je dle geologického členění součástí kry Maleníku moravskoslezského paleozoika Českého masívu (Mísař et al. 1983), avšak geomorfologicky spadá území do celku Podbeskydské pahorkatiny a podcelku Maleník, náležící subprovincii Vnějších Západních Karpat (Demek et al. 2006).

Kra Maleníku je tvořena sedimenty kulmské facie a ve své severovýchodní části též vápenci hranického krasu. Celou kru obklopují sedimenty náležící karpatské soustavě - ze severu a západu sedimenty karpatské předhlubně a z jihu a východu sedimenty karpatských příkrovů (obr. 1).

Samotné vymezení Hranického krasu je poněkud obtížné, neboť se jedná o pohřbený kras. Asi nejpřesnější vymezení - na obou březích údolí Bečvy v pásu 5,5 km dlouhém a asi 4 km širokém, protaženém od JZ k SV, mezi obcemi Hranice, Teplice nad Bečvou a Černotín, udává M. Geršl in Hromas (2009). Výchozy vápenců jsou patrné z geologické mapy (příloha 1). Ze seismických profilů (např. obr. 2) je patrné že vápence tvoří podloží širokého okolí.



Obr. 1: výřez geologické mapy s označenou polohou hranického krasu; Chlupáč et al. (2011)

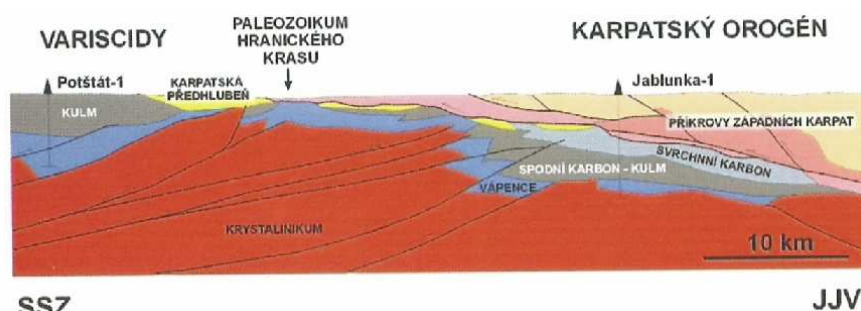
### 2.2 STRATIGRAFIE A LITOLOGICKÁ CHRAKTERISTIKA

Hranický kras je podobně jako většina krasových oblastí Českého masívu budován v devonských a spodnokarbonských vápencích macošského a líšeňského souvrství, které byly ve

spodním karbonu překryty kulmskou facií moravického a hradecko-kyjovického souvrství. Tento komplex označujeme jako moravskoslezské paleozoikum. Při alpsko-karpatském vrásnění sem byly od V a JV nasunuty křídové a paleogenní flyšové sedimenty Vnějších Západních Karpat. Paleozoické horniny byly v miocénu a pliocénu ještě překryty sedimenty karpatské předhlubně, takže dnes na povrch vystupují jen ostrůvky paleozoických hornin (např. Geršl in Hromas 2009).

### 2.2.1 BRUNOVISTULIKUM

Podkladem devonských uloženin je kambrický korový blok, brunovistulikum (Mísař et al. 1983, Cháb et al. 2008). Svědčí o tom i výsledky seismických profilů (Hubatka, Švancara, Krejčí in Otava 2010 na obr. 2, Čížek a Tomek 1991). Podle Dudka (1980) jsou na studovaném území z hornin brunovistulika zastoupeny hlavně muskoviticko-biotitické pararuly s granátem.



Obr. 2: interpretace seismického profilu Potštát – Jablunka; Hubatka, Švancara, Krejčí in Otava (2010)

### 2.2.2 MORAVSKOSLEZSKÉ PALEOZOIKUM

Hranický kras je tvořen vápenci macošského a líšeňského souvrství. Karbonáty náleží platformnímu vývoji faciálního vývoje moravskoslezské oblasti. V tomto vývoji se podle Zúkalové a Chlupáče (1982) rozlišují tři základní jednotky, vyskytující se v hranickém krasu:

#### - BAZÁLNÍ KLASTIKA

Ačkoliv žádný z vrtů na území se do podloží vápenců neodvrtal, je na základě vrtů východně a severovýchodně od Hranic (např. Choryně 9) zřejmé, že následný geologický vývoj v paleozoiku pokračoval usazováním platformní facie klastických sedimentů, tzv. „old red“, stáří patrně spodního až středního devonu (Otava 2010, Chlupáč et al. 2011).

## - MACOŠSKÉ SOUVRSTVÍ

Macošské souvrství zahrnuje facie, představující stadia evolučního osídlování mořského dna především na karbonátových plošinách, lagunách a korálových útesech v teplém moři (Otava et al. 2009, Chlupáč et al. 2011). V hranickém krasu jej tvoří lažánecké a vilémovické vápence.

Vápence lažánecké se podle Dvořáka a Friákové (1978) na popisovaném území ukládaly v givetu, kdy zde převládal charakter mořské zátoky. Ve spodním frasnú patrně na mělkovodní karbonátové platformě sedimentuje útesová bariéra (bioherma) vápenců vilémovických.

Lažánecké vápence jsou vyvinuty jako tmavě šedé, jemně zrnité vápence, často s nahromaděním úlomků stromatoporoideí (především rod *Amphipora*). Vilémovické vápence jsou převážně světle šedé, masívní, jemně zrnité, chemicky čisté vápence. Obsahují korály a stromatopory (Dvořák, Friáková 1978, Zukalová, Chlupáč 1982).

## - LÍŠEŇSKÉ SOUVRSTVÍ

Vápence líšeňského souvrství se usazují v již v prohloubené sedimentační pánvi, především z materiálu vzniklého rozrušením starších vápenců. Jeho charakter odráží faciální proměnlivost s nevyrovnaným vývojem v sedimentační pánvi, častými hiáty, zánikem korálové fauny, kondenzovanou sedimentací a podmořskými skluzy, které indikují polohy sedimentárních brekcií. Je litologicky nehomogenní a často obsahuje vysoký podíl jílovité komponenty (Otava et al. 2009). V rámci líšeňského souvrství lze rozlišit několik vzájemně se zastupujících facií – vápence křtinské (hlíznaté), hádsko-říčské, hněvotínské (laminované, nebo též plástevnaté) (Zukalová, Chlupáč 1982).

K rozrůznění sedimentačního prostředí vlivem nerovnoměrných poklesů ker dochází od svrchního frasnú. Křtinské vápence jsou mělkovodním sedimentem na úbočí sedimentárního prahu. Na ně nasedají hněvotínské vápence (Dvořák, Friáková 1978). Na konci frasnú během kellwasserských klimaticko-eustatických událostí zaniká většina útesů a hrouť se riftové a mělkovodní ekosystémy. Úbytek bentózní fauny a s ní i mělkovodních či riftových vápenců trval asi 8 milionů let i déle (Cháb et al. 2008). Spodní famen je charakterizován postupnou regresí moře z prahů (budovaných především vilémovickými vápenci) a kondenzovanou sedimentací ve všech faciích. Začínají se usazovat vápencové brekcie (často s fosfority), které vznikají roztrháním nezpevněných laminovaných vápenců. Regrese pokračuje i ve svrchním

famenu, na poklesávajících krách vzniká nová facie organodetritických vápenců říčských (Dvořák, Friáková 1978).

Křtinské vápence jsou šedé, s vysokým obsahem jílovité složky, způsobující hlíznatou texturu. Často jsou přítomni konodonti, ostrakodi, foraminifery, cefalopodi... Hádko-říčské vápence jsou šedé, často zřetelně vrstevnaté vápence, převážně organodetritické. Obsahují pelagickou i neritickou faunu (konodonti, ostrakodi, foraminifery, krinoidi, brachiopodi...). Hněvotínské vápence jsou šedé až tmavě šedé vápence s tenkými vložkami nebo laminami vápenných břidlic. Mikroskopické výzkumy Šteffana a Melichara (1996) ukazují na deformační původ laminace. Intenzivněji deformované (natažené a zploštělé) intraklasty vápencové brekcie mají potom charakter tzv. plástevnatých vápenců (Havíř et al. 2003). Na faunu jsou chudé (Dvořák, Friáková 1978, Zupalová, Chlupáč 1982).

#### - PONIKEVSKÉ SOUVRSTVÍ

Ponikevské souvrství je primárně vyvinuto v drahanském a přechodním vývoji, odkud ale může výběžkovitě zasahovat až do vývoje platformního. Podle Dvořáka a Friákové (1978) facie eupelagických břidlic ponikevských, indikující redukční prostředí, vniká od severu do zkoumaného území od středního tournai. Téměř celá oblast se postupně stala souší s nevýrazným reliéfem.

Na několika krách byly popsány černošedé, místy vápenné břidlice ponikevské s hojnými vložkami radiolaritů nebo jemně zrnitých pískovců (Dvořák, Friáková 1978, Zupalová, Chlupáč 1982).

\* Stáří a výskyt jednotlivých vápenců je patrný z obr. 3 a 4.

#### **Kulmský vývoj**

V důsledku kolize kontinentálních bloků se usazují několik km mocné kulmské sedimenty flyšového charakteru. Kulmská facie znamená zásadní zvrát v režimu sedimentace a litologii sedimentů. Obecně představuje rytmicky uspořádané klastické sedimenty, které byly ukládány především různými typy subakvatických turbiditních proudů, jenž byly zásobovány řekami materiálem z vyklenujících se jednotek moravosilezika a moldanubika (Chlupáč et al. 2011, Kumpers 1983).

## - BŘEZINSKÉ BŘIDLICE

Sled začíná usazováním březinských břidlic. Ve kře Mariánského údolí byly popsány šedozelené, deskovitě odlučné břidlice, do nadloží přecházející v jemnozrnné pískovce. Místy obsahují trilobitovou a brachiopodovou faunu (Dvořák, Friáková 1978). Kumpera (1983) tuto jednotku řadí ještě do vývoje Moravského krasu.

## - MORAVICKÉ SOUVRSTVÍ

V době sedimentace moravického souvrství, tedy během svrchního visé, bylo celé území postupně pokryto mořem (Dvořák, Friáková 1978). Tyto sedimenty se usazovaly v hlubokovodních bazénech jako produkt distálních turbiditních proudů (Gilíková et al. 2003).

Jsou to černošedé, při bázi vápnité břidlice často s prachovitou příměsí, přecházející do břidlic s vložkami prachovců a jemně zrnitých drob, jen ojediněle s polohami petromiktních slepenců. Místy uchovávají goniatity a články krinoidů (Dvořák, Friáková 1978, Gilíková et al. 2003).

## - HRADECKO-KYJOVICKÉ SOUVRSTVÍ

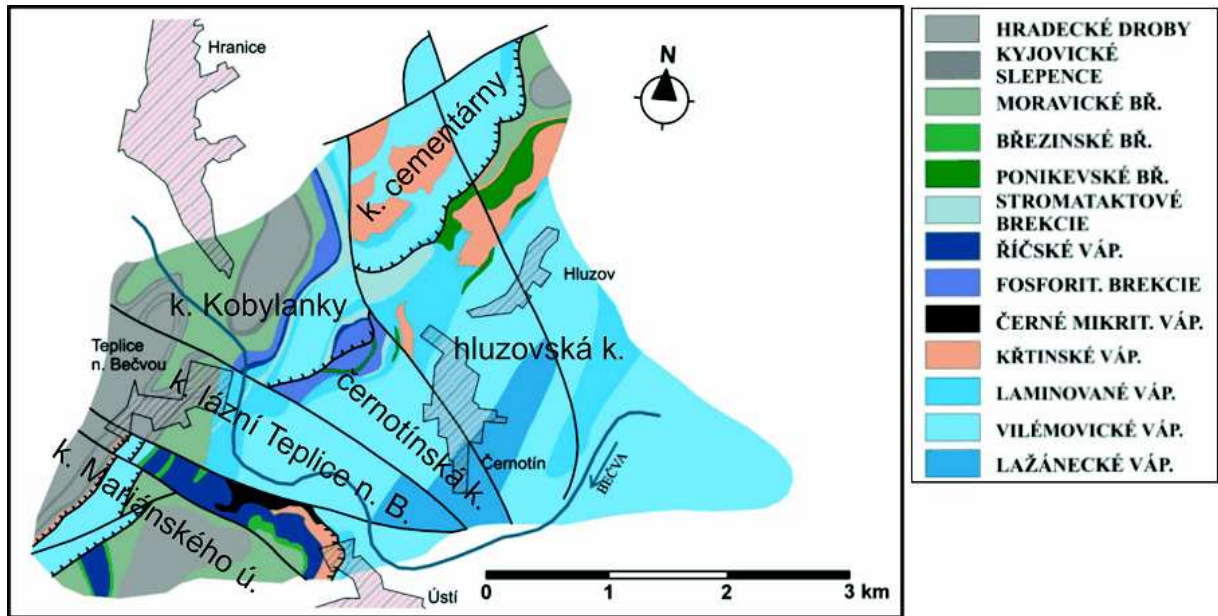
Sedimentace hradecko-kyjovického souvrství v nejvyšším visé dokládá velmi rychlý pokles oblasti a pánevní sedimentací hrubějším klastickým materiálem, přinášeným především od SZ (Dvořák, Friáková 1978).

Na popisovaném území je zastoupeno především hradeckými drobami, které nasedají přímo na moravické vrstvy (Gilíková et al. 2003). Na bázi obsahují vložky polymiktních slepenců, do nadloží se objevují vložky prachovců a kyjovických břidlic. Vystupují například v PR Hůrka, asi 400 m západně od Velké Kobylanky. Skalní výchozy jsou zde tvořeny rytmicky opakujícími se vrstvami slepenců a drob hradecko-kyjovického souvrství (Dvořák, Friáková 1978).

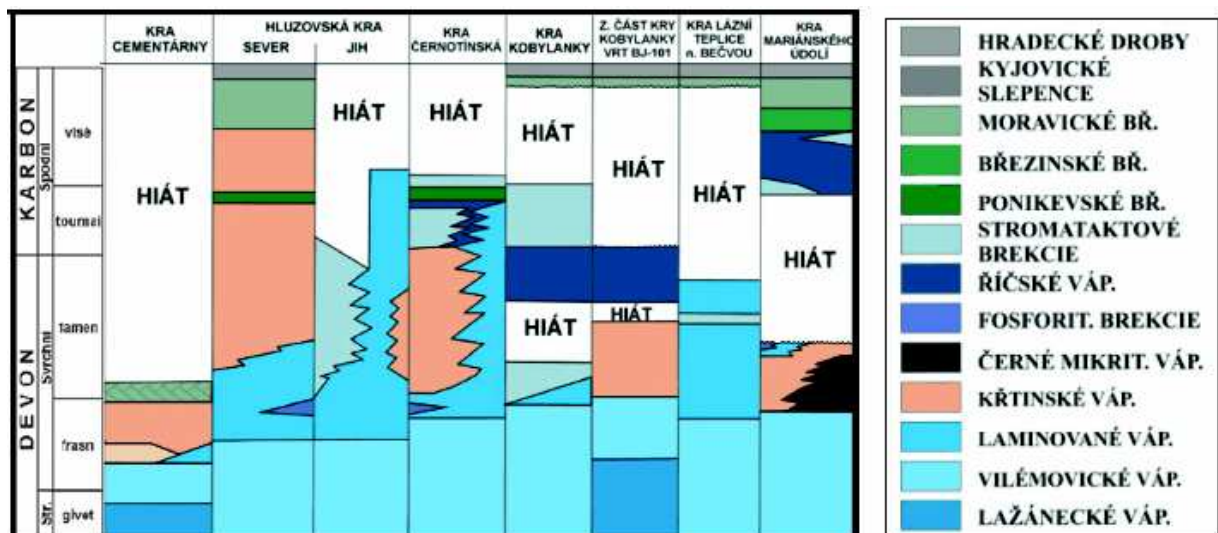
Na základě studií vrtných dat a odkryvů v lomech publikovali Dvořák a Friáková (1978) podrobnou práci o stratigrafii paleozoika území východně od Hranic na Moravě. Podle nich se oblast hranického paleozoika rozpadá na několik příčných ker, které jsou odděleny synsedimentárními dislokacemi (SZ-JV) a následně i přesmyky (viz. kapitola 2.3). Kry se od sebe liší svým diferenciovaným stratigrafickým vývojem v závislosti na rychlosti jejich subsidence a



vývojem bioherm, jak je patrné ze stratigrafického schématu a mapy odkryté na předterciární povrch (obr. 3). Faciální vývoj v jednotlivých krách je patrný z obr. 4. Mimo tyto kry popisuje Dvořák (1991) ještě kru Opatovice.



Obr. 3: geologická mapa ker hranického paleozoika, odkryté na předterciární povrch podle Dvořáka a Friákové (1978)



Obr. 4: faciální vývoj jednotlivých ker HK, vymezení ker v obr. 4; Dvořák, Friáková (1978)

### 2.2.3 MESOZOIKUM, KENOZOIKUM

V permu, triasu a juře byla zájmová oblast souší a probíhala denudace zejména starších sedimentů. Mesozoického stáří je spodnokřídová výplň rudického typu ve spodních částí paleokrasových dutin. Tyto zvětraliny indikují teplé, humidní klima (Otava 2010).

Ve studovaném území jsou přítomny zastupující se sedimenty podslezské a žďánické jednotky (Stráník et al. 1993) vnější skupiny příkrovů Západních Karpat. Čelo příkrovů se současně nachází v oblasti linie Černotín - Hluzov. V bezprostřední blízkosti hranického krasu jsou Eliášem (1959) popisovány alochtonní sedimenty podslezské jednotky. Jednotný žďánicko-podslezský prostor byl založen a zaplaven tethydním mořem ve spodní juře na pasivním okraji západoevropské platformy, tedy daleko jižně od jejich dnešního výskytu (Eliáš 1998).

Nejstarším na území vyskytujícím se litostratigrafickým celkem podslezské jednotky je frýdecké souvrství svrchnokřídového stáří. Vyznačuje se převahou šedých vápnitých jílovců nad vápnitými pískovci uloženými v hlubším neritiku (Eliáš 1998).

Od svrchní křídý do vyššího eocénu se usazovaly sedimenty souvrství frýdlantského, dříve neformálně označováno též podmenilitové souvrství/ vrstvy. Litologické složení je často nehomogenní, označuje se jako pestré vrstvy. Konkrétně vrt v Černotíně (H-507) zastihl facii skvrnitých vápnitých jílovců o mocnosti cca 60 m (Eliáš 1959). V nadloží (18. - 6. m) téhož vrtu jsou autorem popsány prachovité a vápnité jílovce až prachovojílovité mikritové vápence s opálovými rohovci, které řadí do nejmladšího, menilitového souvrství spodno až středně oligocenního stáří (Eliáš 1998).

Pod zátěží sunutých flyšových příkrovů došlo k prohnutí okraje platformy a k založení karpatské předhlubně (Chlupáč et al. 2011).

#### Karpatská předhlubeň

Karpatská předhlubeň je deprese, zahrnující miocenní pánve, vyplněné autochtonními, převážně mořskými sedimenty miocenního stáří a sladkovodními sedimenty pliocénu (Chlupáč et al. 2011). Část předhlubně, projevující se mezi Lipníkem nad Bečvou a Hranicemi se geograficky označuje jako Moravská brána. Je zde interpretována jako tektonický příkop mezi kulmem Nízkého Jeseníku a krou Maleníku vlivem nasunutí příkrovů (Jurková 1971).

V karpátu se vlivem podsouvání ČM pod Karpaty předhlubeň formuje do dnešního SV-JZ směru a celkově poklesla. Sedimentují bazální klastika, na ně nasedají brakické prachovce a hnědé vrstvy jílovců, následně marinní šlírová facie, představující pelitické sedimenty s podílem písčité složky (Brzobohatý, Cicha 1993). Na Hranicku je dle Otavy (2010) tento tzv. šlírový vývoj místy transgresivně uložen na paleozoickém podloží. Koncem karpátu se spodní příkrov podslezské jednotky nasunul na sedimenty předhlubně, pánev se změlčuje a sedimentace v severní a střední části předhlubně končí (Brzobohatý, Cicha 1993, Eliáš 1998).

\*Ve východním okolí Hranic se vyskytují vápnité tzv. černotínské písky, resp. vrstvy. Určení stáří je problematické, bývají zařazovány převážně do karpátu, nebo do sp. badenu (Eliáš et al. 2002).

Ve spodním badenu transgredují mořské i kontinentální sutě a brekcie, následují písky a šterky mořského původu, na kterých se uložily vápnité nevrstevnaté jíly („tégly“), ukládající se v hlubších částech pánve. Ty jsou na Hranicku doloženy jako denudační zbytky vrcholových částí čel příkrovů (Brzobohatý, Cicha 1993, Otava 2010). Přes tyto spodnobadenské sedimenty, byl lokálně přesunut svrchní příkrov podslezské jednotky (Eliáš 1998). Postupné dosouvání příkrovů a výzdvih předhlubně mělo za následek zánik souvislého sedimentačního prostoru.

Koncem miocénu byly poklesem podél zlomů směru SZ – JV na území dnešního Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy založeny depoziční pánve, ve které probíhala pliocenní lakustrinní a fluviální sedimentace (Brzobohatý, Cicha 1993). Sedimenty byly posléze zčásti erodovány a redeponovány řekou. Tyto sedimenty byly popsány a definovány jako malhotické souvrství, a vystupují například v zářezu trati u Bělotína (Otava 2010).

V prostoru hranické cementárny bylo gravimetrickým průzkumem doloženo předkarpatské lokální rozvodí přibližně tam, kde je dnes. Od tohoto rozvodí byly erozní rýhy směřující k JV (na jv. svahu) zaplněny sedimenty karpátu, erozní rýhy odvodňované k SZ (na sz. svahu) do prolomu Moravské brány sedimenty sp. badenu (Dvořák 1995).

#### 2.2.4 KVARTÉR

Ze středního pleistocénu se v okolí Bělotína (silnice Bělotín – Hranice) a Polomi zachovaly reliktů glaci-fluviálních, písčitých sedimentů kravažského a palhaneckého zalednění (saal) a je zde popsáno několik případů mrazových klínů (Otava 2010).

Ve stejném období Bečva a její přítoky vytvořily hlavní terasu, v níž se usazovaly hlinité štěrky výplavových kuželů. Na závětrných svazích se ukládaly eolické sedimenty, na Hranicku jsou doloženy hojnými sprašemi (Otava 2010, Czudek 1997).

Z pedologických map AOPK ČR je patrné, že území Hranicka je tvořeno luvizeměmi, v okolí výchozů vápenců se pak vyskytují rendziny, na území Hůrky, Hluzova a Špiček jsou kambizemě. Západně od Hranic jsou časté hnědozemě, údolí Bečvy lemují fluvizemě.

## 2.3 TEKTONIKA

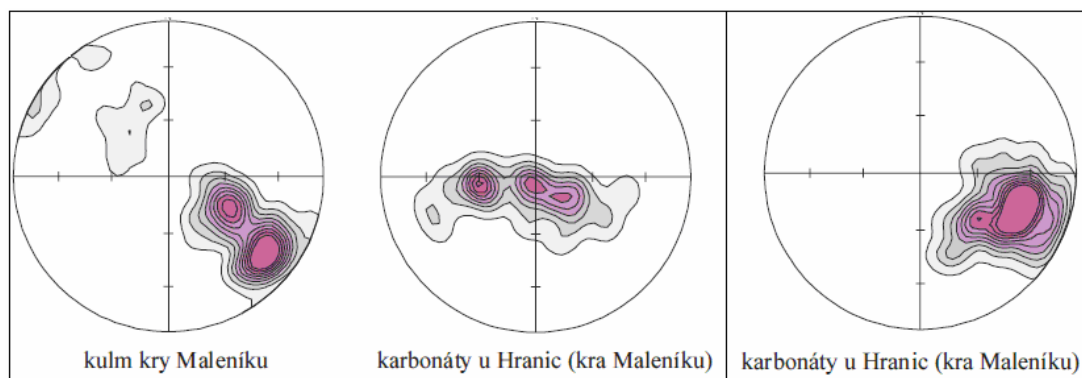
Na vznik složité stavby hranického paleozoika existuje několik názorů. Nejvíce se ujímá teorie Dvořáka a Friákové (1978), kteří uvádí sedimentaci v dílčích krátech s odlišným faciálním vývojem. Omezení jednotlivých ker (obrázek 3) je dáno většinou synsedimentárně fungujícími dislokacemi, směru SZ-JV. V závěru variské orogeneze byly paleozoické sedimenty zvrásněny a zešupinatěny s výraznou vergencí k JV a úklony a břídlíčnatostí k SZ (Otava et al. 2009). Tímto násunem jsou příčné kry rozděleny přesmyky SV – JZ směru na další menší segmenty. Délka horizontálního pohybu na přesmyku je dle Dvořáka a Friákové (1978) přibližně 1 km.

Je doloženo několik případů stratigrafických inverzí, ty byly na základě biostratigrafického studia interpretovány jako násuny (Bábek, Otava 2006). Násunové struktury jsou patrné i z interpretací seismického profilu 5/83,84, směru SZ-JV končící cca 2 km před Hranicemi (Čížek, Tomek 1991).

Alpinská tektonika měla za následek oživení starých zlomů, porušeny jsou miocenní sedimenty v lomu Skalka, ZAJ, Hranické propasti (Otava 2006).

Vrstevnatost vápenců je obecně subhorizontální, s mírným úklonem k V až JV nebo k Z. Některé z ploch vrstevnatosti omezují tektonické šupiny vápenců a jejich geneze je tedy spjata se vznikem variské šupinové stavby (Havíř et al. 2003). Orientovaná data jsou znázorněna na obr. 5.

Většina karbonátů hranického paleozoika je výrazně tektonicky postižena. Velmi hojně jsou duktilní deformace jako důsledek vyšších tlaků a teplot (250 – 300 °C), především u vápenců s vyšším obsahem jílu. V silně duktilně deformovaných zónách je ve vápencích vyvinuta tektonická foliace, patrná jako páskování nebo laminace. Průběh kliváží, foliací i jejich lineace je v celém území přibližně SV–JZ až S–J s úklonem k SZ až Z (Havíř et al. 2003, Dvořák 2004).



Obr. 5: konturové diagramy pólů vrstevnatosti kulmských hornin kry Maleníku a karbonátů u Hranic, a pólů kliváže karbonátů u Hranic; Havíř et al. (2003)

### 3. KRAS

Kras je soubor tvarů reliéfu v krasových horninách, který vzniká krasovými pochody (tj. rozpouštění hornin vodou, sedání a řízení vlivem rozpouštění), přednostně podél drah podmíněných strukturami hornin (Ford, Williams 1989).

Vývoj a povahu krasových tvarů předurčují strukturní vlastnosti hornin, jako rozpukání a zvrstvení, významná je i litologie (chemická čistota krasových hornin), odráží však i klimatické (množství a režim srážek), geomorfologické (členitost reliéfu), biologické (obohacení biogenního CO<sub>2</sub> ve vodě) propozice území a zásadní faktor času (Příbyl et al. 1992, Ford, Williams 1989).

#### 3.1 KRASOVĚNÍ

Ke krasovění dochází v případě obnažení matečných hornin a vystavení účinkům působení klimatu, resp. srážkových vod, jakožto vstup energie do systému pro erozi a korozi. Výskyt krasových jevů v geologické minulosti proto souvisí s přestávkami v sedimentaci - hiáty (Bosák in Hromas et al. 2009). Proces krasovění je způsoben atmosferickou vodou, obohacenou o rozpuštěný CO<sub>2</sub> z atmosféry a zejména půdy (vlivem mikrobiologické degradace organické hmoty a dýcháním kořenového systému). Tato obohacená voda snáze rozpouští karbonáty:



Krasové oblasti prochází v průběhu krasovění vývojovými cykly. Za vhodných strukturních a klimatických podmínek obecně známe období mladosti, kdy z krasové planiny (tabule) vznikají závrtvy a začíná působit vertikální odvodňování, dále období zralosti s typicky pozitivními tvary reliéfu (kuželový, věžovitý kras) a období stáří, představující reliktní kras s izolovanými troskami vápenců (Příbyl et al. 1992). Přiřazení k určitému evolučnímu cyklu na základě přítomnosti a četnosti typických krasových tvarů důležité při typologii krasu.

**Zařazení hranického krasu do karsologických členění:**

Podle klasifikace dle počtu působících složek odpovídá hyperkrasu, což znamená, že hlavní měrou na procesu krasovění se podílely kromě horniny, vody a CO<sub>2</sub> také teplota - uvádí se hranice 20 °C (Klimchouk et al. 2000). Za těchto podmínek nazýváme kras hydrotermální.

Krasová krajina je z větší části (vyjma vápencových výchozů) pohřbena nepropustnými sedimenty, čímž se její vývoj a hydrologický režim přerušil. Podle typu krasové krajiny se proto

jedná o pohřbený, fosilní kras. Hranický kras byl ve svém vývoji několikrát pohřben a rejuvenován, prošel tedy několika fázemi krasovnění, je polycyklický. Uvedené charakteristiky odpovídají též paleokrasu (např. Bosák et al. 1989, Příbyl et al. 1992).

Bosák et al. (1989) začlenil hranický kras jako tropický humidní paleokras, který vývojem dosáhl zralému holokrasu.

### 3.2 KRASOVÉ JEVY

Krasové jevy jsou primární a sekundární. Primární krasové jevy vznikají při erozní a korozní činnosti vody, sekundární jevy vznikají opětovným vysrážením karbonátu z vody do pevného skupenství, jako tzv. sintr. Podle pozice vůči povrchu rozlišujeme exokras - povrchové tvary a endokras - podpovrchové. Práce je zaměřena na vybrané primární exokrasové tvary.

Základním exokrasovým tvarem je *krasová plošina*, která je postupně rozčleňována krasovými pochody za spolupůsobení povrchově tekoucích vodních toků (fluviální pochody). Korazně-erozním působením volně stékající vody nebo korazní činností infiltrační vody, prosakující z propustného pokryvu, vznikají *škrapy*. Jsou to často pravidelně uspořádané a hustě nahromaděné nejrůznější tvary (zářezy, rýhy, žlábký), rozčleňující holý i pokrytý skalní povrch. *Závrt* je uzavřená deprese, nejčastěji okrouhlý dolík nálevkovitého tvaru, v krasových horninách nebo jejich pokryvu. Závrtky jsou tvary vyvíjející se v průběhu kvartéru. Nejčastěji podle morfologie a geneze rozlišujeme závrtky: primární (korazní, disoluční) - vzniká rozpouštěním krasovějící horniny vodou shora a postupně proniká systémem puklin do podzemí, jejich vznik je podmíněn tektonicky; řícený - vzniká propadnutím stropů podzemních prostor po jejich oslabení korazí a erozí působící zdola, zevnitř jeskyně, jsou typické strmými skalnatými stěnami; aluviální (náplavový) - tvoří se vyplavováním nebo vklesáváním (sufozí) sedimentů do korozí rozšířených dutin a puklin ve skalním dně rozpustných hornin. Splýváním závrtových řad vzniká *uvala*. *Propastí* se rozumí svislá či šikmá prohlubeň s převažujícím vertikálním rozměrem. Může být vyplněna sedimenty. Vzniká chemickým rozpouštěním, řícením stropu jeskyních prostor, nebo tektonickým, či erozním (mrazovým) porušením hornin. Převážně erozní činností tekoucích vod (především podél puklin) vzniká *krasové údolí*. Vodní toky v krasu mohou být alochtonní (přitékají z nekrasových oblastí a protékají kras v celé délce), nebo autochtonní (vyvěrají v krasu). Zejména v zimě vlivem lokálního tání sněhu mohou být zřetelné *ventaroly* a *masné*

*fleky*. Jsou to výrony teplého vlhkého vzduchu, vázány na podzemní pukliny (Ford, Williams 1989, Příbyl et al. 1992, Smolová a Vítek 2007).

Ohledně reliéfu pohřbeného krasu se vyjadřovali geologové zejména v 60. a 70. letech, kdy především Tyráček (1962) na základě výrazných tvarů reliéfu a přítomnosti sedimentů terra rossa, přiřazoval tvary i podmínky vzniku tropickému krasu.

Pro podmínky tropického krasovění se udává průměrná roční teplota kolem 17 °C a roční úhrn srážek kolem 1300 mm (např. Waltham 2008). Tyto veličiny jsou významné především pro vegetační pokryv, resp. tvorbu humusu, která vede k většímu obsahu biogenního CO<sub>2</sub> a anorganických půdních kyselin, což zvyšuje intenzitu rozpouštění krasových hornin (Demek 1987). Pro takové podmínky jsou charakteristické krasové tvary pokročilého stadia krasu, jako:

*Krasový kužel (cone)*, což je kuželovitá, poměrně vysoká elevace se zaobleným povrchem a příkrými stěnami (sklon svahů bývá větší než 45 stupňů), jako pozůstatek intenzivního vertikálního rozčleňování povrchu krasových hornin, resp. evolucí závrtového krasu, jehož reziduem jsou právě konické kopce (Waltham 2008, Příbyl et al. 1992). Krasová oblast s četnými kuželovitými vyvýšeninami oddělenými sníženinami (cockpits), se obecně označuje jako kuželovitý kras. Cockpit je označení pro hustě nahromaděné primární závrtky s nepravidelným laločnatým půdorysem, příkrými skalními svahy a konkávními dny (Ford, Williams 1989).

*Mogot, krasová kupa (mogote)* má tvar štíhlé věže, homole nebo kupy s příkrými až svislými stěnami a oblými vrcholy. Jeho vznik navazuje na vývoj tvarů kuželovitého krasu, kdy se po poklesu závrtového reliéfu, tvořeného kuželovitými tvary, začne uplatňovat intenzivní boční koroze karbonátových hornin pod vrstvou sedimentů (podpovrchovým zvětráváním), občasné nebo stálé hladiny vody buď v jezerech, nebo v místech, kde protékají allogenní řeky. Boční koroze spočívá rozpouštěním ve tvorbě zářezů na svazích, což je patrné i z časté přítomnosti dutin a jeskyní na svazích mogotů. Vznik takových tvarů vyžaduje mocný karbonátový základ, tektonické vyzvedávání v souladu s denudací aluviálních sedimentů a udržování příznivého aluviálního pokryvu (Waltham 2008, Demek 1987). Krasová oblast se nazývá věžovitý kras.

Rychlost rozpouštění vápenců v Číně (Guangxi) udává Waltham (2008) kolem 100 mm/Ka, což je při 1 km vápence asi 10 Ma.



Z endokrasových tvarů jsou nejvýznamnější jeskyně a jejich výplň. Ke vzniku *jeskyně* dochází nejprve korozí a po rozšíření chodeb přistupuje eroze (výmolová činnost vodou i pevnými součástkami). Jeskyně mohou být vyplněny látkami krasového (sekundární tvary) i nekrasového původu (Ford, Williams 1989).

### 3.3 KRASOVÉ JEVY HRANICKÉHO KRASU

Jak již bylo nastíněno, geomorfologie povrchu hranického krasu je přes různé teorie a vizualizace (výzkumy povrchu HK jsou uvedeny v kapitole 3.5) díky svému pohřbení ne příliš známa. Vyskytuje se zde však několik doložených nebo zjevných krasových jevů. Významné geologické a krasové lokality oblasti popisuje Otava (2010). Stěžejní informace o geologii oblasti, vývoje, tektoniky i zaznamenaných krasových tvarů pochází z lomů hranické cementárny.

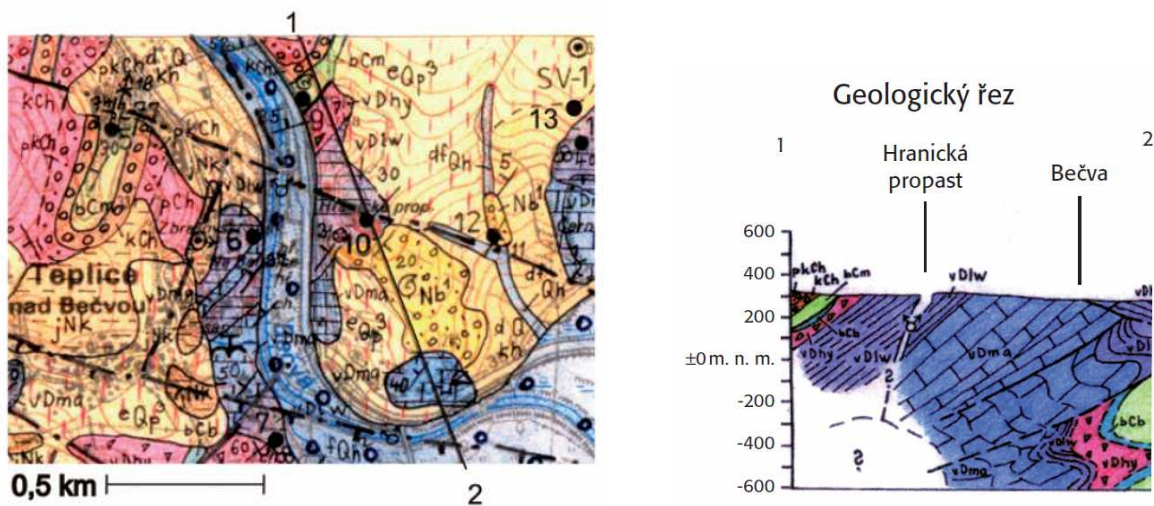
Na výchozech vápenců můžeme pozorovat vyvinuté *škrapy* (např. na Velké Kobylance, U Kostelíčka, V Oboře...) (Lehotský in Dolníček et al. 2008).

*Závrtý* v HK jsou většinou ploché a mísovitě. Vznikly v sedimentárním pokryvu nad dislokacemi, které ve vápencích hydrotermálně vytvořily kyselky a do nichž tyto sedimenty zaklesávají či jsou splavovány (Geršl in Hromas et al. 2009). Největší koncentrace závrtů společně s ventarolami je na Propastsku (jižně od HP, východně od vlakové zastávky Teplice nad Bečvou) (viz obrázek 6); další závrtý se nachází např. u obce Opatovice (Svozilová 2009). Geologická situace na Propastsku je pak znázorněna na obr. 7.

Velmi významným a specifickým krasovým prvkem oblasti je *Hranická propast*. Nachází se na jižním okraji NPR Hůrka u Hranic (viz. obrázek 6). Je typem říčené propasti, vznikla prolomením stropu hydrotermálně vzniklých prostor. Rozhodující vliv pro její genezi mělo křížení dislokace SSZ – JJV směru s kliváží a násuvnou plochou (duplexem). Povrchová část je hluboká 69,5 m, hloubka vodního sloupce zatím není definitivně známa, neboť se jedná o produkt hydrotermálního krasovění, vzniká tedy korozí vápenců odspodu (Geršl in Hromas et al. 2009). Doposud maximální změřená hloubka včetně suché části je 442,5 m (ponor K. Starnawského 2012), je naší nejhlubší propastí a nejhlubším přírodním jezerem. Propast je ve známé části budována tzv. plástevnatými vápenci (Otava et al. 2009).



Obr. 6: krasové jevy na Propastsku, šířka snímku je cca 1 km; Travěnc et al. (2002)

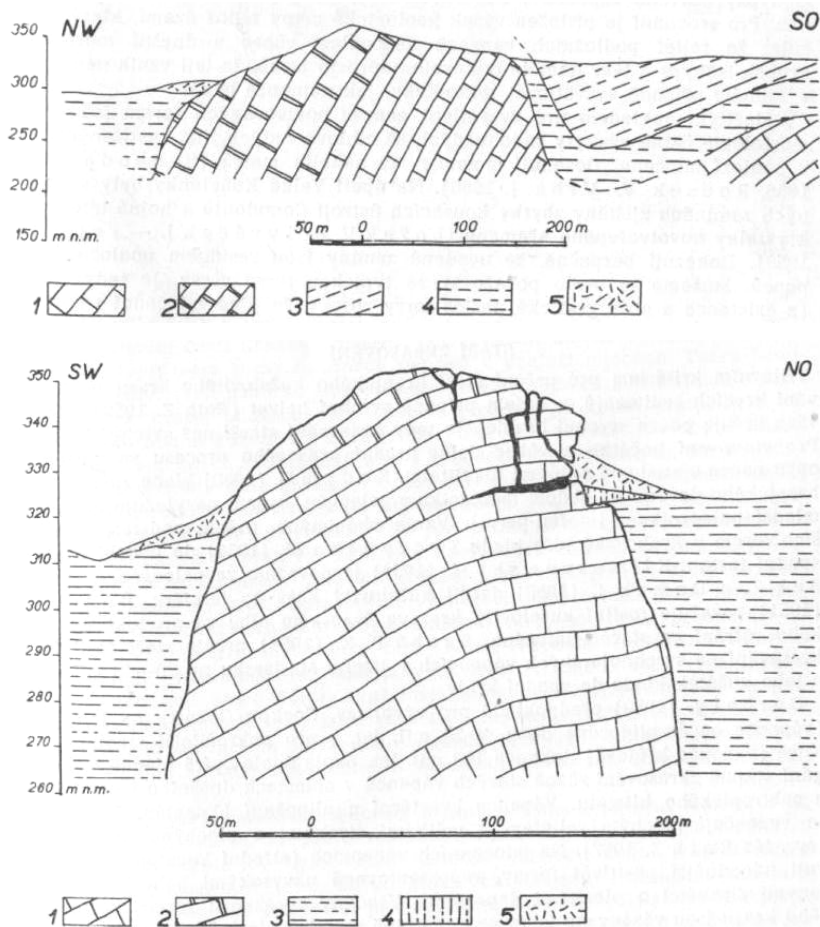


holocén I <sub>po</sub> Qh <sup>1</sup>	fluviální sedimenty	svrchní vísě pkch	hradecko-kyjovické souvrství
holocén-pleistocén d <sub>th</sub> Q	kamenohlinité deluvium	bcm	moravické souvrství
svrchní pleistocén Qp <sup>2</sup>	spraše, sprašové hlíny	vise - famen v <sub>dhy</sub>	líšeňské souvrství, v. hádsko-říčské, v. brekie
báden Nb <sup>1</sup>	vápnité slepence, pískovce	toumal - frasn v <sub>Dlw</sub>	líšeňské souvrství, v. křtinské, hněvotínské
karpát Nk	jíly, šlíry	frasn v <sub>Dma</sub>	macošské souvrství, v. vilémovické

Obr. 7: zakrytá geologická mapa Propastska; Otava et al. (2008)

Z 3D vizualizace předmiocenního modelu M. Bíla (obr. 9) jsou Otavou (2006) popisována *krasová údolí*, např. jižně od Malé a Velké Kobylinky, na Hluzovském kopci.

V mnohých publikacích se předpokládá, že *mogoty* nebo *krasové kužele* se vyskytují v HK jako vyčnívající vápencové vrchy (Velká a Malá Kobylinky, U Kostelíčka nebo Zbrašovský kopec). Avšak přímé argumenty o těchto jevech podává Tyráček (1962), a to konkrétně v případě Velké Kobylinky, tvarů odkrytých v „malém lomu“ hranické cementárny a ostrůvku vápenců u Kamence jv. od Hranic – viz. geofyzikální měření Mana et al. (1958), kapitola 3.5. V malém lomu hranické cementárny (lom Černotín) popisuje exhumované homolovité skalní formy s příkrými, místy až převislými stěnami s mělkými depresiemi, zakončeny polokulovitými plochami. Maximální výška odkrytých částí dosahuje 10 m (Tyráček 1962). Existenci tropického krasovění v hranickém krasu indikuje i přítomnost sedimentů rudického typu a terra rosy (viz. kapitola 3.4). Výchoz Velká Kobylinky (obr. 8) je příkladem izolované homole, kdy na povrch vystupuje její vrchol ve smyslu Tyráčka (1962) - kapitola 3.5. Skalní výchozy na sz. úbočí PR Velké Kobylinky jsou dle Otavy (2010) tvořeny organodetrilitickými brekciemi hádsko-říčských vápenců, místy s polohami fosforitů. Na vápencích leží vápnitě štěrkové hlíny a na severním svahu se nachází vápnitě spraše wúrmského stáří. Její obnažené partie podlely čtvrtohornímu mechanickému zvětrávání, jehož výsledkem jsou ostrohranné sutě (Šafář et al. 2003). PP Nad Kostelíčkem je popisována jako krasový kužel tvořený organodetrilitickými a plástevnatými vápenci, jejich podloží tvoří vilémovické vápence (Dvořák et al. 1957). Pokryv tvoří štěrkové vápencové hlíny wúrmského stáří (Šafář et al. 2003).



Obr. 8: geologický profil Velkou Kobylankou ve směru SZ - JV a JZ - SV; Tyráček (1962)  
 Vysvětlivky: 1 - plástevnaté vápence; 2 - organodetritické vápence; 3 - jíly, slíny - paleogén;  
 4 - vápnité jíly - miocén; 5 - svahové sutě - kvartér

V krasové jednotce Hranického krasu je evidováno 29 krasových *jeskyní* na obou březích řeky Bečvy, popsané např. Geršlem a Šimečkovou in Hromas et al. (2009).

Mezi nejvýznamnější patří Zbrašovské aragonitové jeskyně (dále ZAJ). NPP ZAJ se nachází na levém svahu údolí Bečvy, vznikly v několika fázích jak hydrotermálním, tak klasickým krasověním ve vápencích macošského a líšeňského souvrství (Otava 2010). Jsou jediné v ČR s obsahem hydrotermálních sintrů a obsahem oxidu uhličitého. Celková délka chodeb je 1240 m a denivelace (hloubka) 55 m (Geršl, Šimečková in Hromas et al. 2009). Díky výronům  $\text{CO}_2$  a teplých minerálních vod ( $15 - 22^\circ\text{C}$ ), vystupujících podél hlubinných zlomů, se v jeskyních udržuje stálá teplota kolem  $15^\circ\text{C}$ , nejvyšší ze všech jeskyní v ČR (Lehotský in

Dolníček et al. 2008). Jeskynní chodby jsou orientovány převážně ve směru SZ-JV, a podřízeně i směru kolmém, což ukazuje úzký vztah chodeb k primárním puklinám (Havíř et al. 2004).

### **3.4 PALEOKRASOVÝ VÝVOJ HRANICKÉHO KRASU**

V této kapitole bylo čerpáno zejména z publikace Otavy (2006), zabývající se uvedenou problematikou.

Hranický kras prošel polycyklickým krasovněním fázemi v paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku. Některé z nich jsou korelovatelné s jinými krasovými oblastmi Českého masivu (Otava 2006, Bosák 2003). Kromě klasického krasovnění probíhalo v nejmladší fázi i krasovnění hydrotermální. Platformní strukturní patro ČM je charakterizováno dvěma dlouhými periodami krasovnění, přerušeny svrchnokřídovou mořskou záplavou. Jednotlivé fáze krasovnění v obou periodách je možno vymezit většinou na základě výrazných klimatických změn, v závislosti se změnami hladiny moře a paleogeografie (Bosák 1995).

#### Paleokrasový vývoj v paleozoiku

Pro vymezení této krasové fáze je zásadní zjištění Bábka in Havíř et. al (2004), jemuž se na základě konodontové stratigrafie podařilo prokázat přerušení sedimentace v období na rozhraní frasn/famen mezi vilémovickými vápenci macošského souvrství a laminovanými vápenci líšeňského souvrství na dobu cca 3,7 Ma. Jedná se o dostatečně dlouhou dobu a i z mnoha analogií známých ve světě (Bosák 2003), můžeme vyvodit, že tehdy došlo v hranickém krasu k prvotnímu krasovnění. Podle Otavy (2006) byla tato oslabená zóna postupně ožívována a využívána během všech následných rejuvenací hranického krasu.

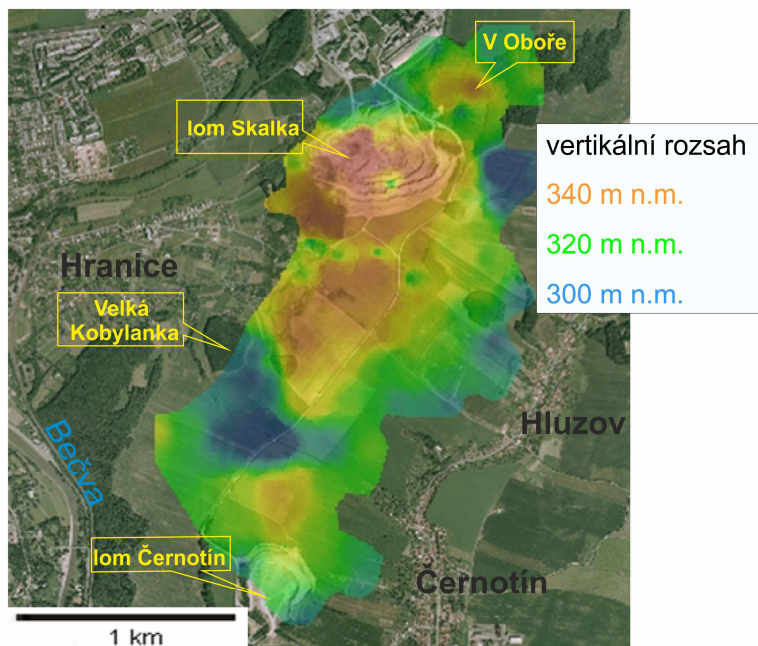
#### Paleokrasový vývoj v mezozoiku

Zájmová oblast se stala souší patrně ve svrchním karbonu, rejuvenaci vápencového podloží a jeho krasovnění předpokládáme až během křídý (Otava 2006). Ze zachovaných reliktních sedimentů rudického typu (nejčastěji pestré jíly a jílovce) jako výplně krasových depresí a jejich analýzy můžeme vyvozovat paleoklimatické poměry a časové zařazení do předcenomanské krasové fáze, kterou známe z ČM od ústupu svrchnojurského moře do začátku svrchnokřídové (cenomanské) transgrese. Zmíněné sedimenty vznikaly kaolinitickým a lateritickým zvětráváním v subtropickém až tropickém klimatu, vlhkém a horkém, patrně ve spodní křídě (Bosák in Hromas et al. 2009, Otava 2006).

### Paleokrasový vývoj v kenozoiku

Krasovění v třetihorách přetvářelo podzemní dutiny i povrchový reliéf (Otava 2006). Morfologicky pestrý reliéf HK s relikty tropického krasu byl pokryt karpatskými a badenskými uloženinami, ve kterých byly nalezeny zkamenělé schránky tehdy žijících měkkýšů, čímž je dána svrchní hranice kenozoické krasové periody. Počátek třetihorního krasovění není znám, Tyráček (1962) usuzuje, že je vázán na předcházející období kontinentálního vývoje východní části ČM, tedy na období křída – paleogén, končící ve svrchním helvetu. Pozdější tvary jako věže a kužely byly zaobleny miocenní mořskou abrazí (Bosák et al. 1989, Tyráček 1962, Otava 2006).

Na základě interpolace 269 ložiskových vrtů východně od Hranic byly vytvořeny M. Bílem a M. Kvapilovou 3D modely předmiocenního povrchu části Hranického krasu (obr. 9). Vizualizace paleoreliéfu nastínila členitost reliéfu pohřbeného krasu. Na 3D modelech se jeví určité krasové jevy (Otava 2006), avšak konkrétní krasové tvary jsou díky interpolaci zkreslené.



Obr. 9: povrch před miocenní transgresí, interpolací z vrtů (IDW), upraveno; podle nepublikovaných materiálů M. Bíla

### Hydrotermální krasovění

Především z prostoru Hranické propasti a ZAJ bylo prokázáno také specifické hydrotermální krasovění hlubinnými vodami. V důsledku tektonických pohybů na hlubokých

zlomech začaly unikat plyny, především oxid uhličitý, který sytí podzemní vodu a má za následek intenzivní rozpouštění vápence směrem k povrchu. Rozpouštěním hornin se voda začala mineralizovat, stala se z ní tedy mineralizovaná voda neboli kyselka, kterou využívají lázně Teplice nad Bečvou (např. Otava 2006, Otava et al. 2009). Podle Meyberg a Rinne (1955) in Otava (2006) na základě rozboru izotopů helia ze vzorků vod Hranické propasti a podle Šmejkal et al. (1986), podle dosažené hodnoty  $\delta^{13}\text{C}$  okolo -5 ‰ PDB, udávají oba shodně původ plynů svrchnoplášťový (juvenilní). Obsah volného  $\text{CO}_2$  v minerálních vodách dosahuje až 2500 mg/l. Podle teploty čerpané kyselky 22,5 °C, se usuzuje, že pásmo jejího vzniku je při bázi vápenců v hloubkách okolo 700 m (Geršl in Hromas et al. 2009). Počátek hydrotermální aktivity se na základě nálezů reliktních miocénních černotínských pískovců visících ze stropu hydrotermálně korodovaných devonských vápenců v ZAJ odhaduje minimálně do miocénu (Otava 2006). Mísař et al. (1983) ji zmiňuje jako dozvuky neovulkanické fáze pliocén – pleistocén (2,7 – 0,9 Ma).

### **3.5 NÁZORY NA VZNIK RELIÉFU A DŘÍVĚJŠÍ GEOFYZIKÁLNÍ VÝZKUMY V OBLASTI**

Z vrtných prací byla již dávno známa velmi nepravidelná morfologie předmiocénního povrchu.

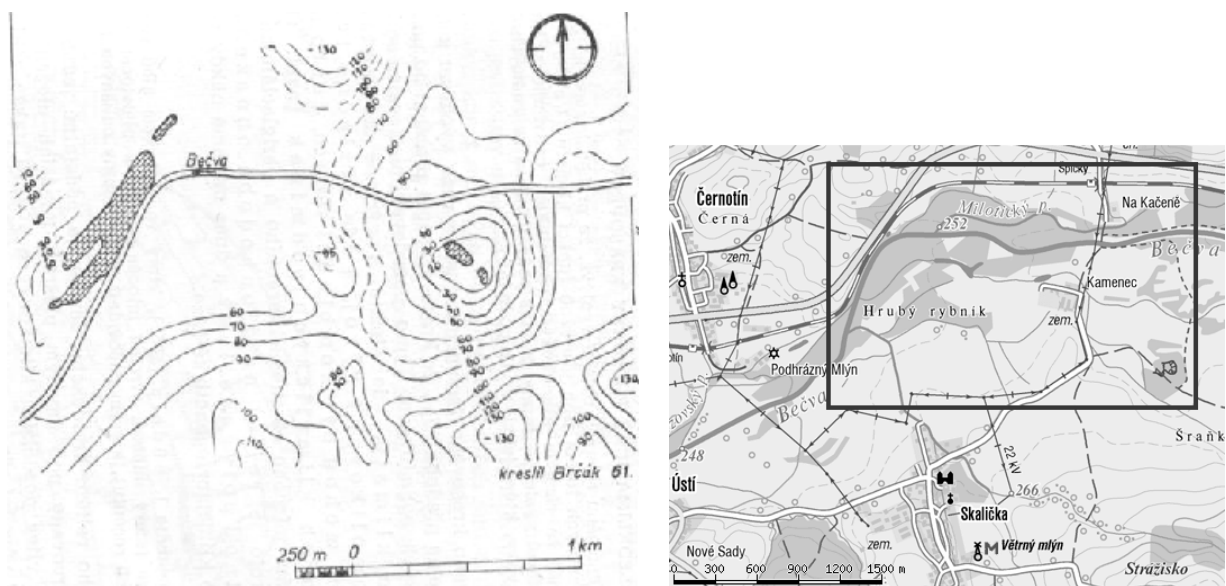
Dvořák J. (1958) vykládá hluboké miocénní deprese vznikem tektonické činnosti spolu s působením abrazní činnosti miocénního moře. Podle Kodyma (1960) členitá nepravidelná geomorfologie předmiocénního povrchu není způsobena tektonicky, nýbrž se jedná o krasový reliéf, dokonce až zralého holokrasového rázu, což sdílí např. i Bosák et al. (1989).

Tyráček (1962) na genezi a morfologii pohřbeného krasu uvažuje jednak na základě umělé exhumace některých krasových tvarů v lomech (homolovité útvary do 10 m), jednak z údajů vrtů a geofyzikálního měření. Popisuje například případ z oblasti Malé a Velké Kobylanky, kdy vrt mezi dvěma nedalekými vápencovými výchozy nezastihl vápence ani v hloubce 70 m. Vyvozuje, že dnešní morfologie je výrazně odlišná od reliéfu podložních vápenců. Udává, že devonský reliéf je tvořen izolovanými pahorky a hřbety, o relativních výškách i přes 100 m. Na povrch místy vystupují jen vrcholky, tedy tvary typické pro recentní tropický kras, což dokazují i výskyty terra rossy pod sedimenty miocénu. Vzhledem k těmto skutečnostem a korelacím s oblastmi ve světě Tyráček označuje reliéf jako fosilní kuželovitý kras



s mogoty, či věžovitý kras, toto označení se intenzivně využívá dodnes. Dodává, že reliéf vápenců hranického krasu je dán tropickým krasověním, abrazní činností miocénního mořského příboje (převážně j. a jv. exponovaná část) a obnažené výchozy i mechanickým zvětráváním v pleistocénu.

Man et al. (1958) in Tyráček (1962) prováděli geoelektrické měření (konkrétní metoda nebyla dohledána) jv. od Hranic v okolí devonského ostrůvku u Kamence, asi 2 km jižně od obce Špičky (obrázek 10). Průběh izohyps indikuje tvar izolované homole.



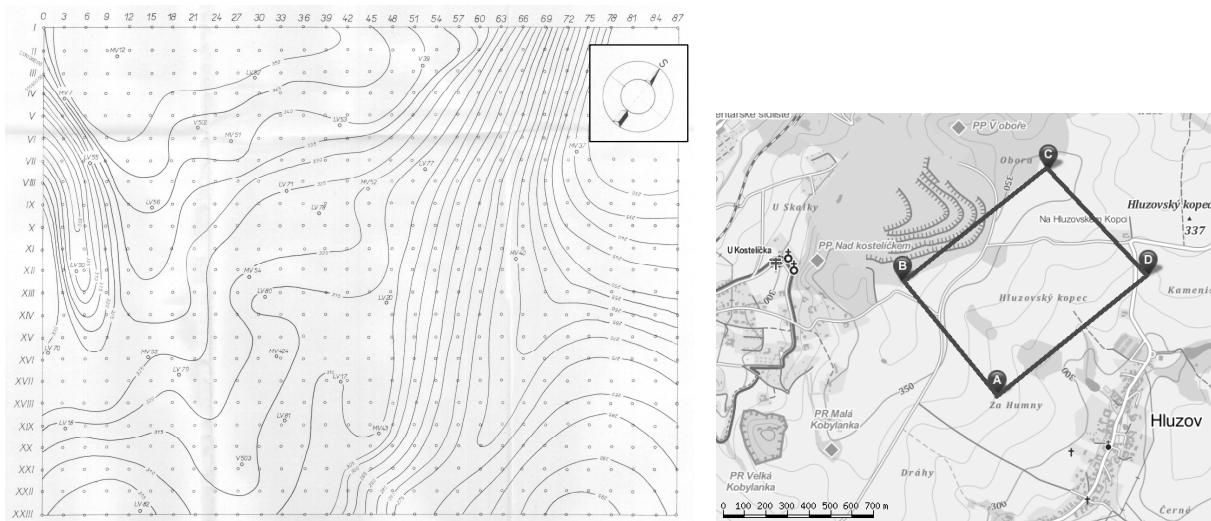
Obr. 10: vrstevnicová mapka reliéfu vápenců v podloží terciéru a přibližná lokalizace provedeného měření. Izohypsy jsou konstruovány po 10 m v záporných hodnotách pod úrovní dnešního terénu; Man et al. (1958), [www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

Tomek (1974) zpracoval a interpretoval gravimetrické měření na území 870 x 690 m mezi Hluzovem a lomem hranické cementárny. Měření ke zjištění mocnosti sedimentárního pokryvu vápenců bylo provedeno setinným gravimetrem CG-2 ve čtvercové síti 30 x 30 m. V levém horním rohu mapy (obr. 11), ve sloupcích 0-6 a řádcích II – XII představuje tíhová deprese sedimentární výplň pohřbeného ostrého údolí potoka, hlubokého asi 50 m. SV od něj se nachází asi 450 m široký pruh paleozoika v hloubce do 30 m pod povrchem. Ostrý tíhový gradient na linii 69 I – 45 XXIII svědčí o zlomové linii, podél níž východní kra poklesla o několik desítek metrů.



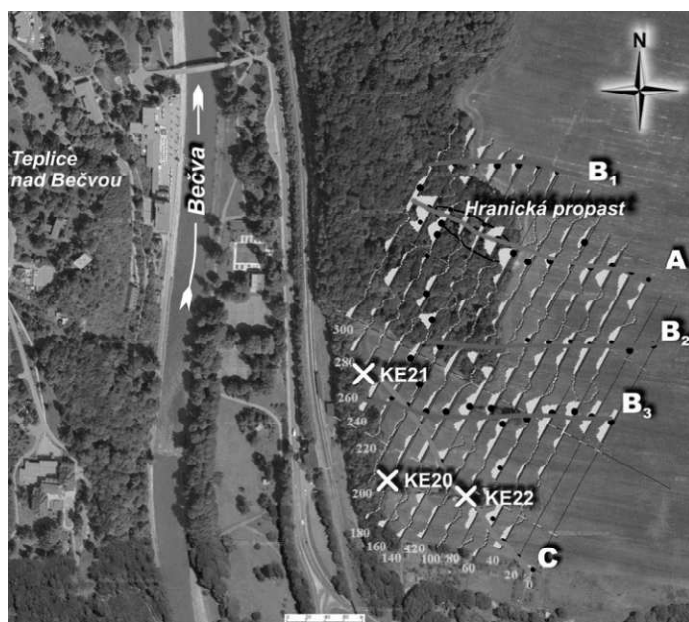
V sv. části zkoumaného území je mocnost pokryvných sedimentů kolem 130 m (v pravém horním rohu) a 30 m (v pravém dolním rohu).

\* Srovnáme-li interpolaci předmiocenního reliéfu (M. Bíla) - obr. 9 a gravimetrické mapy izolinií reliéfu vápenců Tomka (1974) - obr. 11, můžeme spolu korelovat pohřbené údolí dle Tomka (v levém horním rohu mapy) a depresní linii jižně od lomu Skalka, interpretovanou Otavou (2006) jako závrtová řada.



Obr. 11: mapa izolinií nadmořských výšek pohřbeného reliéfu vápenců a přibližné vymezení měřené plochy; Tomek (1974), [www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

Geršl et al. (2006) prováděli měření metodou velmi dlouhých vln na Propastku (obr. 12), s cílem vyhledat vodivé zóny odpovídající krasovým strukturám. Byly nalezeny tři významné vodivé struktury směru V–Z (B1, B2 a B3). S nimi téměř paralelní je struktura samotné Hranické propasti, která se stáčí do směru SZ–JV (linie A). Všechny tyto struktury míří na Zbrašovské aragonitové jeskyně, autoři předpokládají, že s jeskyněmi mají stejný původ.



Obr. 12: měření velmi dlouhých vln na Propastsku s vyznačenými vodivými strukturami; Geršl et al. (2006)

## 4. POUŽITÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY

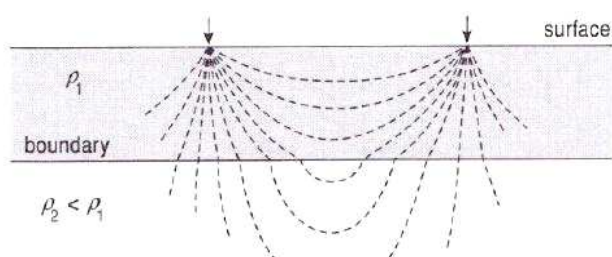
### 4.1 ODPOROVÉ PROFILOVÁNÍ

Elektrická geofyzikální metoda, měří distribuci měrného odporu horninového prostředí v horizontálním směru.

#### 4.1.1 FYZIKÁLNÍ PRINCIPY METODY

Proudovými elektrodami je do země vháněn stejnosměrný proud, měří se napětí mezi nimi. Hodnota odporu ( $\Omega$ ) se na základě Ohmova zákona vypočítává jako poměr proudu (A) a napětí (V), z řady proudových a potenciálových (napětových) elektrod. Měrný odpor se vypočítá vynásobením tohoto poměru ( $\Omega$ ) délkou (m), resp. geometrickým faktorem podle použité metody.

Na kontaktu s vrstvou o jiném měrném odporu dochází vlivem Snellova zákona k zakřivení, refrakci dráhy pohybu proudu - obr. 13, což indikuje rozhraní prostředí o jiném měrném odporu (Mussett, Khan 2000). Zpracováním dat lze vygenerovat rozhraní těles o dostatečně odlišném měrném odporu a podle naměřených hodnot jednotlivého prostředí můžeme odhadovat přibližnou litologii.



Obr. 13: průchod a refrakce elektrického proudu mezi elektrodami u dvou prostředí s rozdílným měrným odporem; (Mussett, Khan 2000)

Hodnoty měrného odporu nejrůznějších materiálů jsou vyjádřeny v tabulce 1. Jak je patrné, rozpětí hodnot je velmi široké, záleží na typu, struktuře horniny, obsahu vody a v ní rozpuštěných solí. Dále může být ovlivněn (snížen) přítomností rudních minerálů a vyšší teplotou.

Materiál	Měrný odpor ( $\Omega.m$ )	Materiál	Měrný odpor ( $\Omega.m$ )
jíl	1 - 100	granit	$100 - 10^8$
písek, štěrk	500 - 5000	mramor	$100 - 10^8$
jílovitá břidlice	10 - 1000	přírodní voda	$1 - 10^3$
pískovec	$10 - 10^8$	mořská voda	0,2
vápenec	$50 - 10^7$	pyrit	100
bazalt	$10 - 10^7$	křemen	$10^{10} - 10^{14}$
gabro	$1000 - 10^6$		

Tab. 1: hodnoty měrného odporu na příkladech materiálů; podle Mussetta a Khana (2000)

Reálné hodnoty měrných odporů v našich podmínkách jsou však poněkud užší. Vodehnal (2011) prováděl profilové odporování vápenců javoříčského krasu, vápence indikoval měrný odpor o spodní hranici kolem 600 – 800  $\Omega.m$ , hodnot kolem 2000  $\Omega.m$  dosahovaly masivní vápence.

Pro vhodnější znázornění přechodů partií s odlišným měrným odporem v profilu a pro zachycení různě ukloněných struktur (např. zlomy) se využívá několika typů metod s různým uspořádáním měřících elektrod podél profilu a svým hloubkovým dosahem - viz. příloha 2 (Loeke 1999).

Detailnost měření, související s nahuštěním proudových drah, je dána rozestupy elektrod. Naopak délka měřeného profilu udává přímo úměrně i jeho hloubkový dosah. Při volení rozestupu elektrod tedy volíme kompromis mezi vertikálním i horizontálním dosahem a přesností měření.

Komplexnější a podrobnější popis metody uvádí např. Vodehnal (2011).

#### 4.1.2 PŘÍKLADY APLIKACE ODPOROVÉHO PROFILOVÁNÍ V OBLASTI KRASU

Využití odporových metod spočívá především v mapování hornin s různou porozitou (hydrogeologie), prospekci nerostných ložisek, zjišťování salinity a znečištění, pro průzkum podpovrchových struktur (vrstvy, dutiny, zlomy), archeologickém a inženýrském průzkumu... (Mussett, Khan 2000, Witten 2006).

Odporových metod k výzkumu vápencového podloží se velmi často užívá jako zmapování rizikových lokalit zkrasovělých obydlených oblastí. Schoor (2002) hodnotí odporové metody

jako vhodné k mapování závrtů a podpovrchových dutin. Jako nejvhodnější pro detekci závrtů a podpovrchových struktur uvádí Zhou et al. (2002) uspořádání dipól – dipól, Satarugsa et al. (2004) konfiguraci dipól - dipól a Wenner. Badmus, Olatinsu (2009) prováděli vertikální elektrické sondování (s konfigurací Schlumberger) na vápencovém ložisku v Nigérii. Výsledky terénního měření (hodnoty odporových rozmezí 10 až 100 k $\Omega$ .m) srovnali laboratorní analýzou odebraných vzorků z míst měření. Přímá laboratorní metoda ukázala hodnoty 6 až 171 k $\Omega$ .m, z čehož usuzují relativně dobrou míru korelace. Jejich práce ukazuje i užitečné srovnání, lze pozorovat přímou úměru mezi propustností a resistivitou vápencových vzorků.

## 4.2 REFRAKČNÍ SEISMIKA

Refrakční seismika je geofyzikální metodou, která využívá šíření seismických vln prostředím. Lze získat informace o hloubce přibližně horizontálního seismického rozhraní, a podle rychlosti šíření seismických vln v jednotlivém prostředí můžeme odhadovat přibližné složení podloží. V současné době se refrakční a reflexní seismologie hojně využívá v sedimentární geologii k prospekci ložisek nerostných surovin, zejména při lokalizaci ropných pastí, inženýrské geologii, ale i pro výzkum podzemních vod (Mussett, Khan 2000)

### 4.2.1 FYZIKÁLNÍ PRINCIP METODY

Vytvoření impulsu neboli krátké série vln vyžaduje rychlý zdroj elastické deformace. V praxi se provádí úder kládívem či jiným zařízením do země, nebo odpalem výbušniny. Jsou tak vyprodukovány komprese, jakožto reakce deformovaného materiálu, které se šíří od zdroje ve všech směrech.

**Seismické vlny** se dají charakterizovat *vlnovou délkou*  $\lambda$ , vyjadřující vzdálenost po sobě jdoucích amplitud (vrcholů) vlny, a *frekvencí*  $f$ , (Hz), udávající počet amplitud vlny které projdou určitým místem za sekundu. Rychlost šíření vlny v prostředí se vyjadřuje *seismickou rychlostí* (km/s), lze ji vyjádřit jako součin frekvence a vlnové délky. Rychlost šíření P-vln je dána tzv. Laméovy koeficienty ( $\lambda$  a  $\mu$ ) a je nepřímě úměrná hustotě horniny (příklady seismických rychlostí v tabulce 2). Podle kmitu částic prostupujícího prostředí při průchodu vln rozlišujeme

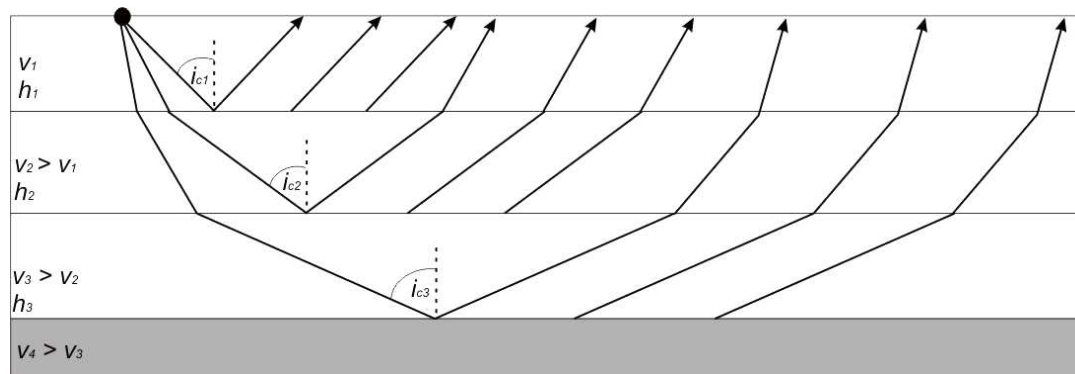
několik typů: podélné *P-vlny*, příčné *S-vlny*, z vln šířících se na povrchu a na rozhraních jsou to *Rayleighovy* a *Loveovy* vlny (Mussett, Khan 2000).

Materiál	Seismická rychlost (km/s)	Materiál	Seismická rychlost (km/s)
Vzduch	0,3	Vápenec	3,9 – 6,2
Voda	1,4 – 1,5	Pískovec	2 – 5
Suchý písek	0,2 – 1	Bazalt	5,3 – 6,5
Vlhký písek	1,5 -2	Granit	4,7 – 6
Jíl	1 – 2,5	Gabro	6,5 - 7

Tab. 2: příklady seismických rychlostí; podle Mussetta a Khana (2000)

Koubová (2012) prováděla seismické měření na východní hraně lomu Skalka u Hranic. Seismické rychlosti svrchní vrstvy tvořené terciárními a kvartérními sedimenty se pohybovaly v rozmezí 350 – 800 m/s, ve spodní vrstvě tvořené vápenci pak v rozmezí 1000 – 3050 m/s. Rozhraní sejevilo v hloubce 2 - 8 m.

Seismické vlny se od svého zdroje šíří jako vlnoplocha kulovitěho tvaru. Prochází prostředím určitou rychlostí, na kontaktu seismických rozhraní (geologické prostředí s jinou seismickou rychlostí) jsou jejich dráhy odkláněny lomem (refrakcí) nebo odrazem (reflexí), ve zvláštním případě mohou i na rozhraní pokračovat ve stejné dráze pohybu (obrázek 14). Většinou dochází zároveň k lomu i odrazu. Konkrétní úhel lomu vlny, který je na styku hmoty dán změnou seismické rychlosti, je řízen Snellovým zákonem (Mussett, Khan 2000).



Obr. 14: refrakce a reflexe seismických vln u horizontálních vrstev; Mussett, Khan (2000).

Doba příchodu seismických signálů je registrována v linii propojených geofonů na povrchu, kde je transformován mechanický vzruch – vibrace podloží na elektrické napětí, registrované seismografy (Mussett, Khan 2000).

Z dob příchodů seismických vln v různých vzdálenostech od zdroje (v linii geofonů), lze sestavit graf závislosti času a vzdálenosti, neboli t-x diagram. Přímkou, vyjadřující závislost rychlosti šíření vlny na vzdálenosti od místa vzniku vlnění se nazývají hodochrony. Ze sestavených grafů lze vyvodit seismické rychlosti prostředí a hloubka rozhraní. Nejzásadnější informace poskytuje čas prvního příchodu vlny (Mussett, Khan 2000).

U seismických metod při rozteči geofonů volíme kompromis mezi rozlišením - detailností měření a délkou profilu. Hloubkový dosah je řízen energií budící seismické vlny.

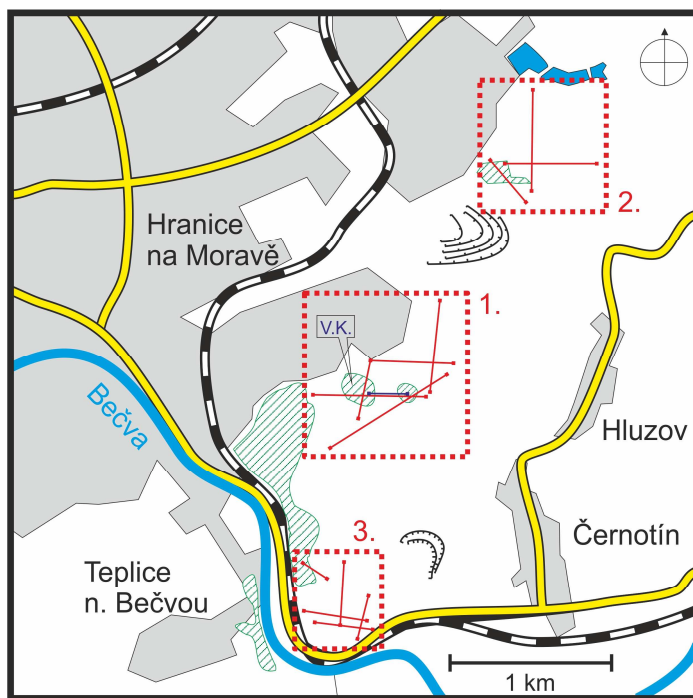
Při generování seismických vln údery kladiva do plátu pryskyřice je hloubkový dosah 10 až 20 m, záleží na citlivosti systému, velikosti rány, litologii a okolního hluku – šumu (Mussett, Khan 2000).

Podrobnější informace podává Koubová (2012).

## 5. METODIKA

### 5.1 OBLASTI MĚŘENÍ

Při lokalizaci profilů bylo žádoucí měřit v místech výchozu vápenců, případně v místech, kde byly očekávány zajímavé krasové jevy, či přechody vápenců v jiná tělesa sedimentů. Byly vybrány tři lokality východně a jihovýchodně od Hranic na Moravě - obrázek 15. Profily byly navrhovány v průběhu předchozích výsledků měření tak, aby bylo pokud možno získat představu o podloží k interpretování dílčí oblasti. Nejdříve probíhalo měření odporového profilování, poté jako doplňková, srovnávací metoda refrakční seismiky na jednom úseku totožného profilu (oblast 1).



Obr. 15: oblasti měření, červeně jsou naznačeny profily odporového profilování, modře pak profil refrakční seismiky; zelenou šrafovou jsou znázorněna chráněná území; V. K - Velká Kobylanka



## 5.2 ODPOROVÉ PROFILOVÁNÍ

Byl použit přístroj ARES, model v 5.3, je vyroben společností Gf Instruments, s.r.o. (foto v příloze 3).

Skládá se z řídicí jednotky, externí baterie, 8 multielektrokových kabelů, T-kusu (k propojení multielektrodového kabelu a řídicí jednotky), nerezových elektrod (trnů).

### Měření v terénu:

Před samotným měřením je důležité stanovit si dráhu profilu, aby v jeho přímé dráze nestála překážka jako silnice nebo stavení, což bývá mnohdy značná limitace. Profil si vytyčíme roztažením pásma, podél něj zatloukáme elektrody (trny) podle předem zvoleného rozestupu dle cílů měření (rozlišení/ hloubkový dosah). Rozvineme a na elektrody připevníme multielektrodový kabel. Poté připojíme řídicí jednotku a baterii přibližně v polovině vzdálenosti roztažení multielektrodového kabelu a po několika krocích nastavení a kontroly správnosti zapojení začíná vlastní měření.

Pro měření delších profilů než je celková délka roztažení multielektrodových kabelů je možno použít metody rolování, kdy po proměření úseku profilu přesuneme počáteční díl/ díly kabelu na konec profilu a postupným nastavováním docílíme požadované proměřené délky. Při mém měření byly přesouvány dva kabely. Pro přesnější vynesení profilu do mapy je vhodné záchytné body na profilu lokalizovat pomocí GPS.

Pro měření v terénu byla jednotně používána metoda měřícího uspořádání *Wenner - Schlumberger*, s délkou impulsu 0,5 s a sčítáním dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě; k dispozici bylo devět multielektrodových kabelů po osmi elektrodách.

### Zpracování dat:

Pro stažení naměřených dat z řídicí jednotky do PC a následný export do dalších programů slouží program ARES v 5.3. Do exportovaného profilu následně doplníme jeho dílčí topografické body (čím více, tím přesnější a zaoblenější konečný tomografický řez získáme) v programu SURFER 7.0.

Zobrazení 2D modelu a operace s ním se provádí v programu RES2DINV. Je vytvořen model zdánlivého odporu a inverzní model měrného odporu iteracemi inverzní *metodou nejmenších čtverců* (least-square inversion) (oba modely jsou zobrazeny v příloze 4).

Vygenerovaný tomografický řez měrného odporu zobrazíme s topografickými daty, podle potřeby přednostního rozlišení v okruhu určitých hodnot nastavíme intervalovou škálu zobrazení kontur, nastavíme převýšení a další operace.

Další možné úpravy lze provádět v programu Corel DRAW, v podobě vektorových map v programu SURFER, a pod.

### 5.3 REFRAKČNÍ SEISMIKA

Byl použit seismograf ABEM Terraloc Mk8 (foto v příloze 3). Jedná se o 24kanálový digitální seismograf s interním softwarem SeisTW. Je napojen na externí baterii. Součástí přístroje jsou vertikální geofony SM-4B, 10 Hz a dva seismické kabely, na nichž je možno připojit 24 geofonů.

#### Měření v terénu

Postupy při měření jsou u obou metod podobné. Po rozvinutí pásma zatlačíme do země geofony podle zvolené rozteče. Těchto 24 geofonů připojíme na seismický kabel svorkami. Mezi dva kabely zapojíme seismograf s baterií a nastavíme parametry měření (rozteč geofonů, filtr pro šum, apod).

Zdroj seismických vln – místo odpalu nezůstává při měření na stejném místě, po zvolených úsecích se posouvá podél linie geofonů (je s geofony v linii). Počet úseků i rozteč geofonů samozřejmě ovlivňuje přesnost měření. V místě odpalu se umísťuje samostatný, tzv. spouštěcí geofon, který spouští záznam seismického vlnění. Abychom dostali záznam i z koncových částí profilu, umísťují se místa odpalu před i za koncové geofony profilu, jako tzv. přístřely. V místě odpalu se tluče desetakilovým kladivem do plátu pryskyřice. Údar opakujeme tolikrát, dokud se záznam v seismografu, který se sčítá, již významně nemění, obvykle 5 – 7 krát, podle šumu. Po každé sérii úderů se soubor ukládá a nastavuje metráž dalšího místa odpalu. Pokračujeme až do konce profilu. Chceme-li měřit delší profil než jedno roztažení, můžeme celý profil podél linie posunout.

Při měření byla použita rozteč geofonů 5 m; při jednom roztažení (115 m) bylo zvoleno 9 míst odpalu včetně přístřelů: -30; -16,5; -2,5; 27,5; 57,5; 87,5; 112,5; 142,5. m; druhé roztažení: 57,5; 87,5; 112,5; 142,5; 172,5; 202,5; 227,5; 257,5; 287,5. m.

## Zpracování dat

Pro zpracování a interpretaci naměřených dat (seismického profilu totožného s druhou polovinou odporového profilu 1 - 2) byl původně použit software ReflexW. Tento software se však příliš neosvědčil, problematické bylo především označování prvního nasazení vln, viz. Koubová (2012).

Při zpracování publikovaného profilu (3s - 4s) bylo použito programu SeisImager. Po zkopírování dat do programu vytvoříme v modulu *Pickwin* t-x diagram. V modulu označíme první nasazení vlny, čímž získáme časy prvních příchodů. Tuto operaci provedeme u všech souborů (jednotlivá místa odpalů), získáme tak systém hodochron (takto zpracovaná data profilu 3s - 4s jsou zobrazena v příloze 5). S takto upravenými daty se dále pracuje v modulu *Plotrefa*. Probíhá zpřesňování průběhu hodochron a jejich zpracování do tomografického řezu seismických rychlostí. V programu SURFER se nakonec vytváří konečná grafická podoba profilu.

## **5.4 KORELACE S VRTNÝMI DATY A ZOBRAZENÍ**

Geofyzikální metody generují rozhraní, která však nemusí být horninovou hranicí, nebo naopak geologická hranice nemusí být patrná, pokud se horniny liší malými charakterovými kontrasty (např. zkrasovělé vápence a kulm). Přestože je hledáno horninové rozhraní (vápenec/ klastický sediment), které by mělo být svými zkoumanými vlastnostmi dostatečně signifikantní, je dobré geofyzikální data podpořit a konfrontovat regionální geologií a vrtnými daty.

Data z vrtné databáze byla poskytnuta českou geologickou službou.

Řezy profilů - odporová a seismická tomografie je zobrazována i se schematicky vloženými informacemi z vrtů, vytvořenými v programu Corel Draw. Byly použity vrty vzdálené do cca 30 m od profilu. Klíče použitých vrtů podél profilů jsou uvedeny v příloze 6. Světové strany koncových bodů profilu jsou uvedeny v černých rámečcích. Body křížení s ostatními profily jsou naznačeny červenými trojúhelníky nad řezy.

Pro představu o podloží každé z tří měřených lokalit byly vytvořeny pseudo 3D pohledy odporové tomografie v podkladu s ortofotomapou.

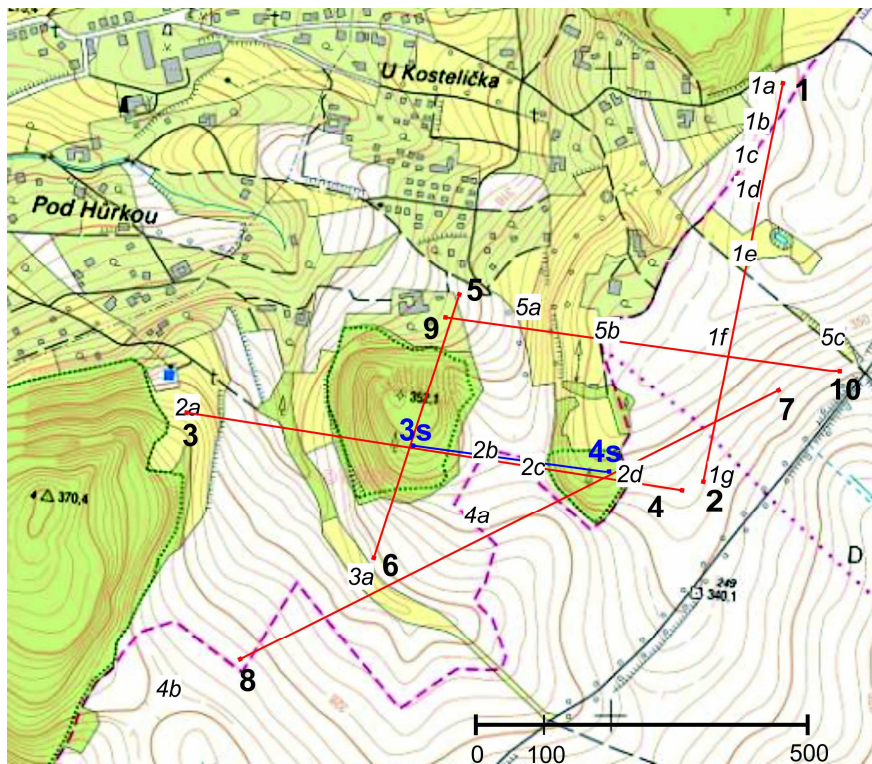
## 6. VÝSLEDKY MĚŘENÍ A DISKUSE

### 6.1 ODPOROVÁ TOMOGRAFIE - OBLAST 1 - „KOBYLANKY“

Oblast se nachází jz. od lomu Skalka, kolem výchozů a popisovaných mogotů Velké a Malé Kobylanky (obr. 16). Část NPR Hůrka je zde tvořena kulmskými sedimenty; směrem na západ oblasti je prudký svah, spadající do miocénních sedimentů moravské brány. Na východ se hřbet svažuje k Černotínu a Hluzovu, kam jsou nasunuty příkrovy Západních Karpat (příloha 1).

V této oblasti bylo naměřeno 5 profilů odporového profilování a 1 profil refrakční seismiky (uveden v kapitole 6.4).

Čísla v bílých rámečcích podél profilů značí (i u ostatních oblastí) polohu vrtu, se kterým jsou geofyzikální data srovnávána.



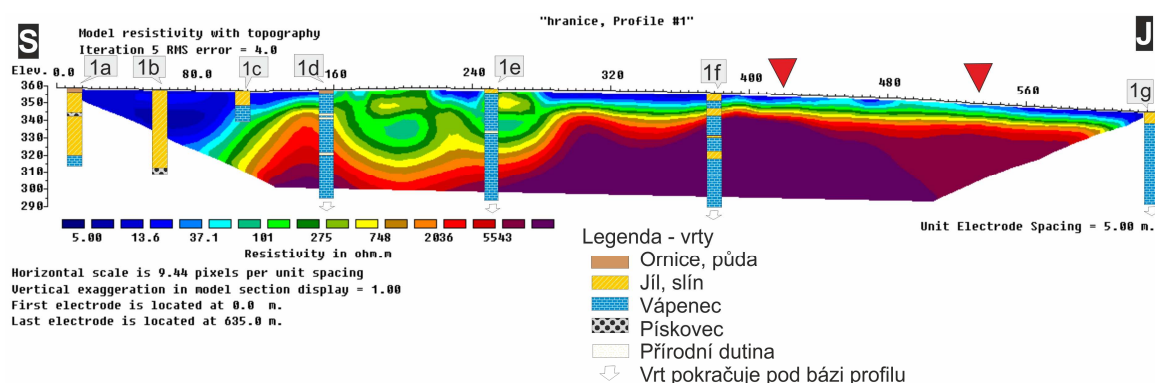
Obr. 16: Oblast 1 s profily odporového profilování (červeně), profilem refrakční seismiky (modře) a vrty; [www.nahlizenidokn.cuzk.cz](http://www.nahlizenidokn.cuzk.cz)

## PROFIL 1-2 (obr. 17)

Profil s roztečí elektrod 5 m, délka 635 m, směru S-J.

Kromě zobrazení podpovrchové stavby hřbetu morfologické elevace, je tento profil cenný i tím, že vede podél linie sedmi vrtů, čímž korelací bylo možno získat představu o hodnotách měrných odporů, dosahující jednotlivé litologické domény.

Na začátku profilu (0. - 150. m) je patrná deprese, vyplněná vodivými jílovitými sedimenty o měrných odporech pod 50  $\Omega$ .m, která je vidět i na interpolačním modelu Bíla (obr. 9), kde ji Otava (2006) interpretoval jako závrtovou řadu, Tomek (1974) ji ve své práci uvádí jako paleoúdlolí - obr. 11. Kolem 170. – 300. m je zkrasovělá zóna, potvrzena i vrty (1d, 1e), kde jsou popisovány i krasové dutiny. Doménu zkrasovělých vápenců ukazují měrné odpory 300 – 700  $\Omega$ .m, jejich odporová hodnota však může být ovlivněna a zprůměrována hodnotami vodivých sedimentů, jimiž jsou krasové dutiny vyplněny. Od 300. metru je mělce pod povrchem indikována vápencová plošina, tvořená kompaktními vápenci macošského souvrství o měrných odporech vysoko nad 2000  $\Omega$ .m.



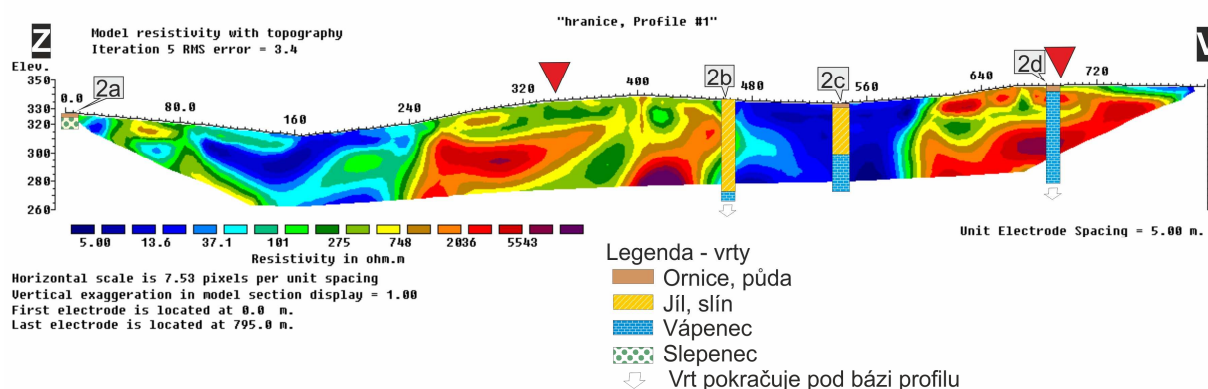
Obr.17: profil 1-2

## PROFIL 3-4 (obr. 18)

Profil s roztečí 5 m, délkou 795 m, směru Z-V.

Profil je veden od NPR Hůrka, tvořená kulmskými sedimenty, přes vrcholové části Velké Kobylanky, tvořené vápenci líšeňského souvrství (obr. 8) a Malé Kobylanky, tvořené vápenci macošského souvrství. Bylo účelem objasnit hypotézy popisovaných mogotů nebo kuželů tropického krasu a vymezit kontakt s kulmskými sedimenty.

Začátek profilu (do 100. m) zobrazuje odporovou doménu s hodnotami rezistivity cca 200 až 800  $\Omega$ .m, která je s podporou vrtných dat interpretována jako kulmské sedimenty. Od 250. do 450. m je pod Velkou Kobylankou nápadné těleso se strmými stěnami, o hodnotách rezistivity 300 - 1000  $\Omega$ .m, tedy doména značně zkrasovělých vápenců patrně s výplní vodivějších sedimentů. Elevace vápenců je z obou stran obklopena vysoce vodivými sedimenty (měrné odpory pod 100  $\Omega$ .m), interpretované jako jílové sedimenty. Od 600. m je pod Malou Kobylankou těleso místy zkrasovělých vápenců ohraničené příkrou stěnou ze západu. V případě těles vápenců Velké a Malé Kobylanky jsou patrné horizontální i vertikální zkrasovělé partie, připomínající až jeskynní chodby, komíny. Hloubka profilu je 60 – 62 metrů.



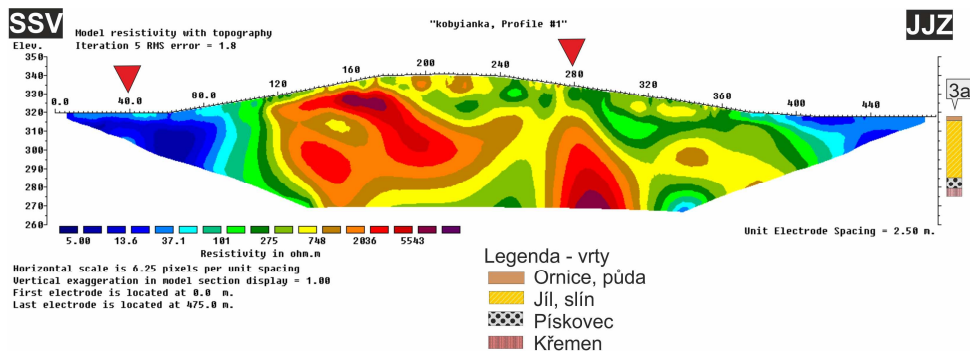
Obr. 18: profil 3-4

### PROFIL 5-6 (obr. 19)

Profil s roztečí 5 m, délka 475, směru S-J.

Profil vede přes vrchol Velké Kobylanky (líšeňské souvrství), je téměř kolmý na profil 3-4. Byl naplánován k objasnění tvaru vápencové elevace zobrazené předešlým profilem.

Je zjevné, že těleso vápenců z obou stran je obklopeno vodivými jílovitými sedimenty. Hodnoty měrného odporu 300 - 1000  $\Omega$ .m označují doménu zkrasovělých vápenců a stejně jako u kolmého profilu jsou patrné horizontální a vertikální struktury endokrasu. Přibližně 300 m široké těleso tvořené vápenci je i v kolmém směru strmě ohraničeno.



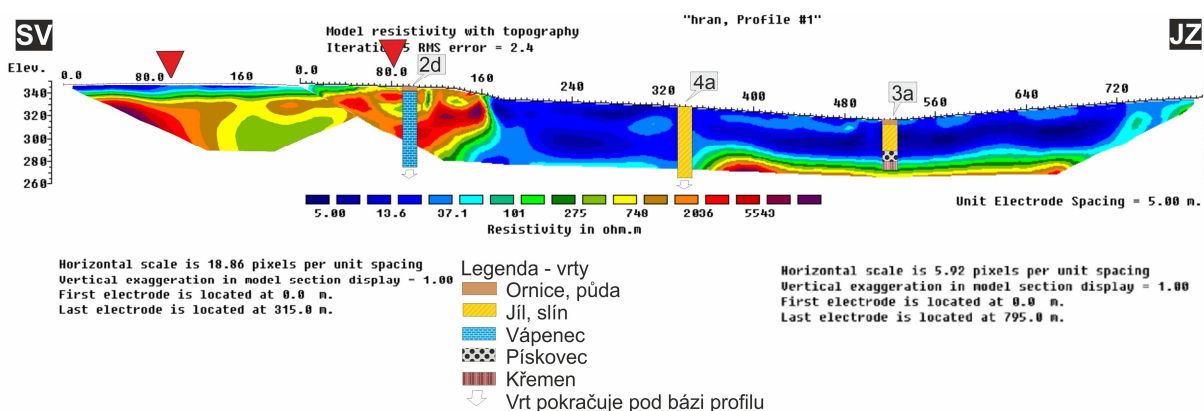
Obr. 19: profil 5-6

### PROFIL 7-8 (obr. 20)

Dva navázané profily s roztečí 5 m, délkou 220 + 795 m, směru SV-JZ.

Profily byly zvoleny k objasnění pokračování vápencového tělesa Malé Kobylanky sv. směrem, Otavou (2006) popisovaného krasového údolí jižně od Velké a Malé Kobylanky (viz obr. 9), případně kontakt s kulmem Hůrky.

Profil začíná cca 250 m sv. před PR Malá Kobylanka. Přibližně na 100. m se kříží s profilem 1-2, a navazuje na vysokoodporové těleso vápenců. Od cca 100. m lze dle odporových hodnot s podporou vrtných dat (vrt 2d), interpretovat podklad až po 160. m druhého profilu tvořený zkrasovělymi vápenci macošského s. Ukončení vápencového tělesa je z jz. strmé. Další patrně vápencové těleso je zobrazeno od 350. m druhého profilu, v hloubce kolem 50 m. Hodnoty pod 100 Ω.m od cca 170. m, naznačují doménu vodivých, jílovitých sedimentů. Kulmské sedimenty při konci profilu prokazatelně zachyceny nebyly. Existenci krasového údolí může indikovat deprese mezi 160. a 340. m druhého profilu. Vrt 4a do hloubky 70 m, vápence nezastihuje.



Obr. 20: profil 7-8

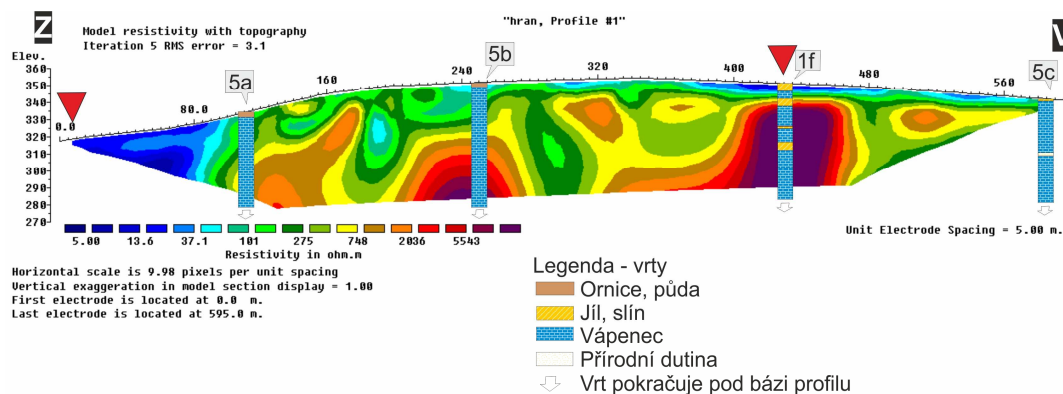


## PROFIL 9-10 (obr. 21)

Profil s roztečí 5 m, délkou 595 m, směru Z-V.

Profil byl zvolen k proměření výrazného svahu vedoucího od Velké Kobylanky až po PP Nad Kostelíčkem upadajícího do Moravské brány, a částečně také situace sv. od Velké Kobylanky pro získání představy o širším území. Směrem na východ je tažen přes předpokládanou vápencovou plošinu až ke svažování na černotínskou stranu.

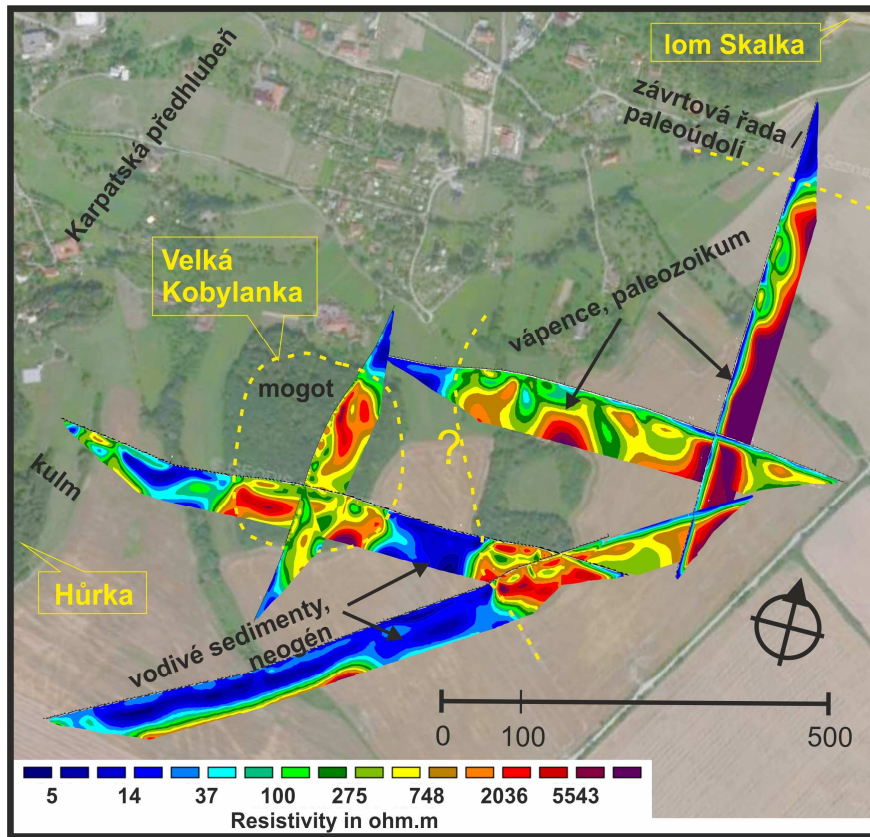
Začátek profilu (prvních 100 m) znázorňuje vodivé sedimenty, korelující s prvními 100 metry profilu 5-6. Od cca 110. m kolísavé hodnoty měrného odporu indikují doménu zkrasovělých vápenců, s bloky kompaktních vápenců o odporech nad 2000  $\Omega$ .m. Převážně vertikální zóny o měrných odporech pod 300  $\Omega$ .m patrně značí zkrasovělé polohy vyplněné vodivými sedimenty. Vysokoodporové těleso mezi 420. a 460. m koreluje s tělesem masivních vápenců macošského souvrství profilu 1-2.



Obr. 21: profil 9-10



## INTERPRETACE OBLASTI 1 - „KOBYLANKY“



Obr. 22: interpretace Oblasti 1

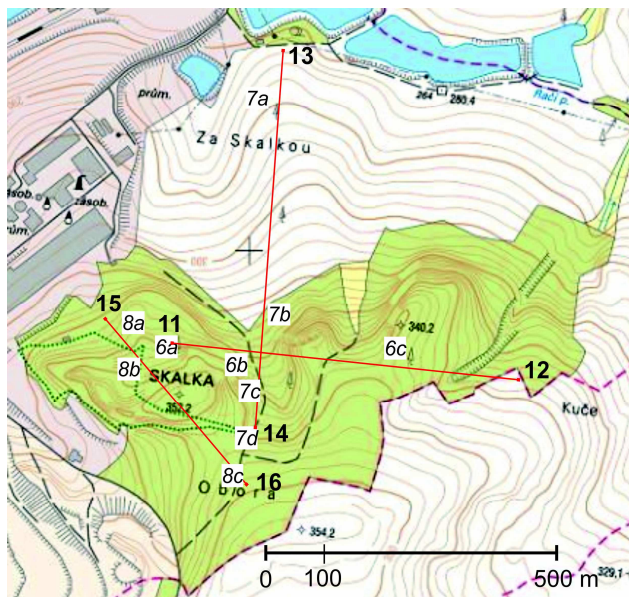
Profily odporového profilování v **Oblasti 1** byly měřeny pro objasnění podloží kolem předpokládaných mogotů nebo krasových kuželů Velké (líšeňské souvrství) a Malé (macošské s.) Kobylanky. Z pseudo 3D vizualizace profilů (obr. 22) vyplývá několik důležitých poznatků. (1) Nápadnou depresi vápenců při jižním okraji lomu Skalka, vyplněnou nízkoodporovými sedimenty, lze korelovat se strukturou směru Z-V ve smyslu Otavy (2006), kterou na základě interpolací vrtů M. Bíla interpretoval jako závrťovou řadu. Stejnou strukturu interpretoval Tomek (1974) jako paleoúdolí o hloubce kolem 50 m na základě gravimetrického měření. (2) Vápencové těleso Velké Kobylanky je ze všech stran strmě až kolmě ohraničeno a obklopeno vodivými jílovitými sedimenty a svým tvarem tak odpovídá mogotu o rozměrech cca 200 x 300 m a výškou minimálně 60 m (hloubkový dosah metody). Geofyzikální zobrazení tak odpovídá představě Tyráčka (1962) - obr. 8. (3) vápencové podloží Malé Kobylanky se jako vrcholová část

mogotu nejeví, avšak je zde patrné strmé ohraničení z J a Z, pokračující severně. Tento svah kopíruje dnešní reliéf až po lom Skalka. Popisované ohraničení vápencového tělesa může i vzhledem ke genezi mogotů (kapitola 4.2) korespondovat s krasovým údolím v oblasti mezi Velkou a Malou Kobylankou ve smyslu Otavy (2006). (4) v masivních vápencích nejen pod Velkou Kobylankou jsou evidentní nápadné horizontální a vertikální zkrasovělé struktury, které mohou indikovat endokras. (5) Lze konstatovat, že morfologie současného hřbetu jižně od lomu Skalka kopíruje morfologii krasové planiny, ležící jen těsně pod povrchem. (6) Vodivý sedimentární pokryv odpovídá eluviu karpatské předhlubně a karpatských příkrovů.

## 6.2 ODPOROVÁ TOMOGRAFIE - OBLAST 2 - „SKALKKA“

Oblast se nachází sv. od lomu Skalka (obr. 23). Kolem vrcholu Skalka se nachází několik samostatných výchozů vápenců převážně macošského souvrství. Na 3D vizualizaci paleozoika M. Bíla (obr. 9) se jeví vrchol skalka jako výrazná elevace. Východním směrem je rozhraní vápenců s kulmem, směrem na sever jsou paleozoické horniny pokryty miocénními sedimenty moravské brány. Jihovýchodním směrem značí údaje z vrtů relativně prudký svah vápenců pod sedimenty Západních Karpat.

V této oblasti byly naměřeny 3 profily odporového profilování.



Obr. 23: Oblast 2 s profily odporového profilování (červeně) a vrty; [www.nahlizenidokn.cuzk.cz](http://www.nahlizenidokn.cuzk.cz)

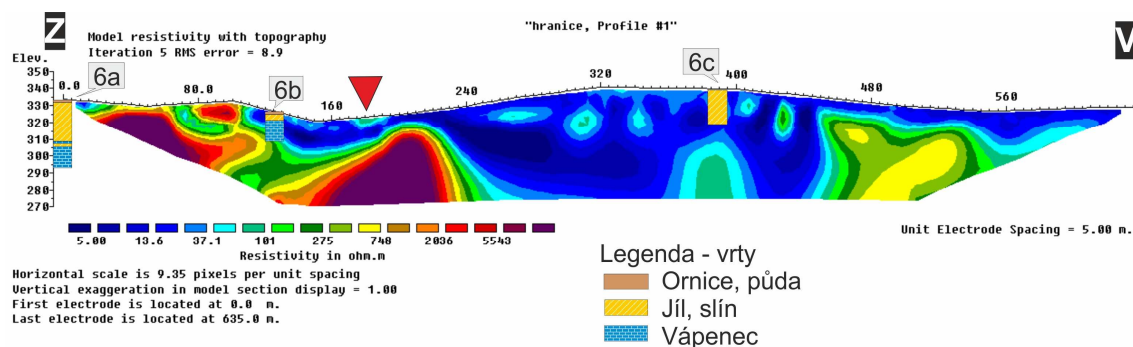
## PROFIL 11-12 (obr. 24)

Profil s roztečí 5 m, délkou 635 m, směru Z-V.

Profil začíná ve spodní části svahu vrcholu Skalka, mezi dvěma vystupujícími výchozy vápenců. Zde bylo cílem objasnit členitost vápencového povrchu, v druhé polovině profilu se očekával kontakt s kulmskými sedimenty.

Po cca 220. m odporové hodnoty ukazují na členitý povrch masivních vápenců macošského souvrství dosahujících hodnot měrných odporů nad 3000  $\Omega$ .m, které jsou však místy zkrasovělé s nápadnými dutinami (80. m). Doména kulmských sedimentů o hodnotách 200 – 700  $\Omega$ .m, se jeví od 450. do 540. metru na profilu. Prostor mezi těmito dvěma doménami je vyplněn vodivými sedimenty s měrným odporem pod 100  $\Omega$ .m.

Členitost zdejších vápenců z naměřeného profilu podporuje i povrchová stavba - přibližně 20 m severně, kolem 250. m profilu se tyčí až 10 m vysoký vápencový výchoz.



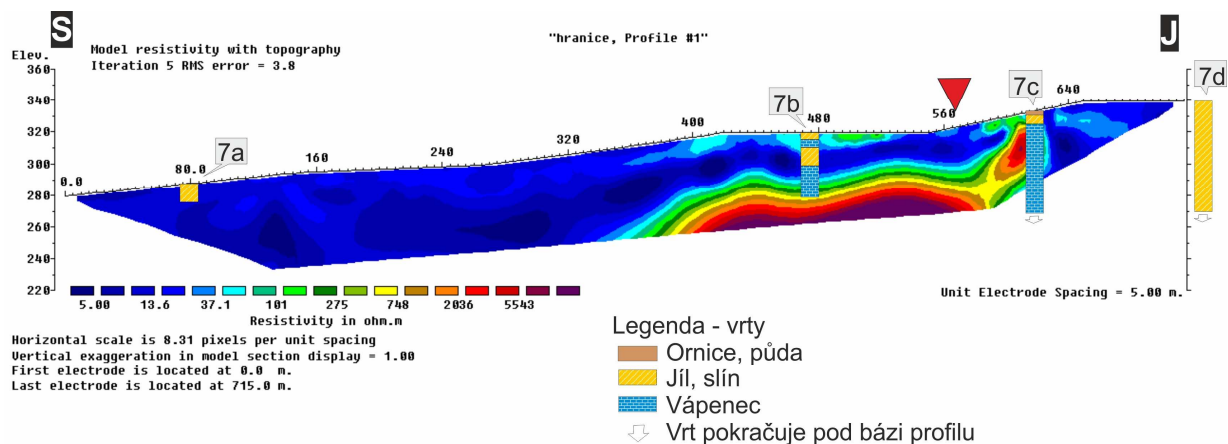
Obr. 24: profil 11-12

## PROFIL 13-14 (obr. 25)

Profil s roztečí 5 m, délkou 715 m, směru S-J.

Profil je kolmý na profil 11-12. Bylo cílem zachytit miocénní sedimenty karpatské předhlubně, ve druhé polovině objasnit povrch vápenců při východním úpatí vrcholu Skalka.

V první polovině profilu jsou měrnými odpory do 50  $\Omega$ .m indikovány vodivé jílovité sedimenty karpatské předhlubně, od 370. m je vysokoodporová doména masivního vápencového tělesa Skalky v hloubce kolem 35 - 45 m. Kolem 500. a 600. m jen několik metrů od profilu na povrchu vystupují vápencové výchozy, potvrzující členitý vápencový reliéf.



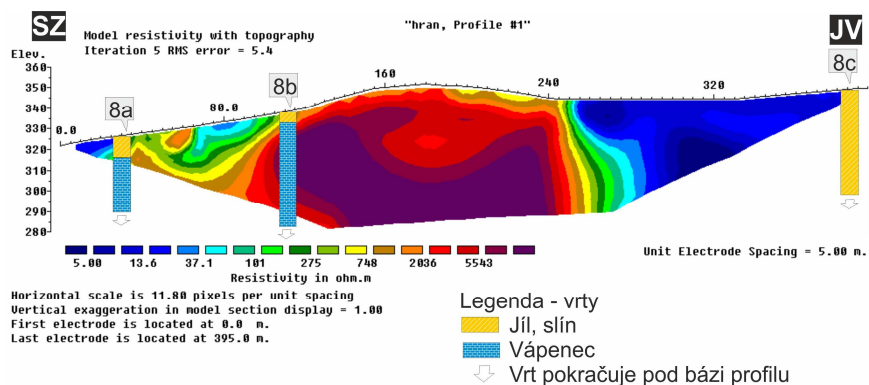
Obr. 25: profil 13-14

### PROFIL 15-16 (obr. 26)

Profil s roztečí 5 m, délkou 395 m, směru SZ-JV.

Profil začíná na okraji s pozemkem hranické cementárny, vede přes vrchol Skalka, kde by měl zobrazit jeho podpovrchovou stavbu ve směru SZ- JV a zdejší členitost, a směřuje k JV, kde se na základě vrtné dokumentace očekává svažování vápencového tělesa do podloží.

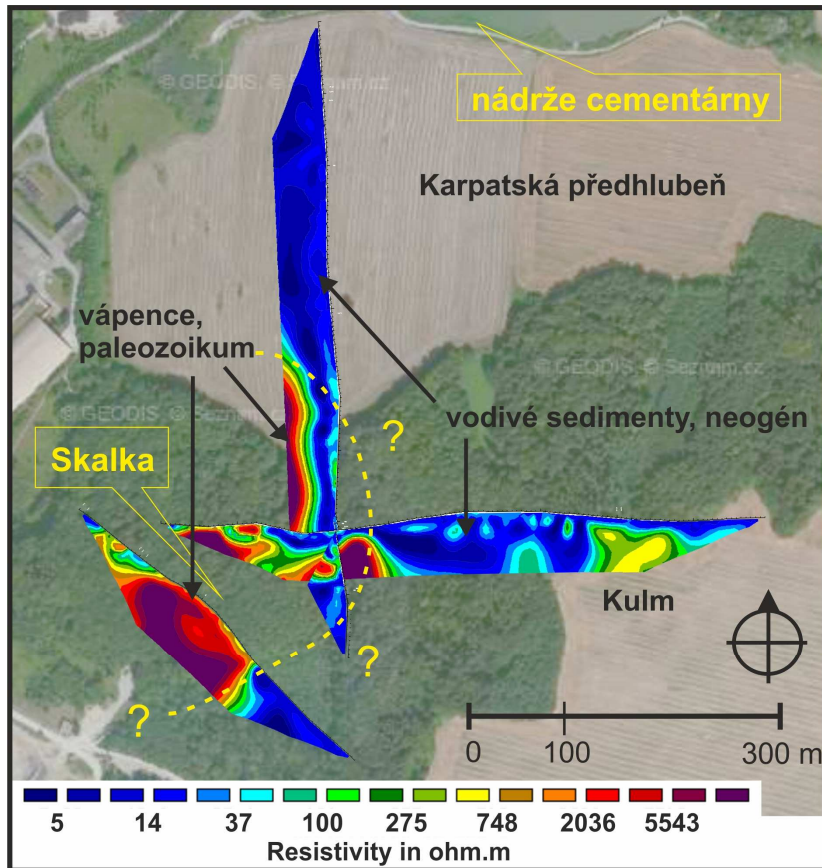
Prvních 100 metrů je na úbočí svahu patrná doména zkrasovělých vápenců o měrném odporu 500 - 2000  $\Omega$ .m, samotný vrchol Skalky pak tvoří masivní vápenec macošského souvrství o odporech nad 3000  $\Omega$ .m. Svah Skalky jv. směrem prudce klesá do podloží, od 250. m je podloží tvořeno vodivými sedimenty o měrném odporu pod 50  $\Omega$ .m, dle vrtu 8c interpretovaných jako slíny.



Obr. 26: profil 15-16



## INTERPRETACE OBLASTI 2 - „SKALKA“



Obr. 27: interpretace Oblasti 2

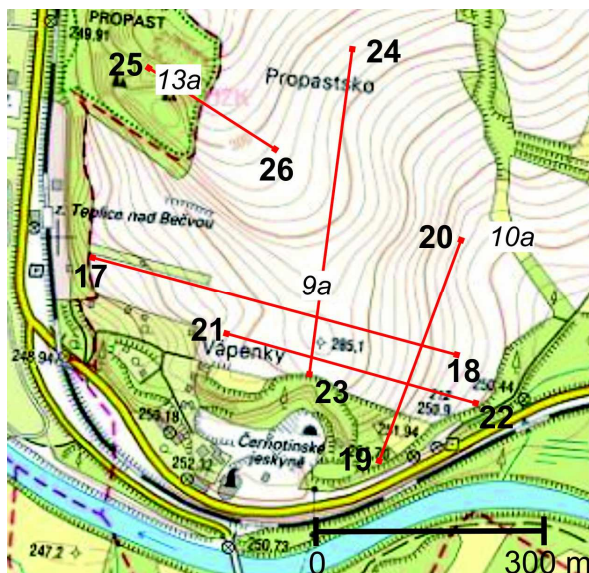
Na základě výsledků měření odporového profilování **Oblasti 2** (obr. 27) lze vyčlenit několik poznatků: (1) doména vodivého sedimentárního pokryvu odpovídá sedimentům karpatské předhlubně zejména na severu oblasti, z jihu a jihovýchodu již nastupují sedimenty karpatských příkrovů. Uvedené sedimenty jsou na měřeném území většinou překryty jejich eluvem a kvartérními sprašemi. (2) v oblasti je dále možné označit a potvrdit blok kulmských hornin (východně od vrcholu Skalka). (3) členité, ale masivní vápencové těleso Skalky je z J a V nápadně strmě omezeno, není vyloučeno, že se jedná o elevaci tvaru mogotu (taktéž na modelu interpolace vrtů M. Bíla - obr. 9 se vrchol Skalka jeví jako vápencová elevace), případně že alespoň z uvedených stran obklopuje vápence Skalky krasové údolí. Měření bylo z dalších stran omezeno pozemkem hranické cementárny. (4) Na základě geofyzikálních dat odporového profilování v prvních dvou oblastech, vrtných dat a interpretace Tomka (1974) - kapitola 3.5 lze

říci, že celé hřbetovité vápencové těleso - krasová plošina (vrchol Skalka - Malá Kobylanka) tak jak západně upadá do Moravské brány, tak východně spadá pod příkrovy karpatských příkrovů a to místy relativně prudce. Tyráček (1962) popisuje tuto j. a jv. exponovanou část krasu jako značně ovlivněnou abrazí miocenního moře.

### 6.3 ODPOROVÁ TOMOGRAFIE - OBLAST 3 - „PROPASTSKO“

Oblast se nachází jihovýchodně od Hranické propasti a východně od železniční zastávky Teplice nad Bečvou, na tzv. Propastsku (obr. 28). Geologickou situaci popisuje Otava et al. (2008) - obr. 7: vápence macošského souvrství vychází k povrchu v jižním cípu NPR Hůrka a v oblasti tehdejších Černotínských jeskyní, lomu Na Kučách. V oblasti jsou popisovány miocenní vápnité pískovce (černotínské pískovce) a spraše a sprašové hlíny (navrtány i Geršlem et al. 2007). Pískovce vychází na povrch kolem propasti, na výchozu v poli cca 200 m jv. od propasti, a hlavně východně, v remízku. Z jihu a západu je území lemováno údolím Bečvy. Na Propastsku se nachází několik závrťů a ventarol (obr. 6) a kdysi zavalené nebo odtěžené rozsáhlé Černotínské jeskyně.

V oblasti bylo naměřeno 5 profilů odporového profilování.



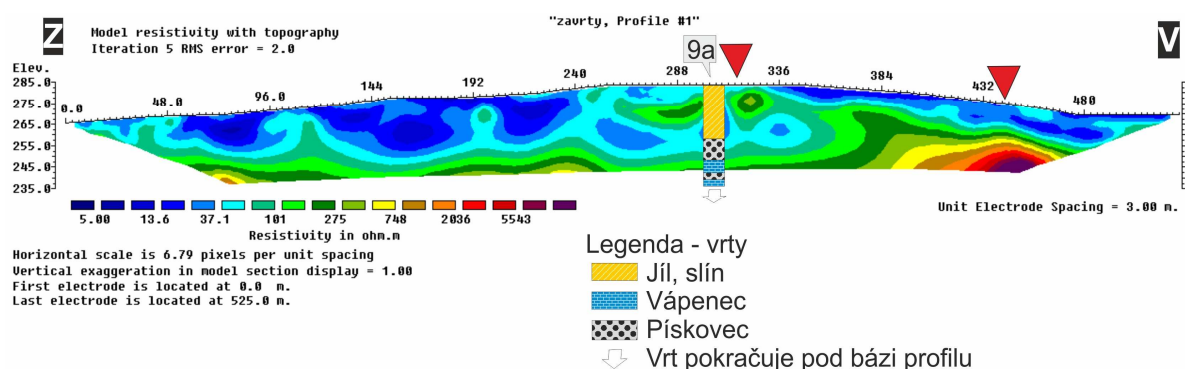
Obr. 28: Oblast 3 s profily odporového profilování (červeně) a vrty; [www.nahlizenidokn.cuzk.cz](http://www.nahlizenidokn.cuzk.cz)

### PROFIL 17-18 (obr. 29)

Profil s roztečí 3 m, délkou 525 m, směru Z-V. Hloubka profilu 35 - 38 m.

Profil byl naplánován pro možnost zachycení Travěncem popisované závrtové řady, zejména pak závrťů Rotvy, Pupek a Čtyřlístek, projevující se jako nápadné dolíky na povrchu (obr. 6). Profil byl tažen přes středy povrchových depresí a pro vyšší rozlišení byla zvolena menší rozteč elektrod.

Převážná část profilu je do hloubky cca 25 m, při konci profilu méně, tvořena doménou vodivých sedimentů o měrném odporu do 100  $\Omega$ .m; 30 m severně vzdálený vrt 9a uvádí do hloubky 26 m jílu, do 36 m písek a pískovec, hlouběji pak zkrasovělý vápenec s vložkou písku. Vápence a na nich patrně místy miocénní pískovce se jeví při bázi profilu po jeho celé délce; doména vápence s vysokou hodnotou odporu - nad 2000  $\Omega$ .m se bezpečně dá interpretovat kolem 450. m, kde vychází cca 15 m pod povrchem. Pro velkou mocnost pohřbení krasu a nedostatečný hloubkový dosah metody nejsou závrtové struktury evidentní. Byla uvažována možnost, že řada závrťů je vázána na vodivou strukturu ve smyslu Geršla et al. (2007) - obr. 12, proto byly vedeny i kolmé profily.



Obr. 29: profil 17-18

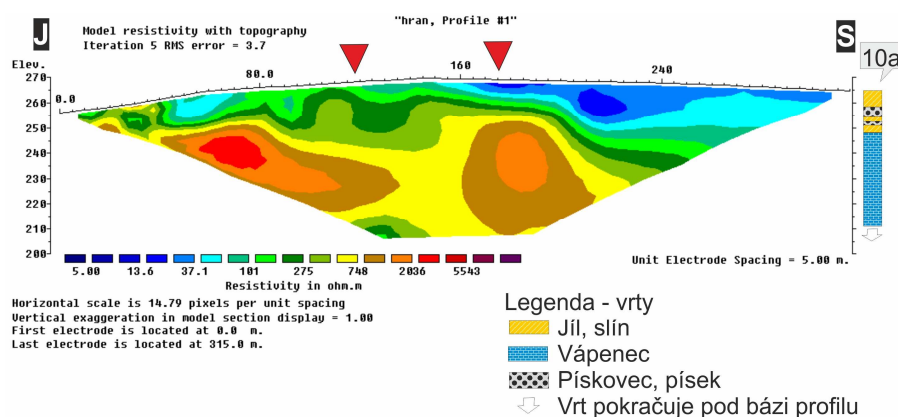
### PROFIL 19-20 (obr. 30)

Profil s roztečí 5 m, délkou 315 m, směru S-J.

Kolmý profil byl zvolen pro objasnění možnosti vodivé struktury, na níž by byla popisovaná řada závrťů vyvinuta. Tato zóna, s předpokládanými nižšími hodnotami měrného odporu byla předpokládána v bodě křížení s profilem 17-18 (kolem 170. m), v závrťu Čtyřlístek. Dalším možným cílem profilu byly náznaky existence Černotínských jeskyní, profil byl však jižně

limitován silnicí. Vzhledem k nedostatečnému hloubkovému dosahu v této oblasti u předchozího profilu byla zvolena rozteč elektrod 5 m.

Dle povrchových výskytů po cca 50. m profil zjevně začíná na vápencovém podkladu při lomu Na Kučách, odporové hodnoty kolem 500 - 2000  $\Omega\cdot\text{m}$  odpovídají domněně zkrasovělých vápenců. Ve vrtu 10a za koncem profilu byly navrtány jíly s vložkami písku a pískovce a od 18. m tektonicky porušené, zkrasovělé vápence. Lze předpokládat, že podloží je zde právě tvořeno zkrasovělými a porušenými vápenci, jsou patrné dva bloky vápenců o měrných odporech 1000 – 3000  $\Omega\cdot\text{m}$ . Ke konci profilu pak přibývá mocnost vodivých sedimentů s měrným odporem pod 100  $\Omega\cdot\text{m}$ . Vodivá zóna není patrná, nedá se potvrdit, avšak pro malou citlivost metody vůči vertikálním strukturám ani vyloučit.



Obr. 30: profil 19-20

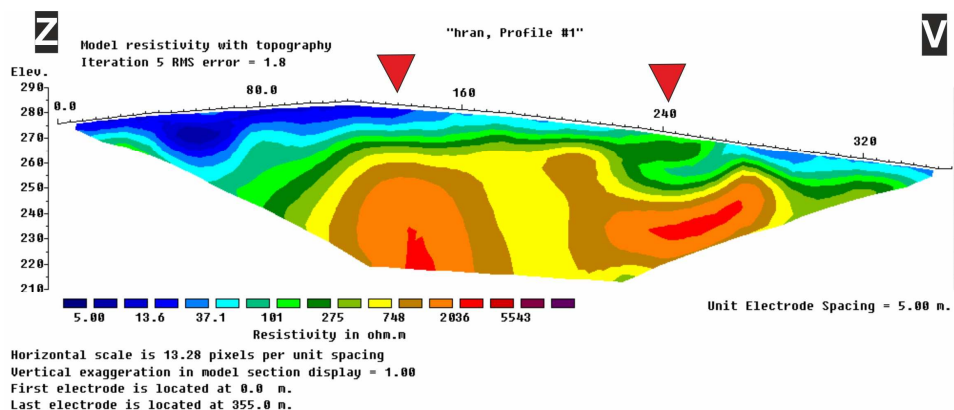
### PROFIL 21-22 (obr. 31)

Profil s roztečí 5 m, délkou 355 m, směru Z-V.

Profil je rovnoběžný s profilem 17-18, vede 65 m jižněji, v nejbližším místě necelých 20 m od hrany lomu Na Kučách, budovaného vápenci macošského souvrství. Podobně jako u předchozího, byl veden v místech, kde se dal očekávat pozůstatek jeskynního systému.

Hodnoty měrných odporů jsou velmi podobné jako u předchozího profilu. Jsou patrné dva vápencové bloky o měrných odporech 2000 – 5000  $\Omega\cdot\text{m}$ , obklopené patrně zkrasovělými a tektonicky porušenými vápenci o nižších hodnotách měrného odporu, cca 500 - 2000  $\Omega\cdot\text{m}$ . Mocnost domény vodivých sedimentů pod 100  $\Omega\cdot\text{m}$  kolísá mezi 10 – 20 m.





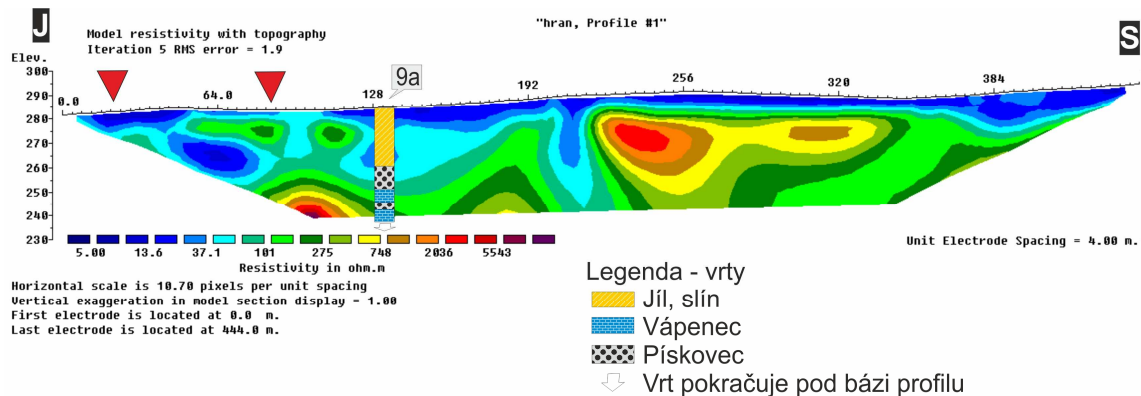
Obr. 31: profil 21-22

### PROFIL 23-24 (obr. 32)

Profil s roztečí 4 m, délkou 444 m, směru J-S.

Profil začíná na hraně lomu Na Kučách ve vápencích macošského souvrství, pokračuje přes výrazný závrť Pupek a směřuje k Hranické propasti. Cílem profilu bylo proměřit závrť i v kolmém směru, s větší roztečí, protnout některou z výše Geršlem et al. (2007) popisovaných vodivých struktur spjatou s propastí a také získat informace o podloží širšího území. Profil by mohl protnout i předpokládaný zlom zakreslený na geologické mapě ČGS (příloha 1).

Na začátku profilu hodnoty měrných odporů, které by vypovídaly o vápencích (zkříženého profilu 21-22) již zastiženy nejsou. Kolem 100. m jsou v hloubce kolem 10 m nápadná tělesa o relativně vyšším odporu (kolem 200 – 300  $\Omega$ .m), která jsou patrná i na profilu 17-18 kolem 310. metru. V těchto místech se nachází výrazný závrť Pupek. Odporové hodnoty i vrt 9a ukazují, že v tomto úseku podloží tvoří vodivé jílovité sedimenty, pod nimi jsou polohy písku a pískovce, doména patrně zkrasovělého vápence o měrném odporu nad 300  $\Omega$ .m je indikována ve spodní části profilu, v hloubkách kolem 30 – 40 m. Nápadná vertikální vodivá struktura na 200. – 210. metru se jeví jako tektonická porucha, na níž bylo severní těleso patrně zkrasovělých vápenců vyzvednuto až o 30 metrů.



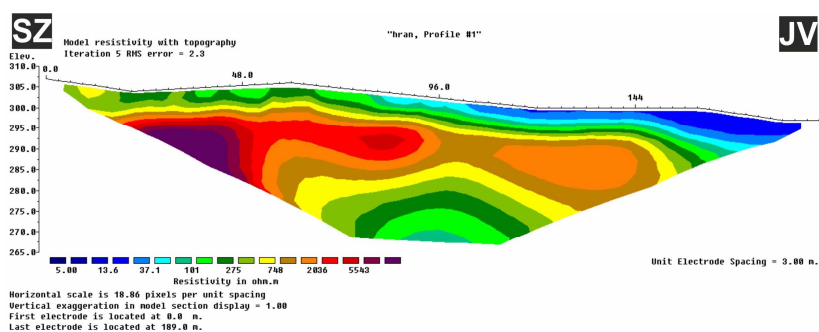
Obr. 32: profil 23-24

### PROFIL 25-26 (obr. 33)

Profil s roztečí 3 m, délkou 189 m, směru SZ-JV.

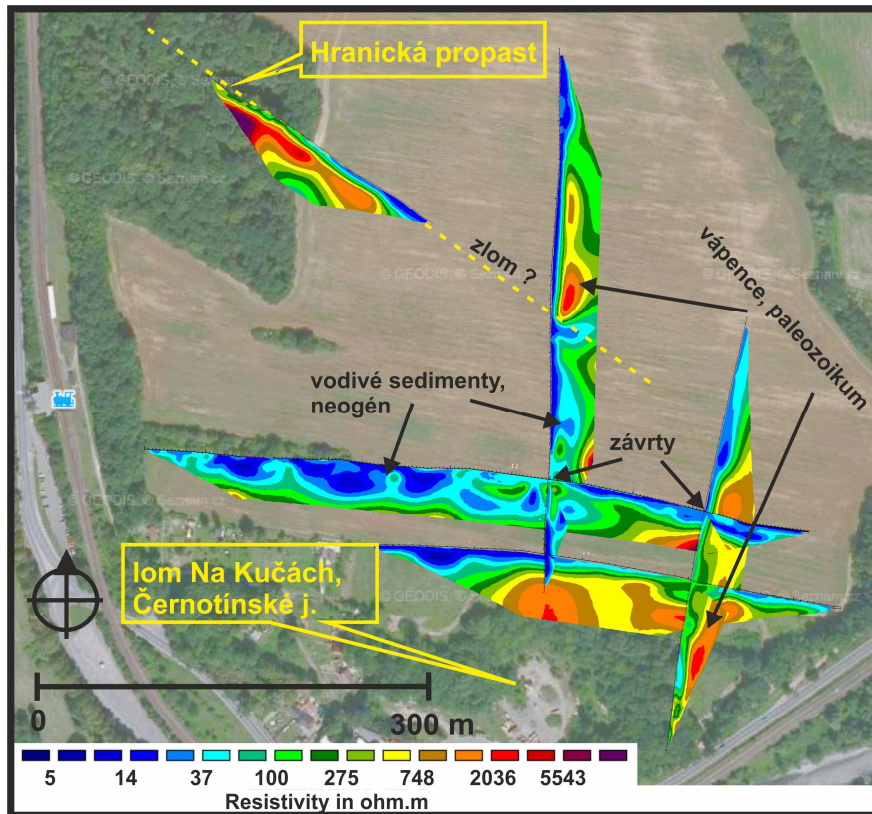
Profil začíná na jižní hraně Hranické propasti, na rozhraní vápenců líšeňského a macošského souvrství dle Otavy et al. (2008). V této oblasti se nachází i výskyty miocénních pískovců, na stěně propasti i jako eluvium na poli. Směr profilu je paralelní s vodivými zónami.

Hodnoty měrných odporů nad 2000  $\Omega$ .m znázorňují doménu masivních vápenců. Převážná část profilu nabývá hodnot odpovídajícím zkrasovělým vápencům (500 - 2000  $\Omega$ .m), které sahají v první polovině profilu až k povrchu. V druhé polovině profilu vápenec pokrývá jen několik metrů mocný vodivý sedimentární pokryv. Zóna o nižších odporech při bázi profilu je nejasná.



Obr. 33: profil 25-26

### INTERPRETACE OBLASTI 3 - „PROPASTSKO“



Obr. 34: interpretace Oblasti 3

**Oblast 3** (Obr. 34) byla měřena zejména pro objasnění závrtové řady podle Travěnce et al. (2002) na tzv. Propastsku (dva na povrchu nejnápadnější závrty jsou v místech křížení na profilu 17-18). Byla uvažována možnost, že řada závrťů je vázána na vodivé struktury ve smyslu Geršla et al. (2007), proto byly vedeny i kolmé profily. (1) pro velkou mocnost pohřbení krasu a nedostatečný hloubkový dosah (rozteč 3, resp. 4 m) nejsou závrťové ani vodivé struktury průkazné, vyloučit je však díky limitaci metody nelze. V místě závrty Pupek (obr. 6; křížení profilů 17-18 a 23-24) se však 10 - 15 m pod povrchem jeví nápadná struktura, patrně pozůstatek zkrasovělých vápenců, která by mohla odpovídat závrty. (2) přibližně v polovině profilu 23-24 je evidentní vodivá zóna, kterou lze interpretovat jako tektonickou poruchu, jejíž směr i poloha se shoduje se směrem předpokládaného zlomu, na kterém je vyvinuta Hranická propast. (3) Za pomoci vrtných dat lze v podloží oblasti interpretovat značně zkrasovělé a tektonicky porušené

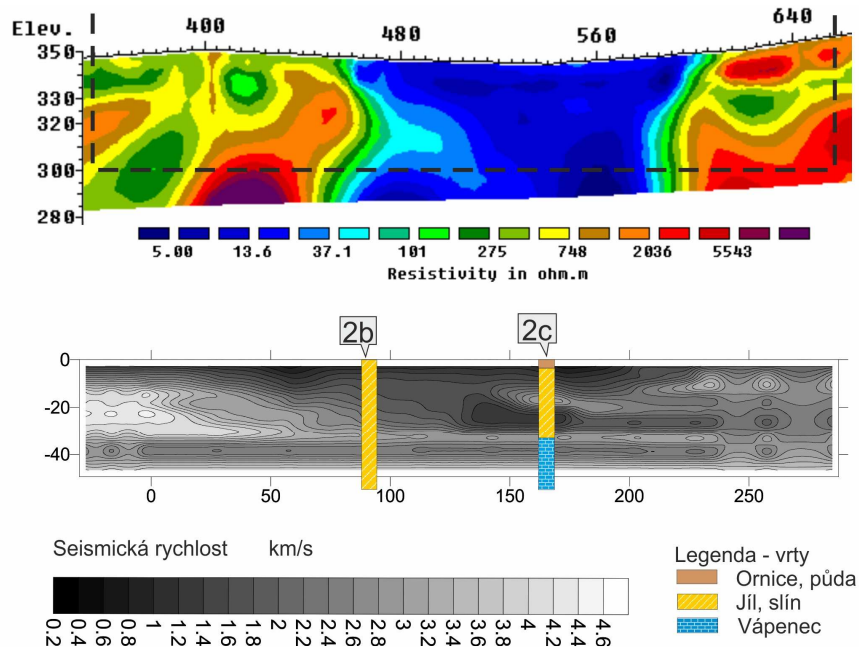
vápence macošského souvrství, místy překryté miocénními pískovci, jílovitými sedimenty (patrně pliocén) a kvartérními sprašemi.

## 6.4 SEISMICKÁ TOMOGRAFIE - OBLAST 1 - „KOBYLANKY“

Pro srovnání geofyzikálních dat z dvou odlišných metod byl pro metodu refrakční seismiky vybrán úsek profilu odporové tomografie 3-4 v oblasti mezi Velkou a Malou Kobylankou, tedy v místech vertikálního přechodu zkrasovělých vápenců a klastických jílovitých sedimentů. Znázornění profilu a popis měřené oblasti je v kapitole 6.1.

### PROFIL 3S-4S

Tomografický řez rychlostí je znázorněn ve spodní části obrázku 35. Vzhledem k síle zdroje seismických vln je výpovědní hodnota řezu seismických rychlostí omezena přibližně 30. m. Podloží zde nabývá hodnot seismických rychlostí cca 1 - 4.5 km/s. S pomocí interpretace shodné části profilu odporové tomografie a údajů z vrtů (2b, 2c) lze seismické rozhraní mezi značně zkrasovělými vápenci (vyšší rychlosti) a jílovými klastickými sedimenty (nižší rychlosti) určit okolo 2.5 - 3 km/s. Některé tvary litologických domén obou metod lze spolu korelovat.



Obr. 35: tomografický řez rychlostí profilu refrakční seismiky 3s-4s (spodní část obrázku); nad ním je odpovídající výřez odporové tomografie profilu 3-4.

## 6.5 LITOLOGICKÉ DOMÉNY DLE GEOFYZIKÁLNÍCH DAT

Z inverzních modelů **odporového profilování** můžeme na základě hodnot měrných odporů a korelací s vrtnými daty indikovat několik litofacií - litologických domén: (a) nízké hodnoty měrného odporu do 100  $\Omega\cdot\text{m}$  indikují vysoce vodivé, nejčastěji jílovité klastické sedimenty, které tvoří pokryv krasu nebo vyplňují krasové kapsy a endokras. Podle korelace s vrtnými daty se jedná zpravidla o miocenní jíly karpatské předhlubně, případně flyšové sedimenty karpatských příkrovů; (b) hodnoty v rozmezí cca 300 - 1000  $\Omega\cdot\text{m}$  místy značí kulmské horniny, například v oblasti vrcholu Skalka, NPR Hůrka; (c) hodnoty nad cca 2000  $\Omega\cdot\text{m}$  odpovídají masivním vápencům macošského nebo líšeňského souvrství; a (d) středně vysoké hodnoty měrného odporu 300 - 1500  $\Omega\cdot\text{m}$  uvnitř nebo na okrajích masivních vápenců jsou interpretovány jako zkrasovělé povrchové zóny vápenců nebo endokras ve vápencových tělesech, obvykle vyplněný vodivými sedimenty.

Uvedené hodnoty jednotlivých domén jsou srovnatelné s hodnotami měrných odporů z práce Vodehnala (2011), který se zabýval toutéž metodikou v oblasti javoříčského krasu. Jako rozhraní vápenců a vodivých sedimentů (pokryv, nebo výplň jeskynních chodeb a komínů) udává převážně 600 - 800  $\Omega\cdot\text{m}$ , značně zkrasovělé vápence pak od 300 - 400  $\Omega\cdot\text{m}$ . Rozhraní mezi kulmskými sedimenty a vápenci pak kolem 600 - 700  $\Omega\cdot\text{m}$ .

Dle tomografického řezu seismických rychlostí **refrakční seismiky** lze měřené oblasti indikovat: (a) doménu zkrasovělých vápenců v rozmezí 2.5 - 4.5 km/s; (b) doménu klastických jílovitých sedimentů o seismických rychlostech 1 - 2.5 km/s.

V porovnání s prací Koubové (2012) z východní strany lomu Skalka v hranickém krasu jsou mnou naměřené hodnoty obou litologických domén při vertikálním rozhraní poněkud vyšší; autorka popisuje terciérní a kvartérní sedimenty (odpovídající jílovitým sedimentům) o seismických rychlostech 0,3 - 0,8 km/s, vápence pak popisuje jako doménu o rychlostech 1 - 3 km/s.

Uvedené litologické domény obou geofyzikálních metod jsou v souladu s údaji Mussetta a Khana (2000) - kapitoly 4.1.1 a 4.2.1.

Lze rozhodně říci, že rozhraní a vymezení jednotlivých litologických domén v pohřbeném krasu je evidentnější při porovnávání jejich odporových vlastností, nežli seismických rychlostí.

## 7. ZÁVĚR

Jak je patrné z výsledků měření a korelací s vrty, metoda odporového profilování je díky relativně vysokému odporovému kontrastu vhodnou metodou k mapování podpovrchových krasových jevů. Nevýhodou u detekce krasových struktur menší velikosti je limitace v kompromisu mezi rozlišením a hloubkovým dosahem metody.

Srovnávací metoda refrakční seismiky indikuje podobný průběh litologických domén v pohřbeném krasu, evidentně však udává méně jasné výsledky než odporová tomografie. Další její nevýhodou je relativně malý hloubkový dosah při ručním buzení seismických vln (cca 30 m).

Na základě inverzních modelů odporového profilování byly v několika případech zpřesněny představy o jednotlivých již dříve předpokládaných krasových jevech i morfologii pohřbených částí hranického krasu (viz. kapitola 3.5), přesto je však nutno zdůraznit, že vygenerovaná 2D geofyzikální data pouze nastiňují reálný pohled na pohřbený reliéf.

Geofyzikální měření potvrzují zejména názory Tyráčka (1962) o předmiocénním tropickém krasovění v hranickém krasu s reliktními krasovými tvary, zejména s mogoty. Nelze však říci, že veškeré výchozy vápenců pohřbeného hranického krasu jsou vrcholovými partiemi mogotů nebo krasových kuželů. Geofyzikálně se to podařilo vyloučit v případě Malé Kobylanky, taktéž výchoz Nad Kostelíčkem (z. od lomu Skalka) se nezdá být s ohledem na interpolaci vrtů ze všech stran strmě vertikálně omezen. Lze se však připojit i k interpretaci Tomka (1974), který z morfologie hranického krasu interpretuje jak krasové jevy (krasové údolí), tak i tektoniku (vertikální pohyby ker); ve větším měřítku lze v práci předpokládat i vliv násunu karpatských příkrovů, zejména pak v souvislosti s prudkým ponořením vápencových bloků ve směru SV - JZ. Krasové tvary popisované Otavou (2006) především na základě interpolací z vrtů M. Bíla nebyly geofyzikálním měřením objasněny, přesto však interpretace jimi protnutých 2D profilů může odpovídat jejich existenci.

Zásadním zjištěním bylo objasnění morfologie vápencového tělesa Velké Kobylanky ze z. – v. a s. – j. strany, které svým tvarem odpovídá pohřbenému mogotu o rozměrech cca 300 x 200 m a výškou minimálně 65 m. Pohřbenou zbytkovou elevací po intenzivním krasovění může být i vrch Skalka, nápadně strmě omezen ze tří světových stran.

Jednotlivé interpretace oblastí a diskuse je pro každou z oblastí uvedena v práci - kapitola 6.

## 8. LITERATURA

Bábek, O., Otava, J. (2006): Biostratigrafické doklady pro tence šupinovitou stavbu hranického paleozoika, moravskoslezská zóna. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2005, 8, s. 60-63., Brno.

Badmus, B. S., Olatinsu, O. B. (2009): Geoelectric mapping and characterization of limestone deposits of Ewekoro formation, southwestern Nigeria. - Journal of Geology and Mining Research, 1, 1, s. 8-18.

Bosák, P., Geršl, M., Šimečková, B. in Hromas, J. (et. al) (2009): Jeskyně. Chráněná území ČR, XIV. - AOPK ČR a Eko Centrum Brno, 608 s., Praha.

Bosák, P., Ford, D., C., Głazek, J., Horáček, I. (1989) : Paleokarst. A systematic and regional review. - Academia, 728 s., Praha.

Bosák, P. (1995): Paleokarst of the Bohemian Massif in the Czech Republic: an overview and synthesis. - International Journal of Speleology, 24, s. 3-39.

Bosák, P. (2003): Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated?. – Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1, 3, s.1-24.

Brzobohatý, R., Cicha, I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, MZM a PřF MU Brno, s. 123–128., Brno.

Czudek, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. - Sursum, 213 s., Tišnov.

Čížek, P., Tomek, Č. (1991): Large-Scale Thin-Skinned Tectonics in the Eastern Boundary of the Bohemian Massif. – Tectonics 10, 2, s. 273–286.

Demek, J. (1987): Obecná geomorfologie. - Academia, 480 s., Praha.

Demek, J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Dobiáš, D., Havlíček, M., Hrádek, M., Kirchner, K., Lacina, J., Pánek, T., Slavík, P., Vašátko, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČSSR. Hory a nížiny. - AOPK, 584 s., Brno.

Dolníček, Z., Zapletal, J., Lehotský, T., Zimák, J. (2008): Geologické exkurze po Olomoucku. - UP Olomouc, 49 s., Olomouc.

Dudek A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd. 90, 8, s. 3-85.

Dvořák, J., Friáková, O. (1978): Stratigrafie paleozoika v okolí Hranic na Moravě. – Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 18, s. 1-50., Praha.

Dvořák, J. (1991): Geology of the carbonate evolution of the Devonian and the Lower Carboniferous near Grygov, Přerov, Sobišky and Hranice (Northern Moravia). – Scripta Geology, 21, s. 37-62., Brno.

Dvořák, J. (1995): Tektonický a morfologický vývoj Jv. okraje Českého masívu při podsouvání pod Karpaty.– In: Hamršmíd, B. (ed): Nové výsledky v terciéru Západních Karpat II, - MND, s. 67 - 71., Hodonín.

Dvořák, V. (2004): Orientační strukturní analýza vápenců Hranického krasu. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2003, s. 42-45., Brno.

Dvořák, J., Chlupáč, I., Svoboda, J. (1957): Zpráva o podrobném geologickém mapování devonu u Hranic na Moravě. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1956, s. 44 - 47., Praha.

Dvořák, J., Svoboda, J., Chlupáč, I. (1958): Geologické poměry devonu u Hranic na Moravě. – Sbor. Ústř. Úst. Geol., 24, 1, s. 237-274., Praha.



Eliáš, M. (1959): Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu hornin podslezské jednotky z vrtny H 507 v Černotíně u Hranic. - MS Archiv Čes. Geol. Úst., 26 s., Praha.

Eliáš, M. (1998): Sedimentologie podslezské jednotky. - ČGS, 48 s., Praha.

Eliáš, M., Pálenský, P., Růžička, M. (2002): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přilehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubeň). – Zpr. geol. výzk. v r. 2001, s. 22–24., Praha

Ford, D., C., Williams, P., W. (1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - Unwin Hyman, 601 s., London.

Ford, D., C., Palmer, A., N., White, W., B. (1988): Landform development, Karst, - Hydrogeology, Geological Society of America, O-2, s. 401-412., Colorado.

Geršl, M., Kalenda, P., Havlín, A., Duras, R. (2007): Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí hranické propasti. - Geol. Výzk. Mor. Slez., 14, s. 92-94., Brno.

Gilíková, H., Maštera, L., Otava, J. (2003): Charakteristika spodnokarbonských klastických sedimentů na listu 25-123 Hranice. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2002, s. 44-47., Brno.

Havíř, J., Dvořák, V., Otava, J. (2003): Nové výsledky strukturního studia paleozoika v okolí Hranic. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2002, s. 48-51., Brno.

Havíř, J., Bábek, O., Otava, J. (2004): Vztah struktur, stratigrafie a krasovění ve Zbrašovských aragonitových jeskyních. - Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2003, s. 46-50., Brno.

Cháb, J., Breitner, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. - Česká geologická služba, 284 s., Praha.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2011): Geologická minulost České republiky. - Academia Praha, 436 s., Praha.

Jurková, A. (1971): Vývoj badenske čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku. – Geol. Práce, Správy, 57, s. 155-160., Bratislava.

Kodym, O. st. (1960): O genezi Hranického krasu. – Čas. Mineral. Geol., 5, 3, s. 262-264., Praha.

Koubová, H. (2012): Využití mělkého refrakčního a reflexního seismického profilování v geologii. - Bakalářská práce, Univerzita Palackého v Olomouci, 60 s., Olomouc.

Klimchouk, A., B., Ford, D., C., Palmer, A., N., Dreybrodt, W. (2000): Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers. - Natl. Speleol. Soc. s. 1-521., Huntsville.

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. - Academia, 172 s., Praha.

Loeke, M., H. (1999): Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys. - Penang, 57 s., Malaysia.

Man, O., Prokeš, I., Šafránek, V. (1958): Zpráva o geoelektrickém průzkumu prováděném v roce 1958, oblast Teplice nad Bečvou. - Československé naftové doly. 17 s., Brno.

Meyberg, M., Rinne, B. (1995): Messung des  $3\text{He}/4\text{He}$ -Isotopenverhältnisses im Hranicka Propast (Tschechische Republik). - Die Höhle, 45, 1, s. 5-8., Wien.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. - Státní pedagogické nakladatelství. 336 s., Praha

Mussett, A., E., Khan, M., A. (2000): Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics. - Cambridge University Press, 470 s., Cambridge.

Otava, J. (2006): Současný stav znalostí polyfázového krasovnění hranického paleozoika. – Speleofórum 2006, s. 84-86., Praha.

Otava et al. (2008) Vysvětlivky a základní geologická mapa České republiky 1:25 000 list, 25-141 Kelč. Česká geologická služba, Praha.

Otava, J., Geršl, M., Havíř, J., Bábek, O., Kosina, M. (2009): Hranická propast - Očima geologů. - Ochrana přírody, roč. 64, 1, s. 18-22., Praha.

Otava, J. (2010): Geologický průvodce Hranickem aneb když se střetnou orogény. - Česká geologická společnost, 28 s., Praha.

Příbyl, J., Ložek, V., Jančařík, A., Kučera, B., et al. (1992): Základy karsologie a speleologie. - Academia, 354 s., Praha.

Satarugsa, P., Manjai, D., Yangme, W. (2004): Evaluation of 2-D resistivity imaging technique for mapping and monitoring of subsurface cavity collapsed into sinkhole, - ASEG Extended Abstracts 2004(1), s. 1-4., Sydney.

Schoor, M. (2002): Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. - Journal of Applied Geophysics 50, s. 393–399., Johannesburg.

Smolová, I., Vítek, J. (2007): Základy geomorfologie – vybrané tvary reliéfu. - Univerzita Palackého, 189 s., Olomouc.

Svozilová, M. (2009): Charakteristika krasových procesů a tvarů v oblasti hranického krasu. - Bakalářská práce. Univerzita Palackého Olomouc, 118 s., Olomouc.

Šafář J., et al. (2003): Olomoucko. Chráněná území ČR. - AOPK ČR a EkoCentrum Brno, 454 s., Praha.

Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M., Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mezozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku, in Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska. - Moravské zem. muz., PřF MU Brno, s. 107-122., Brno.

Šmejkal, V., Hladíková, J., Pfeiferová, A., Melková, J. (1974): Istotopic composition of carbon and oxygen in speleothems from karst caves in northern Moravia. - in Čadek, J.: Proceedings of International Symposium on Water-Rock Interaction. - ÚÚG, s. 363-367., Praha.

Šteffan, M., Melichar, R. (1996): Tzv. plástevnaté vápence a tektonika Hranického krasu. - Seminář Skupiny tektonických studií. Program, abstrakta, exkurzní průvodce, 48 s., Jeseník.

Tomek, Č. (1974): Detailní tíhové měření na vápencové lokalitě Černotín. - Geofyzika n.p., 20 s., Brno.

Travěnc, F., Klečková, Z., Orálek, M. (2002): Hranická Propast. Průvodce národní přírodní rezervací Hůrka s nejhlubší českou propastí. - ČSOP Valašské Meziříčí. 39 s., Valašské Meziříčí.

Tyráček, J. (1962): Fossilní kuželový kras u Hranic na Moravě. - Čas. Mineral. Geol., 2, s. 176-181., Praha.

Vodehnal, O. (2011): Mělký geofyzikální průzkum podpovrchových krasových jevů v okolí Javoříčka. - Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci, 69 s., Olomouc.

Waltham, T. (2008): Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst. - Cave and Karst Science, 35 3, s. 77-88.

Witten, A., J., (2006): Handbook of Geophysics and Archeology. - Equinox Publishing Ltd, 329 s., London.

Zhou, W., Beck, B., F., Adams, A., L. (2002): Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. - Environmental Geology, 42, 6, s. 922-928.

Zukalová, V., Chlupáč, I. (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti. - Čas. Mineral. Geol., 27, 3, s. 225-241., Praha.

M. Bíl - nepublikované materiály

GF Instruments: Short guide for resistivity and induced polarization imaging; manuál

Pedologické mapy AOPK ČR: <http://mapy.geology.cz/pudy/>

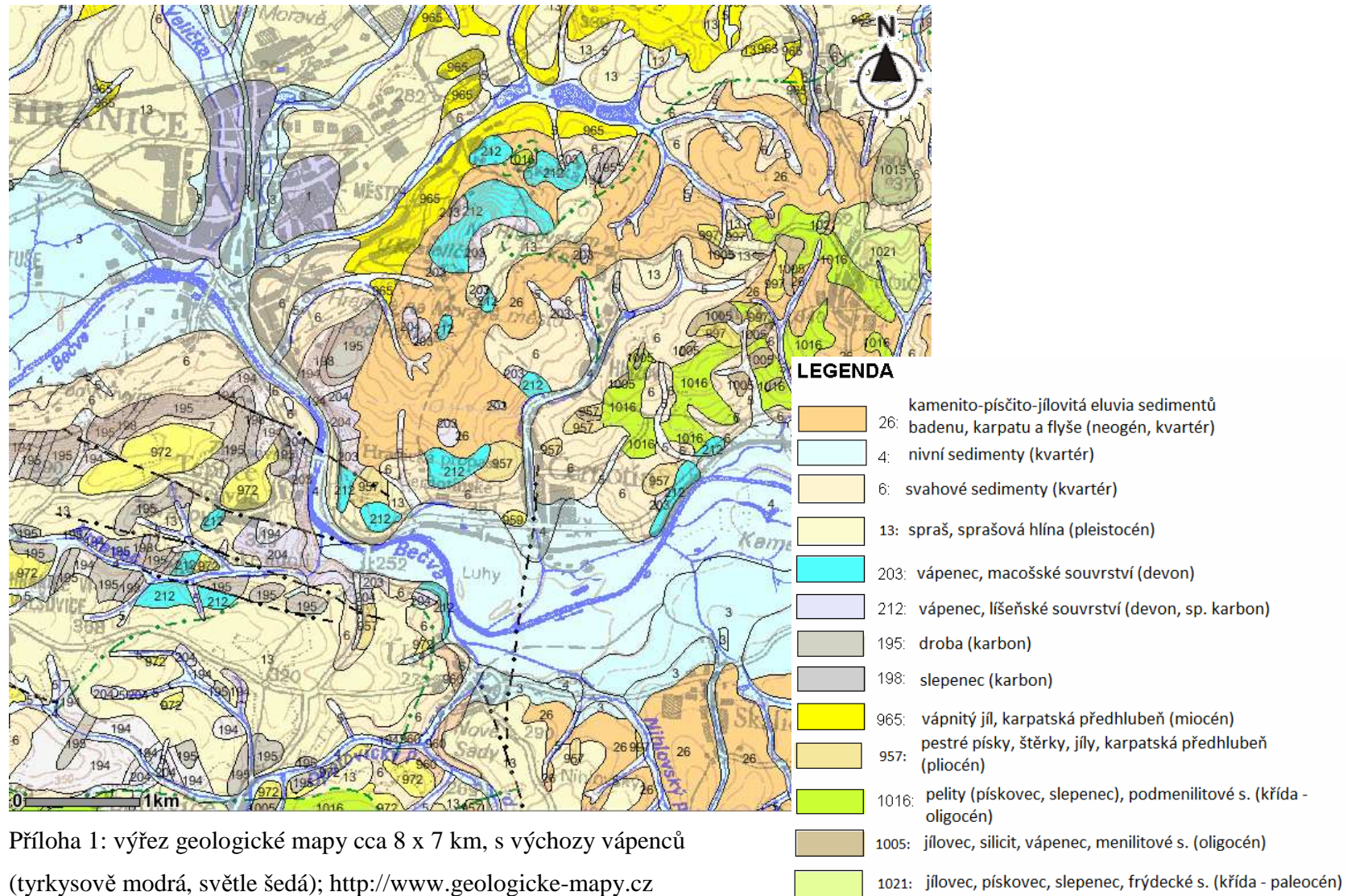
Geologické mapy: <http://www.geologicke-mapy.cz>

[www.geofond.cz](http://www.geofond.cz)

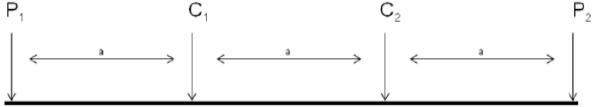
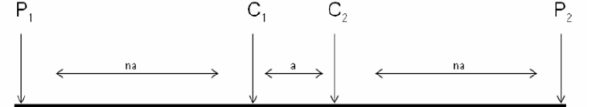
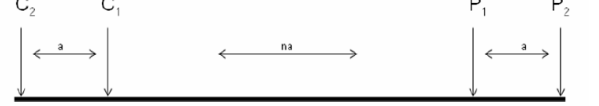
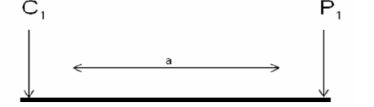

[www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

[www.nahlizenidokn.cuzk.cz](http://www.nahlizenidokn.cuzk.cz)

## PŘÍLOHY



Příloha 1: výřez geologické mapy cca 8 x 7 km, s výchozy vápenců (tyrkysově modrá, světle šedá); <http://www.geologicke-mapy.cz>

METODA MĚŘICÍHO USPOŘÁDÁNÍ	USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD	HLOUBKOVÝ DOSAH / DÉLKA PROFILU	POUŽITÍ
<b>Wenner</b>	 <p>C1, C2 proudové el., P1, P2 potenciálové el., rovnoměrně</p>	cca 1 / 6 vzdálenosti, mělká	malé horizontální rozlišení - nevhodné pro zkoumání hlubších struktur, odolné proti elektrickému šumu, citlivé ve vertikálním směru - vertikální změny horizontálních vrstev
<b>Schlumberger</b>	 <p>různý rozestup proudových a potenciál. el.</p>	1 / 5 vzdálenosti, střední o 10 % více než W	nejpoužívanější, vhodný kompromis vertikálních a horizontálních struktur – pukliny, žíly, kontakt vrstev
<b>Dipól-dipól</b>	 <p>různý rozestup proudových a potenciál. el.</p>	1 / 5 vzdálenosti, střední	málo citlivé vertikálním změnám horizontálních vrstev, citlivé pro vertikální struktury – praskliny, žíly, mělké dutiny
<b>Pól-pól</b>	 <p>nutno vnějších el. C2 a P2 kolmo ve vzdálenosti 5x rozestupu C1 a P1</p>	až 70 % vzdálenosti, hluboká	málo používané, malé rozestupy – archeologie, největší horizont. a vert. pokrytí, nejmenší rozlišovací schopnost, hluboké struktury
<b>Pól-dipól</b>	 <p>asymetrické, potřeba měřit i zrcadlově, nutno el. C2 ve vzdál. 5x rozestupu C1 a P1</p>	asi 1 / 3 vzdálenosti, hluboká	vertikální struktury s hlubokým rozsahem, dobré horizontální pokrytí

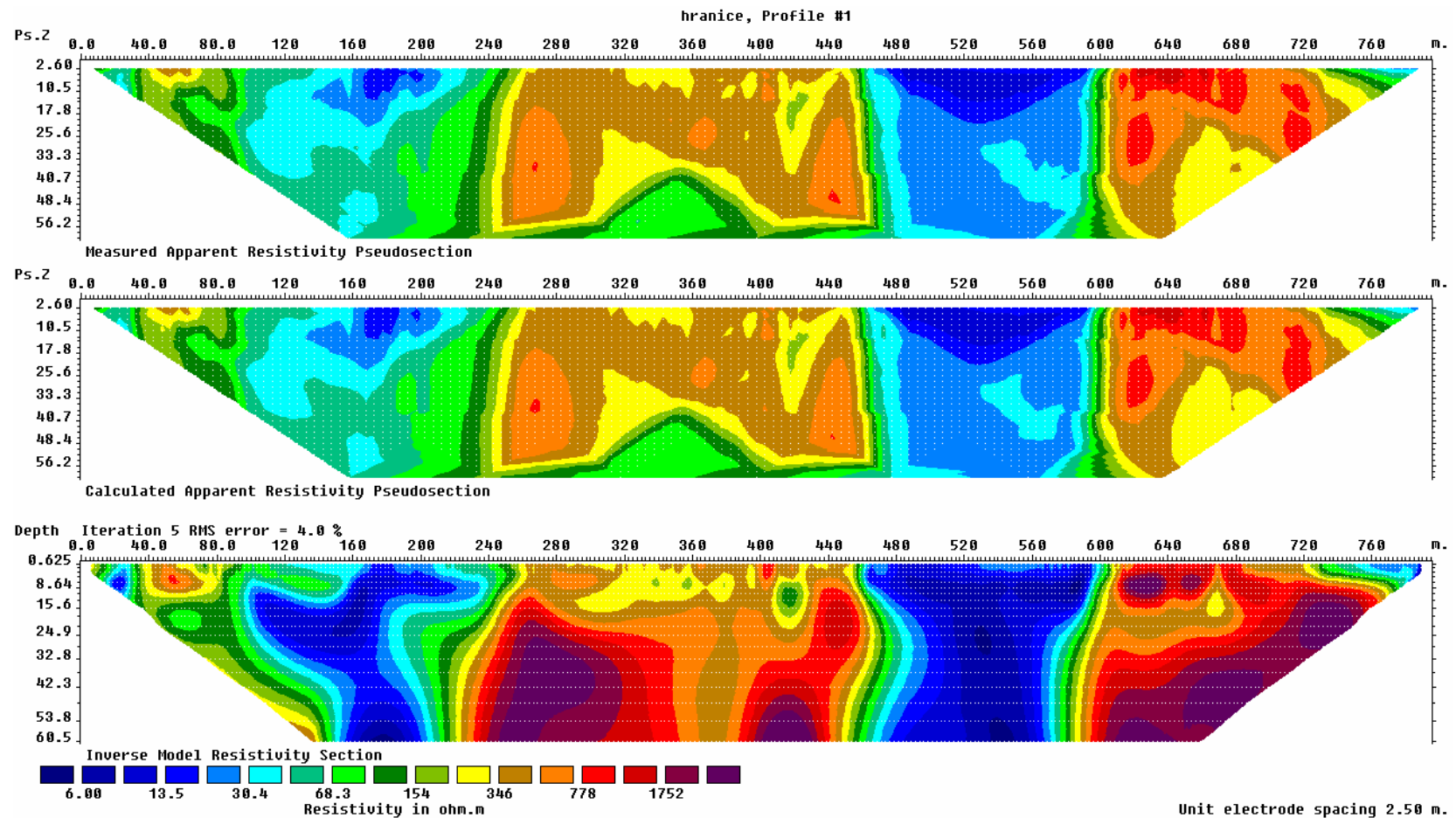
Příloha 2: metody měřicích uspořádání při odporovém profilování a jejich charakteristiky, podle údajů Loeke (1999), manuál GF Instruments



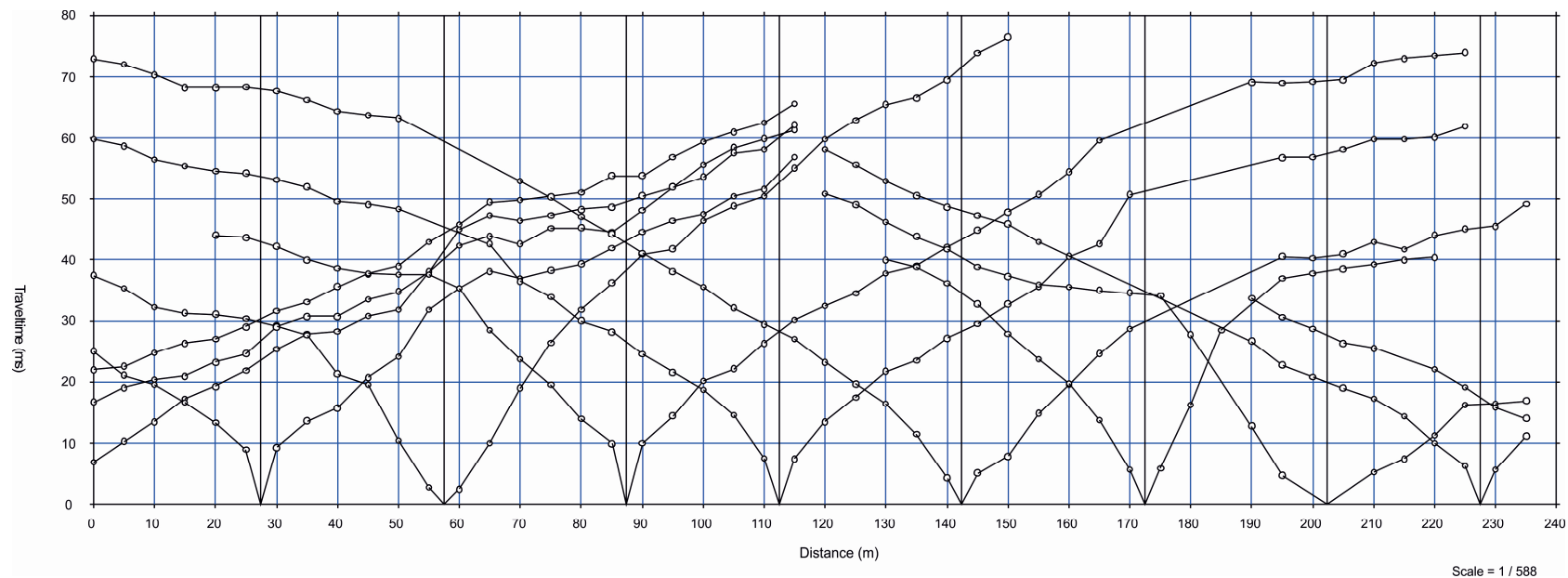


Příloha 3: fotografie přístroje ARES - vlevo a ABEM Terraloc Mk8 - vpravo; foto P. Dlešík





Příloha 4: model zdánlivého odporu a inverzní model měrného odporu metodou nejmenších čtverců; profil 3-4



Příloha 5: t-x diagram (systém hodochron) profilu 3s-4s - vodorovná osa vyjadřuje vzdálenost na profilu s jednotlivými body odpalů (m), na svislé ose je vyjádřen čas průchodu elastických vln od zdroje (ms); zakřivení hodochron tak udává změnu seismických rychlostí podloží

Označení vrtu	Klíč vrtu	Označení vrtu	Klíč vrtu
1a	466863	3a	466879
1b	466862	2d	466950
1c	466861	4a	466775
1d	466941	3a	466879
1e	466947	4b	466880
1f	466773	5a	466917
1g	466918	5b	466945
2a	465514	1f	466773
2b	466956	5c	466916
2c	466953		
2d	466950		

Příloha 6: klíče vrtů podél profilů v oblasti 1; [www.geofond.cz](http://www.geofond.cz)

Označení vrtu	Klíč vrtu	Označení vrtu	Klíč vrtu
6a	466674	8a	466662
6b	466673	8b	466925
6c	466886	8c	466888
7a	465744		
7b	466747		
7c	466655		
7d	466660		

Příloha 6: klíče vrtů podél profilů v oblasti 2; [www.geofond.cz](http://www.geofond.cz)

Označení vrtu	Klíč vrtu
9a	473205
10a	473204

Příloha 6: klíče vrtů podél profilů v oblasti 3; [www.geofond.cz](http://www.geofond.cz)