



KRYCÍ LIST – VÝSTUPY

Název výstupu	3D matematické modely rozložení teplot
Výzkumný program	Tepelný tok a teplotní podmínky v zemské kůře
Partner/partneři	Geofyzikální ústav AV
Termín zpracování	5/2020

Název projektu	Modernizace výzkumné infrastruktury RINGEN (RINGEN+)
Registrační číslo	CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_013/0001792
Žadatel	Univerzita Karlova – Přírodovědecká fakulta





Prognóza hlubinných teplot v oblasti krkonošsko-jizerského masivu

Jan Šafanda a Petr Dědeček Geofyzikální ústav AV ČR

Úvod

Oblast krkonošsko-jizerského masivu ohraničeného na západě Libercem, na jihu Jabloncem nad Nisou a Tanvaldem a na severu Raspendavou a Hejnicí (obr.1) patří k nejméně geotermálně prozkoumaným oblastem Česka. Je to způsobeno absencí vrtů vhodných pro geotermická měření a pro určení zemského tepelného toku. Přitom měření v polské části krkonošsko-jizerského masivu naznačují, že se jedná o oblast velmi nadějnou z hlediska využívání geotermální energie. Důvodem je zvýšená radioaktivní tepelná produkce granitoidů masivu a jejich velká mocnost. Studie shrnuje dosavadní znalosti a pomocí na nich založených válcově-symetrických geotermických modelů masivu a jeho okolí přináší prognózy rozložení teploty s hloubkou v oblasti a jejich srovnání s jednorozměrnými modely plutonu a jeho okolí.

Data

Jak je zřejmé z mapy tepelného toku Česka (Čermák et al., 1991), z oblasti krkonošskojizerského masivu nejsou k dispozici žádná měření tepelného toku. Nejbližší izolinie toku uvedená na mapě, 60 mW/m², vede po jeho jižním okraji. Nejbližší měření tepelného toku, 68 mW/m², pochází z vrtu Křižany (50° 44' s.š., 14° 52' v.d., 393 m n.m., hloubka 590 m), který leží v české křídové pánvi necelých 5 km od jejího severního okraje a přibližně 15 km západně od krkonošsko-jizerského masivu. Podle Čermáka a Jetela (1985) je pravděpodobné, že naměřený tok ve vrtu Křižany je nižší než tok přicházející z podloží pánve. Příčinou je redistribuce tepla podzemní vodou proudící zvodní v hloubce 535 – 600 m v blízkosti zóny vsakování na severním okraji pánve. Navržená korekce toku vede k podstatně vyšším hodnotám i pro malé hodnoty Darcyho rychlosti (Čermák a Jetel, 1985). Autoři konstatují, že hodnoty kolem 80 – 90 mW/m² neodporují předpokladu pokračování hlubinné struktury Oherského riftu na severovýchod. Nejbližší měření tepelného toku na jih od krkonošsko-jizerského masivu jsou z vrtů Košťálov (50° 34' s.š., 15° 24' v.d., 355 m n.m., hloubka 880 m) a Libštát (50° 33' s.š., 15° 25' v.d., 368 m n.m., hloubka 1040 m) s hodnotami 79 mW/m², respektive 81 mW/m². Vrty jsou situovány v permokarbonské podkrkonošské pánvi, přibližně 20 km od masivu.

V polské části krkonošsko-jizerského masivu byl geotermický průzkum proveden ve dvou vrtech. Prvním je vrt Cieplice C-1 (50° 52' s.š., 15° 41' v.d., 350 m n.m., hloubka 2002 m) s tepelným tokem 79 mW/m² (Dowgiallo, 1999) a vrt Czerwony Potok PIG-1 (50° 50' s.š., 15° 30' v.d., 730 m n.m., hloubka 200 m) s tokem 113 mW/m² (Bujakowski et al., 2016). Vzhledem k tomu, že teplotní profil ve vrtu Cieplice jeví výrazné známky konvektivního přenosu tepla v celém hloubkovém rozsahu vrtu (74 °C v hloubce 700 m, pokles teploty s hloubkou v intervalu 800 – 950 m, nulový gradient pod 1600 m) je otázkou, do jaké míry je určená hodnota tepelného toku reprezentativní pro potřeby predikce teploty ve větších hloubkách. Podle Bujakowského et al. (2016) je teplotní profil vrtu Cieplice považován vzhledem k neúplné dokumentaci o průběhu hloubení vrtu za sporný. Naopak geotermické měření ve vrtu Czerwony Potok lze považovat za poměrně spolehlivé.

Jeden z možných závěrů výše uvedeného přehledu je, že (i) hlubinný tok na Z a J okraji masivu





je vyšší než hodnota 60 mW/m² predikovaná mapou tepelného toku Česka a není vyloučeno, že dosahuje hodnot kolem 80 mW/m² a (ii) rozdíl mezi touto hodnotou a tokem 113 mW/m² naměřeným ve vrtu Czerwony Potok představuje příspěvek zvýšené tepelné produkce žulového krkonošsko-jizerského masivu. Pro jeho ocenění je potřeba znát mocnost plutonu a velikost radiogenní tepelné produkce v něm.

Krkonošsko-jizerský masiv představuje rozsáhlé těleso o rozloze 1100 km² a tvaru ležaté osmičky protažené ve směru Z-V na téměř 70 km, zatímco ve směru S-J jeho rozměr kolísá mezi 8 km a 20 km (obr.1).



Obr.1. Geologická mapa krkonošsko-jizerského masivu (převzato z Klomínský a kol., 2005).

Podle tíhových řezů publikovaných Sedlákem et al. (2007) (obr.2) dosahuje mocnost plutonu v západní (jizerské části) v blízkosti Jablonce nad Nisou 9 km a směrem k severu se snižuje na 8 km. Ve východní části, která zasahuje do Česka jen okrajově, je v české části mocnost 10 km a směrem do Polska se postupně snižuje na 7 km. Podpovrchový rozsah plutonu je zejména v jizerské části podstatně větší. K jihu zde pokračuje pod povrchem dalších 5 km a na severu 14 km. Ve východní části vybíhá zakrytá část plutonu pod Špindlerovým Mlýnem přibližně 5 Tyto mocnosti odvozené z tíhových měření jsou mírně nižší než údaj v práci km k jihu. Bujakowského et.al (2016) podle kterého předběžné výsledky magnetotelurických měření v oblasti Szklarske Poręby naznačují, že v této části by mocnost masivu mohla být větší než 10 km. Mocnost 10 km byla z tíhových měření odvozena i pro jiné plutony Českého masivu, např. pro karlovarský pluton (Blecha et al., 2009). Alternativně je možné pro odhad mocnosti použít empirický vztah mezi horizontálním rozměrem plutonu L a jeho mocností T (Cruden, 2006), T $= b * L^a$, $b = 0.6 \pm 0.15$ a $a = 0.6 \pm 0.1$. Použitím tohoto vztahu dostáváme pro západní část plutonu, kterou lze přibližně aproximovat kruhem o průměru 20 km mocnost masivu 4 km (2 -6 km). Pokud uvažujeme i zakrytou část masivu, je jeho rozměr podél tíhového profilu S – J téměř 40 km a mocnost vychází 5.5 km (3 – 10 km). Pro maximální horizontální rozměr masivu, 70 km, který ale vzhledem k výrazně protáhlému tvaru plutonu není úměrný jeho rozloze, vychází mocnost 8 km (4 – 15 km). Vzhledem k této nejistotě je v této studii zaměřené na





západní, jizerskou část plutonu uvažována mocnost publikovaná v práci Sedláka et al. (2007), tj. 9 km.

Druhým parametrem nezbytným pro ocenění složky tepelného toku generované plutonem je jeho radiogenní tepelná produkce. Systematicky byla měřena produkce ve výše zmíněném vrtu Czerwony Potok (Bujakowski et al., 2016). Hodnoty získané měřením radioaktivních izotopů uranu, thoria a draslíku na 10 vrtných jádrech v intervalu 20 - 200 m zde obecně rostou s hloubkou od 3.9 μ W/m³ u povrchu k 6.9 μ W/m³ u dna vrtu. Na 4 vzorcích byla naměřena produkce vyšší než 7 μ W/m³, maximum bylo 8.8 μ W/m³ a průměrná hodnota je 6 μ W/m³. Gama-spektrometrie vzorku liberecké žuly odebraného v bedřichovském tunelu (několik desítek metrů pod povrchem) provedená v GFÚ pomocí 8192-kanálového gama-spektrometru (Vaňková et al., 1993) dává tepelnou produkci 5.7 μ W/m³.



Obr.2. Tíhové řezy krkonošsko-jizerským plutonem. Na horním obrázku je řez západní částí masivu ve směru S -J, na dolním obrázku je řez východní částí ve směru JJZ – SSV (převzato z práce Sedlák et al., 2007).

Přehled starších dat o radioaktivitě granitů krkonošsko-jizerského plutonu lze nalézt v rešerši Černíka (2012), do které jsou zahrnuta i jeho vlastní měření. Jedná se zřejmě vesměs o měření na povrchových či přípovrchových (odběry v lomech) vzorcích. Hodnoty produkce z jednotlivých typů krkonošsko-jizerských žul jsou poměrně vyrovnané (Tab.1) a leží v intervalu $3.5 - 3.9 \ \mu\text{W/m}^3$. Výjimku tvoří harrachovská žula s průměrnou hodnotou 5.4 $\mu\text{W/m}^3$. Hodnoty prvních čtyř typů žuly jsou blízké tepelné produkci $3.9 \ \mu\text{W/m}^3$ naměřené ve svrchní části vrtu Czerwony Potok (Bujakowski et al., 2016).Podle Förster a Förster (2000) je v důsledku vyluhování zejména uranu tepelná produkce přípovrchových vzorků až několikanásobně menší než produkce z hlubších nealterovaných partií plutonů.

Tab.1. Průměrné obsahy K, U, Th v krkonošsko-jizerských granitech (podle Černíka, 2012) a jejich tepelná produkce (vypočtená pro hustotu 2640 kg/m³)

	*****	 EVROPSKÁ UNIE Evropské strukturální a investiční fondy Operační program Výzkum, vývoj a vzdělávání 								
Typ granitu	počet vzorků	K [% K]	U [ppm eU]	Th [ppm Th]	U/Th	$\begin{array}{c} A \\ [\mu W/m^3] \end{array}$				
jizerská žula foitská žula	87 6	3.31 3.84	7.79 8.02	21.74 22.43	0.36 0.36	3.73 3.88				

8.11

10.10

13.60

Převážná část krkonošsko-jizerského masivu je obklopena metamorfovanými horninami, zakrytými směrem k J a JZ místy až více než 1 km mocnou vrstvou sedimentů. V níže uvedených geotermických modelech byla tepelná produkce metamorfitů rovna 2 μ W/m³ a sedimentů 1.5 μ W/m³ (Hellwege et al., 1982). Protože pro studii vlivu zvýšené tepelné produkce plutonu na tepelný tok a teplotu nehrají drobné variace tepelné vodivosti ani její případná anizotropie významnější roli, byla pro granitoidy plutonu i pro okolní metamorfity použita konstantní "povrchová" hodnota 3 W/(m.K) a pro sedimenty 2.5 W/(m.K).

22.24

9.73

24.02

0.36

1.04

0.57

3.87

3.55

5.41

Válcově-symetrické geotermické modely plutonu

71

24

18

3.62

3.88

4.00

liberecká žula

tanvaldská žula

harachovská žula

Hlavním smyslem níže popsaného řešení rovnice vedení tepla ve válcově-symetrických modelech bylo odhadnout, jaké zvýšení teploty lze očekávat v plutonu a jeho okolí v důsledku 1) vyšší radiogenní tepelné produkce a 2) vyšší teplotní závislosti tepelné vodivosti hornin plutonu a tudíž jejího rychlejšího poklesu s hloubkou vzhledem k okolí. Idealizovaný model plutonu (obr.3) přibližně odpovídá rozměrům a termofyzikálním parametrům jabloneckého plutonu (obr.2) a jeho jižního a jihozápadního okolí, kde byly uvažovány sedimenty v mocnosti 1 km. Průměr plutonu na povrchu byl 20 km, od hloubky 3.25 km pak 22.5 km. Jeho mocnost byla 9 km. Rozměry válcově-symetrického modelu, ve kterém byla řešena rovnice vedení tepla, byly ve vodorovném směru 100 km (0 km je střed plutonu) a ve svislém směru od povrchu do hloubky 52 km. To proto, aby se minimalizoval vliv přibližných okrajových podmínek v bocích (nulový horizontální tok tepla) a na dolním okraji modelu (konstantní vertikální tok po celé dolní hranici) na řešení v okolí granitoidního tělesa. Okrajová podmínka na rovinném povrchu modelu (topografie zanedbána) byla teplota 8 °C. Rovnice vedení tepla byla řešena numericky metodou konečných diferencí s krokem sítě 250 m v horizontálním a 125 m ve vertikálním směru (Šafanda 1985, 1987, 1988). Tepelný tok na spodním okraji v hloubce 52 km byl pod plutonem uvažován stejný jako pod sedimenty zbývající části. Jeho hodnota, 37.7 mW/m², tak odpovídá průměru povrchových hodnot naměřených ve výše zmíněných vrtech Libštát a Košťálov v podkrkonošské pánvi, tj. 80 mW/m², sníženému o příspěvek tepelné produkce mezi povrchem a hloubkou 52 km mimo pluton.



Obr. 3. Geometrie a základní parametry geotermického modelu Jabloneckého plutonu použitého k výpočtu teploty.

V plutonu byly uvažovány čtyři modely rozložení tepelné produkce s hloubkou: jednak na hloubce nezávislé hodnoty 4 nebo 8 μ W/m³ a jednak hodnoty exponenciálně ubývající s hloubkou z, 4*exp(-z/10km) nebo 8*exp(-z/10km) μ W/m³. Pro každý model byly uvažovány varianty s teplotně nezávislou a teplotně závislou vodivostí. Jednotlivé modely jsou v dalším textu značeny malými písmeny:

- a) $A = 4 \exp(-z/10 \text{km}) \mu W/m^3$, T-závislá vodivost,
- b) $A = 4 \exp(-z/10 \text{km}) \mu W/m^3$, T-nezávislá vodivost,
- c) $A = 4 \mu W/m^3$, T-závislá vodivost,
- d) $A = 4 \mu W/m^3$, T-nezávislá vodivost,
- e) $A = 8 \exp(-z/10 \text{km}) \mu W/m^3$, T-závislá vodivost,
- f) $A = 8 \exp(-z/10 \text{km}) \mu W/m^3$, T-nezávislá vodivost,
- g) $A = 8 \mu W/m^3$, T-závislá vodivost,
- h) $A = 8 \mu W/m^3$, T-nezávislá vodivost.

Závislost na teplotě T byla uvažována ve tvaru $k(T) = k(T_0)/[1+C^*(T-T_0)]$, kde $k(T_0)$ je vodivost





při 0 °C a atmosférickém tlaku. Pro metamorfní plášť plutonu bylo C=0.0001, pro pluton C=0.0012, a pro ostatní části modelu bylo C=0.

Diskuze výsledků získaných řešením rovnice vedení tepla ve válcově-symetrických modelech a jejich porovnání s 1-D modely

Řádově větší teplotní závislost granitoidů ve srovnání s metamorfity výrazně ovlivňuje proudění tepla v teplotně závislých modelech. Jeho důsledkem je výrazně větší odklon tepla proudícího z hloubky pod plutonem do stran modelu než v případě teplotně nezávislé vodivosti. Je to způsobeno nízkou tepelnou vodivostí v dolní části plutonu ve srovnání s okolními metamorfity. Tento efekt je patrný v následující sérii grafů (obr.4 a-h) vertikální hustoty tepelného toku ve 2-D svislých řezech jednotlivými modely. Pro teplotně závislé modely je tok v hloubkové úrovni dolního okraje plutonu v důsledku refrakce vždy větší v metamorfitech než v plutonu. Směrem k povrchu se rozdíly mezi těmito částmi modelu vyrovnávají a ve svrchních 2 - 3 km je tok v plutonu již větší než v metamorfitech. Vedle vyšší tepelné produkce v plutonu k tomu přispívá i refrakce tepla zpět do plutonu v důsledku nižší tepelné vodivosti sedimentárního pokryvu vně plutonu. V obr. 5 je ukázáno rozložení teplotně závislé vodivosti pro model s tepelnou produkcí plutonu A = 4*exp(-z/10km) μ W/m³ (odpovídající tok v obr.4a). Z obrázku je zřejmé, že v plutonu klesá vodivost s hloubkou z povrchové hodnoty 3 W/(m.K) na méně jak 2.35 W/(m.K) u jeho spodního okraje, zatímco v okolním krystaliniku je vodivost 2.90 – 2.95 W/(m.K). Zde je tedy pokles z hodnoty 3 W/(m.K) nepatrný.

1-D geotermické modely ať plutonu nebo jeho okolí nemohou výše uvedené jevy postihnout. Jsou ale často používány k prognóze teploty jako metoda první volby pro snadnost řešení rovnice vedení tepla v nich. Proto je součástí studie i porovnání na nich založených hloubkových profilů teploty a toku s výsledky válcově-symetrických modelů.





а sedimenty 78 74 -2000 -2000 -4000 -4000 -6000 -6000 hloubka pluton -8000--8000 -10000--10000 krystalinikum -12000--12000 -14000--14000 -16000--16000 spodní kůra Ó vzdálenost od středu plutonu

Tepelný tok (mW/m2), A=4*exp(-z/10 km), T- závislá vodivost









Tepelný tok (mW/m2), A=4, T- nezávislá vodivost







0 0┘ 20000 4000 8000 12000 16000 е 0 sedimenty 90 82 86 -2000--2000 86 82 78 78 -4000--4000 74 70 74 66 -6000--6000 70 62 hloubka -8000--8000 pluton 58 66 -10000--10000 62 රු 54 58 -12000 -12000 krystalinikum 54 50 54 -14000--14000 50 -16000-50 -16000 spodní kůra 8000 12000 Ó 4000 16000 20000 vzdálenost od středu plutonu

Tepelný tok (mW/m2), A=8*exp(-z/10 km), T- závislá vodivost

Tepelný tok (mW/m2), A=8*exp(-z/10 km), T- nezávislá vodivost









Tepelný tok (mW/m2), A=8, T- závislá vodivost

Obr.4 a – h. Vertikální hustota tepelného toku (mW/m^2) v plutonu a jeho okolí pro 8 modelů (4 modely tepelné produkce s teplotně závislou nebo teplotně nezávislou tepelnou vodivostí, bližší popis v textu).







Teplotně závislá vodivost (W/m.K), A=4*exp(-z/10 km)

Obr.5. Rozložení teplotně závislé vodivosti pro model tepelné produkce v plutonu A = $4 \exp(-z/10 \text{km}) \mu \text{W/m}^3$.



Obr.6. Vertikální hustota tepelného toku ve středu plutonu pro jednotlivé válcově -symetrické modely a jejich porovnání s 1-D profily uvnitř i vně plutonu.





Výše zmíněný odklon tepelného toku pod plutonem do stran a "roztékání" části tepla generovaného v plutonu do okolních hornin vede k tomu, že tok v plutonu je menší než 1-D hodnoty odpovídající nekonečnému průměru plutonu. To je patrné z obr. 6, kde jsou vyneseny hloubkové profily vertikálního toku pro jednotlivé válcově-symetrické modely pro střed plutonu spolu s odpovídajícími 1-D profily. Jedinou výjimkou je tok v modelu *b* (A = 4*exp(-z/10km) μ W/m³, T-nezávislá vodivost), který je nepatrně větší než 1-D model. Souvisí to s tím, že v tomto modelu je produkce v části plutonu (pod hloubkou 6930 m) nižší než produkce okolních metamorfitů (2 μ W/m³) a tudíž odklon tepla produkcí. Tok ve válcově-symetrických modelech s teplotně závislou vodivostí je soustavně nižší než v modelech se stejnou tepelnou produkcí, ale teplotně nezávislou vodivostí.

Rovněž teploty jsou ve válcově-symetrických modelech plutonu nižší než v 1-D modelech. Znamená to, že použití 1-D modelů k prognóze teploty v plutonu vede obecně k nadhodnocení očekávaných teplot. Směrem k okrajům plutonu se rozdíl mezi 1-D a válcově-symetrickým řešením ještě mírně zvětšuje. V hloubce 5 km, která je v současnosti považována za technologicky i ekonomicky přijatelnou hranici pro využívání geotermální energie pomocí stimulovaných geotermálních systémů, jsou teploty získané z válcově-symetrických modelů oproti 1-D modelu nižší o 0 ° - 35 °C pro střed a o 0 °C – 48 °C pro okraj plutonu (obr.7).





Obr.7. Rozdíl teplot mezi 1-D a válcově-symetrickými modely ve středu plutonu (horní panel) a blízko jeho okraje (1 km) (dolní panel).

Opačné vztahy mezi tokem v 1-D a ve válcově-symetrických modelech panují vně plutonu. Zde je tok vypočtený pomocí válcově-symetrických modelů větší než tok odpovídající 1-D modelu tepelné produkce mimo pluton. Je to důsledek vyšší tepelné produkce v plutonu, kdy část v něm generovaného tepla se "roztéká" do okolí. Pro modely s teplotně závislou vodivostí je tok vně plutonu oproti modelům s teplotně nezávislou vodivostí ještě zvýšen zvýšeným odklonem tepla pod plutonem do stran. Situace je pro vzdálenost 5 km a 20 km od okraje plutonu zachycena v obr.8.

Teploty v blízkém okolí plutonu (do 10 - 20 km) jsou proto ve válcově-symetrických modelech mírně vyšší než v 1-D vrstevnatém modelu mimo pluton. Ve vzdálenosti 5 km od okraje plutonu je rozdíl v hloubce 5 km pro jednotlivé válcově-symetrické modely 0 °C - 19 °C a ve vzdálenosti 20 km a hloubce 5 km je to 0 °C - 5 °C (obr. 9).

Celkové rozložení teploty v plutonu a jeho okolí je zachyceno v sérii 2-D svislých řezů jednotlivými modely (obr.10a-h). Pro lepší orientaci jsou v obrázcích čárkovaně vyznačeny hloubky 2 km a 5 km.



Obr.8. Vertikální hustota tepelného toku ve vzdálenosti 5 km (horní panel) a 20 km (dolní





panel) od okraje plutonu pro jednotlivé válcově-symetrické modely a jejich porovnání s výsledky 1-D modelu vně plutonu.







Obr.9. Rozdíly teploty mezi válcově-symetrickými modely a 1-D modelem ve vzdálenosti 5 km (horní panel) a 20 km (dolní panel) od okraje plutonu.









vzdálenost od středu plutonu, m







vzdálenost od středu plutonu, m







Obr.10a – h. Teplota (°C) v plutonu a jeho okolí pro 8 válcově-symetrických modelů (4 modely tepelné produkce s teplotně závislou nebo teplotně nezávislou tepelnou vodivostí).

Teploty spočtené pomocí válcově-symetrických modelů a - h pro střed plutonu a teploty spočtené pomocí dvou 1-D modelů (stejný model produkce, ale buď teplotně závislá, nebo





teplotně nezávislá vodivost) mimo pluton jsou pro hloubky 2 km, 5 km a 9 km uvedeny v Tab. 2. Rozdíly teplot mezi válcově-symetrickými a odpovídajícími 1-D modely jako funkce hloubky jsou uvedeny v obr. 11.

Tab.2. Teploty (°C) v hloubce 2, 5 a 9 km ve středu plutonu pro jednotlivé válcově-symetrické modely a - h a teploty spočtené pomocí 1-D modelu mimo pluton pro T-závislou a T-nezávislou tepelnou vodivost.

Model	а	b	с	d	e	f	g	h	1-D mimo pluton	
									Т-	T-ne-
									závi-	závislá
									sla	
Hloubka 2 km	63.2	63.3	69.1	69.0	74.0	73.6	85.8	85.1	65.7	65.5
Hloubka 5 km	143.5	138.2	157.4	150.8	163.9	156.5	192.3	181.5	139.9	139.0
Hloubka 9 km	247.9	227.0	265.3	241.8	270.0	245.6	305.5	275.0	230.2	227.7



Obr. 11. Rozdíly teplot spočtených pomocí válcově-symetrických modelů a - h pro střed plutonu a teplot spočtených pomocí 1-D modelů mimo pluton v závislosti na hloubce.

Teploty ve středu plutonu jsou nejméně ovlivněné laterálními efekty a teploty spočtené pomocí 1-D modelů nejsou vůbec ovlivněny plutonem a představují odhady pro sedimentární pánev





dostatečně daleko (> 10 - 20 km) od plutonu. Obecně teplota ve válcově-symetrických modelech vzrůstá s rostoucí tepelnou produkcí plutonu a u dvojic se stejnou tepelnou produkcí [(*a,b*), (*c,d*), (*e,f*), (*g,h*)] je vyšší pro model s teplotně závislou vodivostí (*a,c,e,g*) (Tab.2). Také tento rozdíl v rámci dvojic modelů roste s rostoucí tepelnou produkcí plutonu. V hloubce 2 km je ale zanedbatelný a nepřesahuje 1 °C. Naopak v hloubce 5 km roste od 5 °C pro dvojici s produkcí 4*exp(-z/10km) μ W/m³ do 11 °C pro dvojici s produkcí 8 μ W/m³. Podobně je tomu v 9 km, kde rozdíl v rámci dvojic modelů vzrůstá od 21 °C do 31 °C. V případě 1-D modelu okolní sedimentární pánve je rozdíl mezi modely s teplotně závislou a teplotně nezávislou vodivostí nepodstatný (0.2, 0.9 a 2.5 °C pro hloubky 2, 5 a 9 km).

Porovnání modelů a - h s 1-D modely mimo pluton poskytuje odhad rozdílu teploty mezi krkonošsko-jizerským masivem a sedimentárními pánvemi na J a JZ od plutonu (obr. 11). Obecně jsou teploty v plutonu vyšší než v jeho okolí. Detailnější pohled ale ukazuje, že v nejsvrchnější části plutonu tomu tak není pro všechny modely. Z obr. 11 je zřejmé, že u modelů s nižší produkcí (4*exp(-z/10km) μ W/m³ a 4 μ W/m³) roste ve svrchním kilometru teplota v plutonu pomaleji než v okolní pánvi a největšího rozdílu, až -4 °C, je dosaženo v hloubce 1 km. To je důsledek nižší tepelné vodivosti/vyššího gradientu teploty v 1 km mocné vrstvě pánevních sedimentů (obr. 3 a 5), kterýžto efekt není v těchto dvou modelech dostatečně vyvážen zvýšenou tepelnou produkcí / tepelným tokem v plutonu. Pod hloubkou 1 km roste teplota v plutonu rychleji než v sedimentech ve všech modelech. Přesto v modelech *a-b* (4*exp(-z/10km) μW/m³) zůstává teplota v intervalu hloubek do 5 km buď těsně pod teplotou okolní sedimentární pánve, nebo jen těsně nad (do +4 °C). Pro dvojici (c,d), jejíž tepelná produkce činí 4 μ W/m³, jsou teploty v plutonu ve 2 km vyšší o 3 – 4 °C, a v 5 km o 12 – 18 °C než mimo něj. Pro dvojici (*e*,*f*) s produkcí $8^{\text{exp}(-z/10\text{km})} \mu \text{W/m}^3$ je rozdíl ve 2 km 8 °C a v 5 km 17 – 24 °C. Pro dvojici modelů s nejvyšší produkcí 8 μ W/m³ (g,h) je rozdíl ve 2 km 20 °C a v 5 km 42 – 53 °C.

Z uvedeného přehledu vyplývá, že uvážení teplotní závislosti tepelné vodivosti přispívá významnou měrou ke zvýšení rozdílu teplot mezi plutonem a jeho okolím. Je to proto, že teplotní závislost vodivosti granitoidů plutonu je o jeden řád vyšší než u metamorfitů v podloží okolního sedimentárního pokryvu. V hloubce 5 km zvyšuje uvážení teplotní závislosti teplotu v odpovídajících dvojicích modelů produkce v rozmezí od 5 °C (pro produkci 4*exp(-z/10km) μ W/m³) do 11 °C (pro produkci 8 μ W/m³).

Největší vliv na rozdíl teplot mezi plutonem a okolím má ale míra zvýšení tepelné produkce v plutonu. Z analýzy publikovaných výsledků o tepelné produkci granitů krkonošskojizerského masivu je zřejmé, že všechny čtyři uvažované modely produkce jsou v principu možné. Nicméně ačkoliv nejvyšší uvažovaná hodnota produkce 8 μ W/m³ v celém hloubkovém rozsahu plutonu (modely g - h) leží v intervalu hodnot naměřených na vzorcích z vrtu Czerwony Potok (Bujakowski et al., 2016), jedná se zřejmě o krajní případ. Model plutonu s druhou nejvyšší uvažovanou produkcí, 8*exp(-z/10km) μ W/m³, generuje stejné množství tepla, jaké by generoval model s konstantní produkcí 5.3 μ W/m³, což je hodnota blízká průměrné hodnotě 6 μ W/m³ granitoidů ve výše uvedeném vrtu Czerwony Potok. Teploty odpovídající modelu s konstantní produkcí 5.3 μ W/m³ by ale byly o něco vyšší než pro model 8*exp(-z/10km) μ W/m³, neboť v takovém modelu je více tepla generováno hlouběji a k jeho přenosu k povrchu je zapotřebí většího gradientu teploty. Z hlediska tepelného toku generují válcově-symetrické modely s produkcí 8*exp(-z/10km) μ W/m³ (modely e - f) povrchový tok ve středu plutonu (obr.6) v intervalu 102 – 106 mW/m², což je zhruba o 10 mW/m² méně než





hodnota 113 mW/m² zjištěná ve vrtu Czerwony Potok. Modelům s nejvyšší tepelnou produkcí $8 \,\mu\text{W/m^3}$ (modely g - h) odpovídá povrchový tepelný tok $118 - 124 \,\text{mW/m^2}$, což je naopak o 5 - 11 mW/m² více než ve vrtu Czerwony Potok. Nejméně pravděpodobný se jeví model s nejmenší produkcí, $4*\exp(-z/10\text{km}) \mu W/m^3$, který generuje stejné množství tepla, jaké by se uvolňovalo v modelu plutonu s konstantní hodnotou 2.6 µW/m³. Vypočtený povrchový tok ve středu plutonu pro tento model, 83 – 86 mW/m², je podstatně menší než výše uvedená pozorovaná hodnota 113 mW/m². Pokud se tedy omezíme na dva "střední" modely s produkcí 4 μ W/m³ a 8*exp(-z/10km) μ W/m³ a budeme předpokládat teplotně závislou vodivost, pak očekávané teploty v centrálních oblastech krkonošsko-jizerského masivu dosahují v hloubce 2 km 69 - 74 °C a v hloubce 5 km 157 - 164 °C. To představuje zvýšení oproti okolním permokarbonským pánvím o 3 – 8 °C, respektive o 18 – 24 °C. Toto zvýšení znamená, že srovnatelné teploty se v plutonu nacházejí blíže k povrchu než v okolních sedimentárních pánvích. Teploty 69 °C – 74 °C a 157 °C – 164 °C se místo ve 2 km, respektive v 5 km nacházejí v pánvi v hloubkách 2.1 - 2.3 km, respektive v 5.7 - 6.0 km. Pro případný projekt geotermální elektrárny cílící na teplotu 150 °C jako přijatelnou hranici rentability, by snížení potřebné hloubky vrtu o 600 – 900 m (místo 5.4 km v pánvích na 4.5 – 4.8 km v plutonu) představovalo významné snížení nákladů.

Předchozí odhady hlubinných teplot v Česku (Čermák a Šafanda, 1982) byly prezentovány ve formě map izohyps teploty 130 °C a 180 °C. Mapa izohyps 130 °C končí na jižním okraji krkonošsko-jizerského masivu a udává zde hloubku 6 km. Pro sedimentární pánve na jih od masivu je to 5 km. Na mapě izohyps teploty 180 °C je nejbližší izohypsa, 7 km, vedena sedimentárními pánvemi na jih od masivu. Z údajů uvedených v Tab.3 je patrné, že hloubky těchto teplot spočtené pro sedimentární pánve v současné studii jsou jen mírně, o 200 – 400 m nižší než předchozí odhady. Naopak hloubky v plutonu indikované dvěma prostředními modely tepelné produkce (modely c a e) jsou výrazně, o 1.2 km (pro 180 °C) **až** 2.1 km (pro 130 °C) menší než předchozí výpočty. Zde je ale třeba vzít v úvahu, že pro 180 °C jsou výsledky válcově-symetrických modelů srovnávány s hloubkou uvedenou v mapě z roku 1982 jižně od plutonu, protože pro oblast krkonošsko-jizerského masivu nejsou izohypsy v mapě uvedeny.

Tab.3.	Hloubky	(km)	teplot	130	°C a	180	°C	ve	středu	plutonu	pro	jednotlivé	válcově-
symetr	ické mode	ely a -	- h a p	oro se	edime	ntárn	í pá	nve	na jih	a jihozá	pad	od plutonu	spočtené
pomoc	í 1-D mod	elu pr	o T-záv	vislou	ı a T-ı	nezáv	islo	u te	pelnou	vodivost			

Model	а	b	с	d	e	f	g	h	1-D mimo pluton	
									T- závi- slá	T-ne- závislá
Teplota 130°C	4.50	4.65	4.05	4.20	3.85	3.98	3.20	3.3	4.60	4.60
Teplota 180 °C	6.40	6.80	5.80	6.20	5.55	5.90	4.63	4.95	6.70	6.80





Závěr

Hlavním cílem této studie byla prognóza rozložení teploty s hloubkou v oblasti krkonošskojizerského masivu a jeho okolí v situaci, kdy minimálně v české části masivu neexistují spolehlivá geotermická měření. Získané výsledky je možné zformulovat do následujících bodů:

- S přihlédnutím k nedokonalé znalosti rozložení tepelné produkce v plutonu lze odhadnout teploty v centrální části plutonu v hloubce 2 km na 65 – 80 °C a v hloubce 5 km na 150 – 180 °C. To představuje zvýšení oproti okolním sedimentárním pánvím o 0 - 15 °C, respektive o 10 – 40 °C.
- 2) Teploty spočtené pomocí válcově-symetrických modelů jsou v plutonu nižší, než odpovídá 1-D modelům plutonu. Naopak v těsném okolí plutonu (do 10 – 20 km) jsou pro tytéž modely teploty vyšší, než vyplývá z 1-D modelů okolních permokarbonských pánví.
- Největší vliv na zvýšení teplot v plutonu má zvýšená tepelná produkce granitoidů plutonu.
- 4) Ke zvýšení kontrastu teplot mezi plutonem a okolím významně přispívá i vyšší teplotní závislost vodivosti granitoidů plutonu ve srovnání s metamorfity předpokládanými v podloží okolních sedimentárních pánví.
- 5) V oblasti krkonošsko-jizerského masivu lze očekávat z hlediska ČR nadprůměrně příznivé podmínky pro využívání geotermální energie.

Literatura

V. Blecha, M. Štemprok and T. Fischer: Geological interpretation of gravity profiles through the Karlovy Vary granite massif (Czech Republic). Stud. Geophys. Geod., 53 (2009), 295-314.

Bujakowski, Wiesław & Barbacki, Antoni & Miecznik, Maciej & Pająk, Leszek & Skrzypczak, Robert: A Structural-Thermal Model of the Karkonosze Pluton (Sudetes Mountains, SW Poland) for Hot Dry Rock (HDR) Geothermal Use. Archives of Mining Sciences, 61, 2016, pp. 917-935.

V.Čermák, J.Jetel: Heat flow and ground water movement in the Bohemian Cretaceous Basin (Czechoslovakia), Journal of Geodynamics, 4, 1985, pp. 285 – 303.

V.Čermák, M.Král, M.Krešl, J.Kubík, and J.Šafanda: Heat flow, regional geophysics and lithosphere structure in Czechoslovakia and adjacent part of Central Europe. In: V.Čermák and L.Rybach (Eds), Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure. Springer Verlag, Berlin etc., 1991, pp.133-165.0.1515/amsc-2016-0061, pp. 133-165.

V.Čermák, J.Šafanda: Subsurface temperature distribution in Western Czechoslovakia and its





mapping for appraising the exploitable sources of geothermal energy. In: V.Čermák, R.Haenel (Eds):Geothermics and Geothermal Energy, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1982, 265-270.

T.Černík: Radioactivity of granitoids of the Krkonoše-Jizera pluton, 2012. Bachelor thesis, Faculty of Science, Charles University Prague (in Czech with English abstract).

Cruden A.R., 2006. Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. In: Brown M. and Rushmer T. (Eds.), Evolution and Differentiation of the Continental Crust. Cambridge University Press, Cambridge, 455-519.

J.Dowgiallo: Thermal water prospecting results at Jelenia Gora – Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecast. Environmental Geology 39 (5), 2000, pp. 433-436.

A. Förster and H-J. Förster: Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany). Journal of Geophysical Research, vol. 105, 2000, No B12, p. 27,917-27,938.

K.-H. Hellwege, G. Angenheister, V. Čermák, H.-G. Huckenholz, L. Rybach, R. Schmid, J.R. Schopper, M. Schuch, D. Stöffler, J. Wohlenberg: Group V: Geophysics and Space Research, Volume 1: Physical Properties of Rocks, Subvolume a. Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 1982. ISBN 3-540-10333-3.

C. Jaupart and J.C. Mareschal: Heat Generation and Transport in the Earth. Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-89488-3, 2011.

J.Klomínský a kolektiv: Geologická a strukturní charakteristika granitoidů z vodárenských tunelů v Jizerských horách. Etapa 2004-2005 (multidiscilinární výzkum). Říjen 2005, Správa úložišť radioaktivního odpadu, 159 stran.

J. Sedlák, I. Gnojek, S. Zabadal, J. Farbisz, S. Cwojdzinski and R. Scheibe: Geological interpretation of a gravity low in the central part of the Lugian Unit (Czech Republic, Germany and Poland). Journal of Geosciences, 52, 2007, pp. 181–197.

J.Šafanda: Calculation of temperature distribution in two-dimensional geothermal profile. Studia geoph. et geod.,29, 1985, pp.191-207.

J.Šafanda: Some remarks on the estimation of geothermal topocorrections. Studia geoph. et geod. 31, 1987, pp. 284-300.

J.Šafanda: Heat flow variations in the presence of an irregular contact of different rock type. Studia geoph. et geod. 32, 1988, pp.159-170.

V. Vaňková, J. Vaněk, V. Hanuš, J. Fiala J. and V. Chalupský: Geochemistry of calc-alcaline volcanic rocks in relation to deep structure of Ecuador and Southern Colombia. Global Tectonics Metallogeny, 1993, 4(3), pp.113-155.