
10 Tepelné pole Země

Studiem tepelného pole Země se zabývá **geotermika**. Tento vědní obor se intenzivně rozvíjel zejména v posledních dvaceti letech a výzkumům z tohoto období také vděčíme za větší část poznatků a poměrně ucelené představy o tepelném hospodářství Země. Větší zájem o geotermiku vyvolala zejména v šedesátých letech teorie litosférických desek (viz část 11.2.3) a v sedmdesátých letech vzrůstající zájem o využití geotermální energie v důsledku nastupující energetické krize.

První poznatky o projevech geotermální energie a teplotách v Zemi jsou ovšem daleko staršího data. Za prvý popis geotermálních jevů lze považovat zprávu PLINIA o výbuchu Vesuvu v r. 79 před n. l. V r. 1671 formuloval R. BOYLE dodnes aktuální problémy geotermiky, jako změny ročních variací teploty s hloubkou, vysvětlení geotermických gradientů tepelnými zdroji uvnitř Země, přenos tepla vedením a konvekcí. V r. 1820 řešil J. B. FOURIER otázku chladnutí Země za předpokladu konstantní počáteční teploty jako problém vedení tepla v nekonečném poloprostoru. V r. 1830 provedl F. REICH četná teplotní měření v dolech a publikoval prvé údaje o geotermických gradientech a v r. 1846 diskutoval A. v. HUMBOLDT otázku geotermických gradientů ve své práci o dlouhodobě zmrzlých půdách Sibíře. V r. 1886 byl v Anglii založen komitét, jehož členem byl i britský fyzik W. KELVIN. Úkolem tohoto komitétu bylo shromažďovat data o geotermických gradientech a tepelné vodivosti. Významným přínosem tohoto období byl **objev přirozené radioaktivity** H. BECQUERELEM (1896) a zjištění, že produkci tepla, vyvolanou rozpadem radioaktivních prvků v horninách, je nutno uvážit při řešení tepelné historie Země. Na přelomu století ustupují otázky geotermiky poněkud do pozadí. Dalším impulsem pro rozvoj geotermiky a její použití k řešení četných úkolů v oblasti geologických věd jsou prvá stanovení tepelného toku na moři v r. 1950 E. C. BULLARDEM.

Dnes zaujímá geotermika velmi významné místo mezi geofyzikálními disciplínami, neboť přispívá k objasnění řady fyzikálních jevů v kůře, plášti i jádru. Konvekční proudy vyvolané pohybem hmot v astenosféře v důsledku teplotních rozdílů jsou s největší pravděpodobností příčinou pohybů litosférických desek a vzniku riftových a subdukčních zón v místě jejich styku. Geotermika přispívá značnou měrou též k objasnění základních fyzikálních procesů ve vývoji Země jako planety.

10.1 Základní pojmy, zdroje tepelné energie, způsoby přenosu tepla

Nejdůležitější veličina uplatňující se při studiu tepelného pole Země je **hustota tepelného toku** q ($W \cdot m^{-2}$), která udává množství tepla protékajícího na zemském povrchu jednotkovou plochou za jednotku času. Je mírou přenosu energie a je vázána s teplotním gradientem grad ϑ ($^{\circ}C \cdot m^{-1}$) a měrnou tepelnou vodivostí λ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$) vztahem

$$q = -\lambda \text{ grad } \vartheta. \quad (10.1)$$

Veličina q má charakter vektoru, který má opačnou orientaci než vektor grad ϑ , a může být v horninovém prostředí orientována libovolně. Nás ovšem z praktického hlediska bude zajímat pouze tok tepelné energie ve směru kolmém k zemskému povrchu, tj. ve směru osy z . V tom případě představuje grad ϑ přírůstek teploty na jednotku hloubky. Tento vektor, který směřuje do středu Země, označujeme jako **geotermický gradient** $G = \text{grad } \vartheta$, jeho převrácenou hodnotu jako **geotermický stupeň** Γ ($\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$). Velikost geotermického gradientu – při konstantním tepelném toku q – závisí na měrné tepelné vodivosti horninového prostředí λ a pohybuje se ve svrchních částech zemské kůry v rozmezí $G [10; 40^\circ \text{C} \cdot \text{km}^{-1}]$. Vektor hustoty tepelného toku q je naopak orientován ze středu Země kolmo k ideálnímu povrchu Země (geoidu) a naznačuje tak skutečnost, že Země jako planeta svou tepelnou energii ztrácí. Uvážíme-li jeho průměrnou hodnotu pro celý povrch Země $q \approx 60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, pak ztrácí Země každou sekundu $30,5 \cdot 10^{12} \text{ J}$ tepelné energie, tj. za rok $9,6 \cdot 10^{20} \text{ J}$. Pro srovnání celkové zásoby fosilního paliva na Zemi mohou poskytnout energii v hodnotě cca $1,6 \cdot 10^{23} \text{ J}$, tzn., že by mohly krýt tepelnou ztrátu Země pouze 170 let.

Tyto tepelné ztráty Země jsou kompenzovány vnitřními a vnějšími zdroji tepelné energie. Mezi **vnitřní zdroje** patří na prvním místě teplo uvolněné samovolným rozpadem radioaktivních prvků, tzv. radiogenní teplo, dále pak teplo uvolněné při geochemických exotermních reakcích, při stlačení spodních vrstev tíhovou silou nadloží (gravitační teplo), při gravitační diferenciaci, při mechanických a tektonických pohybech, při pohlcování energie seismických vln a při prodlužování periody rotace Země, účinkem slapových sil Slunce a Měsíce (G. J. F. MACDONALD in M. H. P. BOTT, 1971).

Ze všech uvedených zdrojů energie má největší význam **radiogenní teplo**, ostatní zdroje energie jsou ve srovnání s touto složkou zanedbatelné. Ze všech radioaktivních prvků v přírodě se vyskytujících se můžeme omezit pouze na **uran** (izotopy ^{235}U a ^{238}U), **thorium** (^{232}Th) a **radioaktivní izotop draslíku** (^{40}K), které jsou nejrozšířenější zejména v zemské kůře a pravděpodobně i ve svrchním plášti. Přestože jde o prvky vzácné, které jen velmi zřídka vytvářejí významná ložiska, jsou naopak ve velmi nízkých koncentracích obsaženy téměř ve všech horninách, ve vodě světových moří a dokonce i v atmosféře. 1 ppm U ($10^{-4} \% \text{ U}$) produkuje za rok v 1 kg horniny energii $3,06 \cdot 10^{-3} \text{ J}$, 1 ppm Th $0,84 \cdot 10^{-3} \text{ J}$. Protože mezi obsahem U a Th existuje v přírodě poměr přibližně 1 : 3,5 (zvláště u středně kyselých a bazických horninových typů), považujeme tepelnou produkci U a Th za přibližně rovnocennou. Draslík K je jedním z 10 nejhojnějších prvků na Zemi a jako takový tvoří důležitou složku běžných horninotvorných minerálů (K-živce, slídy, jílové minerály apod.). Tepelná produkce 1 % draslíku v 1 kg horniny (způsobená však pouze rozpadem izotopu ^{40}K , který tvoří jen 0,013 % přírodního K) je $1,13 \cdot 10^{-3} \text{ J}$ za rok. Protože zastoupení radioaktivních prvků v jednotlivých horninových typech je rozdílné, vykazují též rozdílné horninové typy rozdílnou produkci radiogenního tepla (tab. 10.1). Podle mnohých autorů, v závislosti na tom, jaký přijali model pro rozdělení radioaktivních prvků v Zemi, stačí tato energie pokrýt téměř všechny tepelné ztráty Země.

Rozložení tepelných zdrojů v zemském nitru musí být nutně nestejnorodé. Radioaktivní prvky jsou nejvíce zastoupeny v kůře a ve svrchním plášti do hloubky cca 400 km. Dá se tedy předpokládat, že v této oblasti bude tvorba tepelné energie nejintenzivnější. J. A. LJUBIMOVA (1968) rozděluje Zemi na dvě oblasti: **oblast s intenzivním odvodem tepla**, která se v posledních 2–3 miliardách let postupně ochlazuje a smršťuje (především kůra a svrchní plášť) a **oblast v hloubkách větších než 700 km**, ve které energetické zdroje způsobují postupný ohřev, prováděný nejen zvětšováním objemu, ale i látkovou a gravitační diferenciací. Toto jsou pravděpodobně hlavní příčiny vzniku švů a riftových zón v kůře a ve svém důsledku i příčiny tektonického neklidu.

Z **vnějších zdrojů** energie je to především **energie slunečního záření**. Vezmeme-li v úvahu všechny složky slunečního záření v celém rozsahu spektra (tj. včetně neviditelné oblasti), je celkový tok sluneční zářivé energie dopadající každou sekundu na 1 m^2 povrchu Země $q' = 140 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, což zdaleka převyšuje ztráty odpovídající tepelnému toku z nitra Země

Tabulka 10.1

Radiogenní produkce tepla A ($W \cdot m^{-3}$) různých horninových typů (upraveno podle L. RYBACHA, 1973; S. P. CLARKA, 1966 a J. J. W. ROGERSE a J. A. S. ADAMSE, in K. H. WEDEPOLL, 1969)

Skupina hornin	Hornina	A [$W \cdot m^{-3}$]
vyvěřelé	pegmatit	5,25
	granit	3,28
	granit/rhyolit	2,50
	granodiorit/dacit	1,51
	andesit	1,11
	gabro	0,32
	peridotit	0,012
	dunit	0,002
	ultrabasika bez rozlišení	0,011
metamorfované	rula	2,44
	břidlice	0,57
	kvarcit	0,32—0,41
	amfibolit	0,008
sedimentární	jílvec	2,45
	arkóza	1,14
	vápenec	0,77
	dolomit	0,45
	karbonáty bez rozlišení	0,33
	hlubokomořský sediment	1,94

k povrchu. Velká část sluneční energie je však opět odražena zpět do prostoru, část je spotřebována rostlinstvem při fytoenních reakcích, část se spotřebuje na koloběh vody v přírodě a pouze malá část přispívá k tepelné bilanci Země a vyvolává denní a roční kolísání teplot horninového prostředí v bezprostřední blízkosti povrchu (viz část 15.3.1).

Přenos tepla mezi dvěma místy s rozdílnou teplotou se v Zemi uskutečňuje **vedením (kondukcí), zářením a tzv. přenosem excitonovým** (V. ČERMÁK, A. JANÁČKOVÁ, 1973). Tam, kde dochází k přesunu hmot, existuje navíc přenos tepelné energie s pohybující se hmotou (**přenos konvekce**).

Uvážíme-li všechny způsoby přenosu tepla, existenci tepelných zdrojů v horninovém prostředí a zanedbáme skutečnost, že měrná tepelná vodivost λ závisí na teplotě ϑ , má **modifikovaná Fourierova rovnice pro vedení tepla** tvar

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \lambda \nabla^2 \vartheta + \frac{A}{c\rho} - V \text{ grad } \vartheta \quad , \quad (10.2)$$

kde: t – čas (s), A – objemová produkce tepla ($W \cdot m^{-3}$) – viz též tab. 10.1, c – měrné teplo ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$), ρ – hustota horninového prostředí ($kg \cdot m^{-3}$), V – rychlost pohybu hmot ($m \cdot s^{-1}$).

Rovnice (10.1) je řešením této diferenciální rovnice za předpokladu, že ve sledovaném horninovém prostředí lze přenos tepla konvekce zanedbat.

Přenos tepla vedením převládá v zemské kůře a ve svrchním plášti, přenos tepla zářením a přenos excitonový převládá ve spodním plášti a v jádře. Výjimečně se v zemské kůře uplatní tepelná konvekce (vývěry prostých i termálních vod, výron lávy v oblastech s vulkanickou činností). Větší význam má tepelná konvekce ve svrchním plášti (příčina kontinentálního driftu) a ve vnějším jádru.

Měrná tepelná vodivost λ , měrná teplotní vodivost a a měrné teplo c různých horninových typů (podle U. I. MOISENKO, A. A. SMYSLOV, T. Z. ČADVOVIČ in N. B. DORTMAN, 1976)

Hornina	λ [W . m ⁻¹ . K ⁻¹]	a [10 ⁻⁶ m ² . s ⁻¹]	c [J . kg ⁻¹ . K ⁻¹]
vyvřelé			
peridotit	4,37	1,33	1005
pyroxenit	4,33	1,28	1005
serpentinit	2,63	0,89	1005
gabro	2,28	0,97	1005
diabas	2,29—2,50	0,95	860
diorit	2,20	0,64	1136
křemitý diorit	3,00	0,78	1214
syenit	2,26	0,63	—
granodiorit	2,11	0,52	1057
granit	2,40	0,93	946
čedič	1,45	0,53	1231
křemitý porfyr	2,11	0,60	1172
porfyr	1,88	0,93	900
obsidian	1,46	0,56	1047
láva	0,49	0,29	1122
tuf	2,34	1,09	1411
metamorfované			
metapyroxenit	3,15	1,16	921
amfibolit	2,22	0,67	1134
ortorula	2,00	0,72	1113
rula	2,02	0,73	979
břidlice	2,46	0,96	1096
kvarcit	5,26	1,79	991
mramor	2,56	1,10	857
kvarcitický karbonát	2,71	0,90	1210
rohovec	3,39	1,45	1480
sedimentární			
pískovec	1,66	0,99	972
jílovec	1,22	0,95	866
jíl	1,49	0,66	1240
vápenec	2,40	1,13	887
dolomit	3,24	1,24	1088
slín	1,92	0,71	1634
křída	1,58	0,48	1935
sůl kamenná	3,64	1,56	2557
rašelina	0,07	1,62	1758

Součinitel tepelné vodivosti λ (též měrná tepelná vodivost) je jedním ze základních fyzikálních parametrů hornin (tab. 10.2). Horninotvorné minerály vykazují značný rozptyl hodnot měrné tepelné vodivosti ($\lambda = 0,4$ až $8,4$ W . m⁻¹ . K⁻¹). U vyvřelých a metamorfovaných hornin je určována měrnou tepelnou vodivostí λ_i a poměrným zastoupením m_i jednotlivých horninotvorných minerálů. U sedimentárních hornin klesá se vzrůstající pórovitostí a vzrůstá se stupněm nasycení pórového prostoru vodou. U většiny hornin (kromě diabasu a anortozitu) vykazuje λ výrazný pokles se vzrůstající teplotou. Předpokládá se, že pro $\vartheta > 500$ °C (rozhraní kůra—plášť) se u všech hornin asymptoticky blíží hodnotě $\lambda = 2,09$ W . m⁻¹ . K⁻¹.

Součinitel teplotní vodivosti a ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; též **měrná teplotní vodivost**) charakterizuje rychlost vyrovnání teploty v sledovaném horninovém prostředí a je roven poměru měrné tepelné vodivosti λ a měrné tepelné kapacity c při konstantním tlaku podle vztahu

$$a = \frac{\lambda}{c\rho}, \quad (10.3)$$

kde ρ je přirozená hustota hornin ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

Uvážíme-li nepřilíši velký rozptyl hodnot měrného tepla ($c = 850$ až $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) a hustoty hornin ($\rho = 2000$ až $3000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$), pohybuje se hodnota měrné teplotní vodivosti pro většinu hornin v intervalu $a = 5 \cdot 10^{-7}$ až $20 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 10.2), průměrná hodnota pro vyřelé horniny je $a = 13 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

10.2 Závislost teploty na hloubce, tepelná historie Země

Průběh teploty v zemském tělese není dosud znám s dostatečnou přesností, odhady jednotlivých badatelů se liší podle toho, jaký model Země pro své výpočty přijali. Nejlépe je znám průběh teploty do hloubky cca 10 km z přímého měření v průzkumných vrtech.

Přípovrchové vrstvy Země jsou ovlivněny do hloubky několika dm **denním**, do hloubky 20–30 m **ročním cyklem teplotních změn**. Intenzita těchto změn závisí též na charakteru povrchu (obnažený povrch, nízký či vysoký rostlinný porost), na členitosti terénu a na klimatu (obr. 10.1).

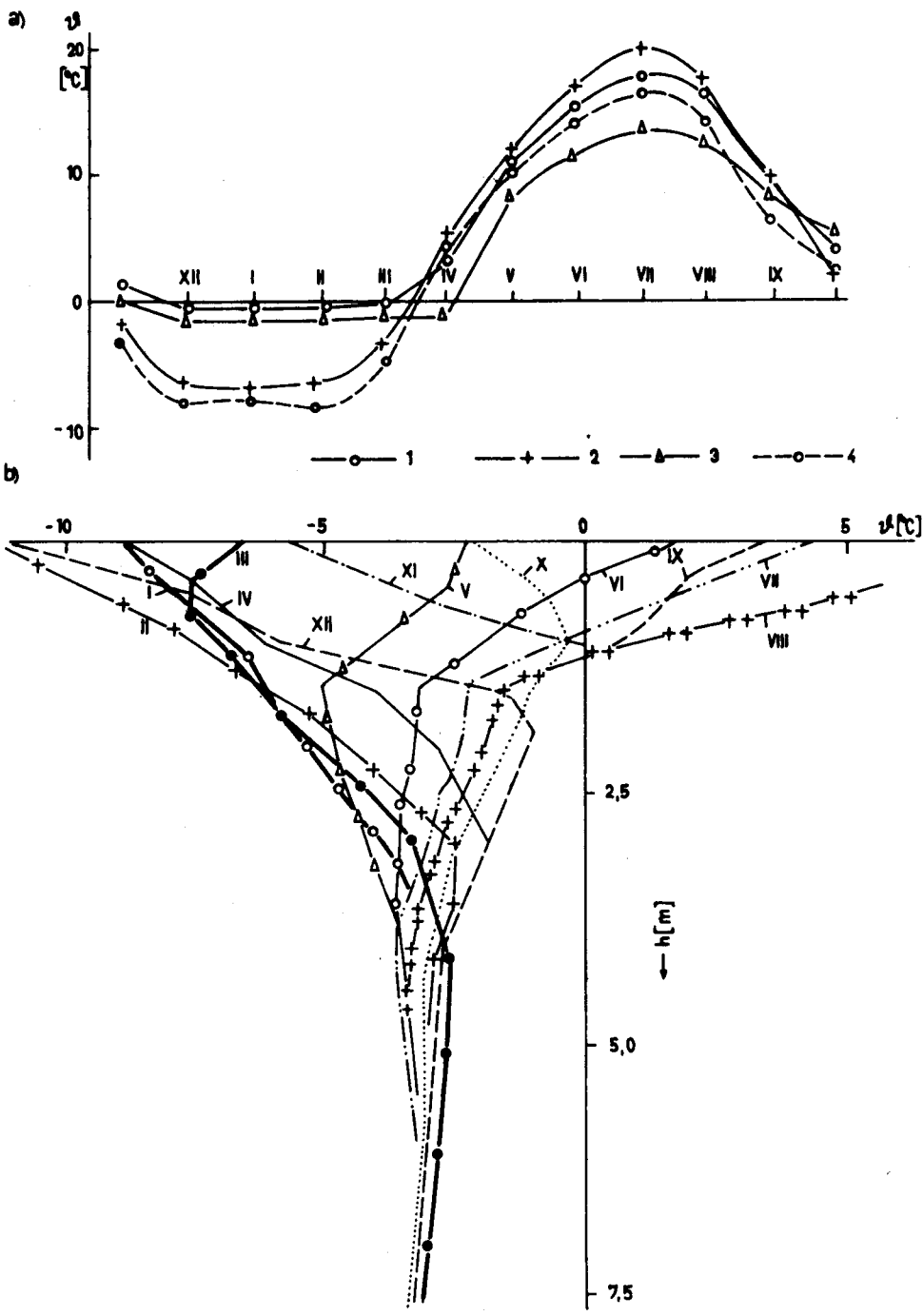
Základní představu o změně teploty **do hloubky několika km** nám poskytne teplotní měření ve vrtech. Protože hustoty tepelného toku nevykazují příliš velký rozptyl, je velikost teplotního gradientu určována převážně hodnotou tepelné vodivosti hornin. Na našem území nepřesahuje obvykle teplota v hloubce 20–30 m hodnotu $\vartheta = 10 \text{ }^\circ\text{C}$, teplotní gradienty do hloubky prvních jednotek km se pohybují v rozmezí $G = 10\text{--}40 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$.

Představu o pravděpodobném průběhu teplot **v hloubkách větších než 10 km** můžeme získat jedině tak, že si vytvoříme určitý model Země, ve kterém je definována pravděpodobná závislost měrné tepelné vodivosti na hloubce a pravděpodobné rozložení zdrojů radiogenního tepla. Pro některé oblasti ČSSR je pravděpodobný průběh teploty do hloubky 80 km znázorněn na obr. 10.2. V hloubce 100 km nepřesahují teploty ve starých konsolidovaných oblastech ($q < 50 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$) hodnotu $\vartheta = 1200 \text{ }^\circ\text{C}$, v mladých sedimentárních pánvích s extrémním tepelným tokem ($q > 100 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$) hodnotu $\vartheta = 2000 \text{ }^\circ\text{C}$. Pro **hloubky větší než 100 km** vzrůstá výrazně tepelná vodivost zemského nitra, teplotní gradient se naopak snižuje, takže na rozhraní plášť–jádro teplota pravděpodobně nepřesahuje hodnotu $\vartheta = 4700 \text{ }^\circ\text{C}$ a v centru Země hodnotu $\vartheta = 6000 \text{ }^\circ\text{C}$ (J. A. LJUBIMOVA, 1962, J. VERHOOGEN, 1956). Podle některých autorů jsou odpovídající teploty značně nižší ($2500 \text{ }^\circ\text{C}$ na rozhraní plášť–jádro, $3000 \text{ }^\circ\text{C}$ ve středu Země – viz M. BEAZLEY, 1981).

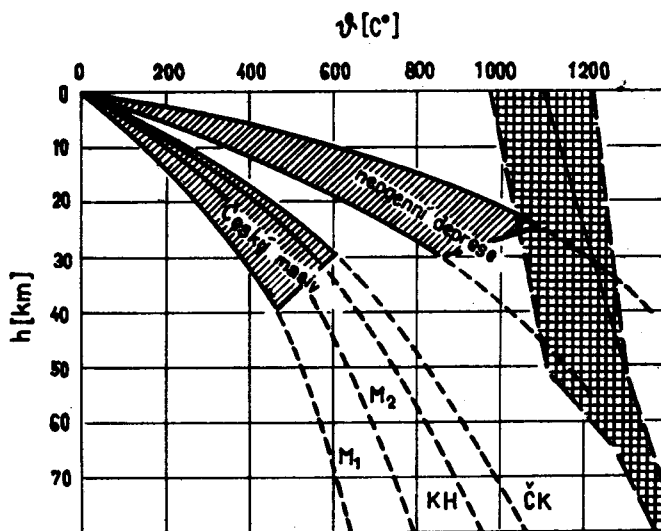
Otázka nynějšího rozdělení teplot úzce souvisí s tepelnou historií Země. Tepelné pole Země totiž vykazuje značnou setrvačnost. Představa o tepelném vývoji Země může tedy přispět i k objasnění některých jevů současnosti.

Z řady hypotéz a představ o **tepelné historii Země** vyhovuje nejlépe současným poznatkům o vnitřním složení Země představa J. A. LJUBIMOVÉ (in V. ČERMÁK, 1967). Vychází z **kosmogonické teorie** O. J. ŠMIDTA o vzniku Země koncentrací hmoty z mezihvězdného prachu cca před 4,7 miliardami let. Celou tepelnou historii lze rozdělit na období před a po diferenciaci hmoty podle hustoty.

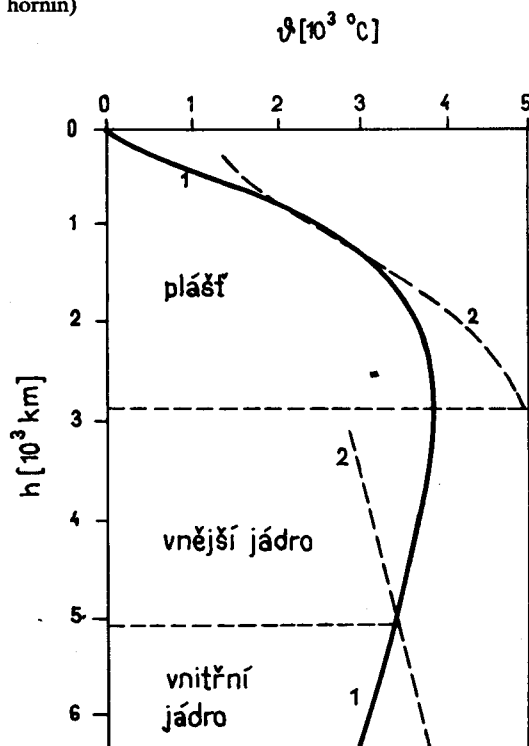
První období v rozmezí $-4,7$ až -3 miliardy let je charakterizované vznikem a postupným nárůstem hmoty Země až na hodnotu $0,8 M_Z$, kde veličina M_Z představuje nynější hmotnost



10.1 Roční cyklus teplotních změn (podle G. A. ČEREMENSKÉHO, 1972): a) na povrchu Země v závislosti na charakteru pokryvu; b) do hloubky 7,5 m v oblastech dlouhodobě zmrzlé půdy (římské číslice u křivek udávají měsíc, ve kterém bylo měření provedeno). Označení: 1 – louka, 2 – bez porostu, 3 – les, 4 – vzduch



10.2 Pravděpodobný průběh teploty do hloubky 80 km v Českém masívu a ve východoslovenské neogenní pánvi (podle V. ČERMÁKA, 1980). Označení: M_1 , M_2 – minimální a maximální teploty v mezihorském bloku Českého masívu, KH – v Krušných horách, ČK – v české křídě (mřížkou je vyznačena oblast teplot, způsobujících tavení hornin)



10.3 Pravděpodobný průběh teploty v zemském tělese (1) a křivky mezních hodnot (2) pro taveninu (podle J. A. LJUBIMOVÉ in V. ČERMÁK, 1967)

Země. Počáteční teplota hmoty byla nulová, rovněž teplotu povrchu planety lze po celou dobu jejího vývoje považovat prakticky za nulovou. Na **růstu teploty uvnitř zemského tělesa** se podílely tři složky tepelné energie: **teplo uvolněné přeměnou kinetické energie dopadlých částic, teplo uvolněné adiabatickým stlačením hmoty a nárůstem hustoty, teplo uvolněné rozpadem radioaktivních prvků**, které byly původně rozptýleny v zemské hmotě rovnoměrně (žádná hustotní ani látková diferenciace Země neexistovala).

Ke konci prvního období vzrostla teplota uvnitř Země natolik, že došlo zejména ve středních hloubkách k postupnému měknutí až roztavení hmoty a současně ke **gravitační diferenciaci**, tj. vzniku jádra, pláště a kůry. S tím souvisí i vnesení radioaktivních prvků k povrchu, takže v kůře je po diferenciaci asi stokrát vyšší koncentrace ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th a třikrát vyšší koncentrace ^{40}K než v plášti, zatímco v plášti se snížila koncentrace těchto radioizotopů pouze o 8 %. Graf v obr. 10.3, znázňující průběh teplot v zemském tělese na závěr druhého vývojového období, byl vypočten řešením základní diferenciální rovnice pro vedení tepla s uvážením dosavadních znalostí o fyzikálních vlastnostech jednotlivých vrstev. Srovnáme-li jej s křivkami mezních teplot pro taveninu, pak je zřejmé, že plášť může být alespoň zčásti ve stavu plastickém a vnější jádro ve stavu tekutém.

10.3 Pole tepelného toku, význam tepelné energie pro formování zemského povrchu

Pro posouzení **tepelného hospodářství Země**, tj. pro vymezení míst s větším a menším výnosem tepelné energie z nitra Země, je třeba znát rozložení hustot tepelného toku na zemském povrchu. Ke **stanovení hustoty tepelného toku** se využívá vztahu (10.1). Musíme tedy znát měrnou tepelnou vodivost λ horninového prostředí a geotermický gradient G v daném místě.

Měrná tepelná vodivost λ různých hornin se stanoví zpravidla laboratorně z odebraných vzorků (nejspolehlivější a nejrozšířenější je metoda tzv. „dělené tyče“ – V. ČERMÁK, M. KREŠL, 1968). Přímé metody měření v terénu jsou poměrně méně přesné. Geotermický gradient G se zpravidla určuje z teplotních měření v hlubokých vrtech ($h > 400$ až 500 m), výjimečně i v hlubokých dolech (zde je teplotní pole zpravidla narušeno cirkulací vzduchu). K měření se používá teploměry založených na principu elektrických odporových teploměry s absolutní přesností 0,01 °C. Kontrola se provádí maximálními rtuťovými teploměry. Hodnoty tepelného toku lze ovšem také měřit přímo v terénu tzv. fluxmetry (blíže k problematice geotermických měření např. V. ČERMÁK, 1967, S. MAREŠ et al., 1979).

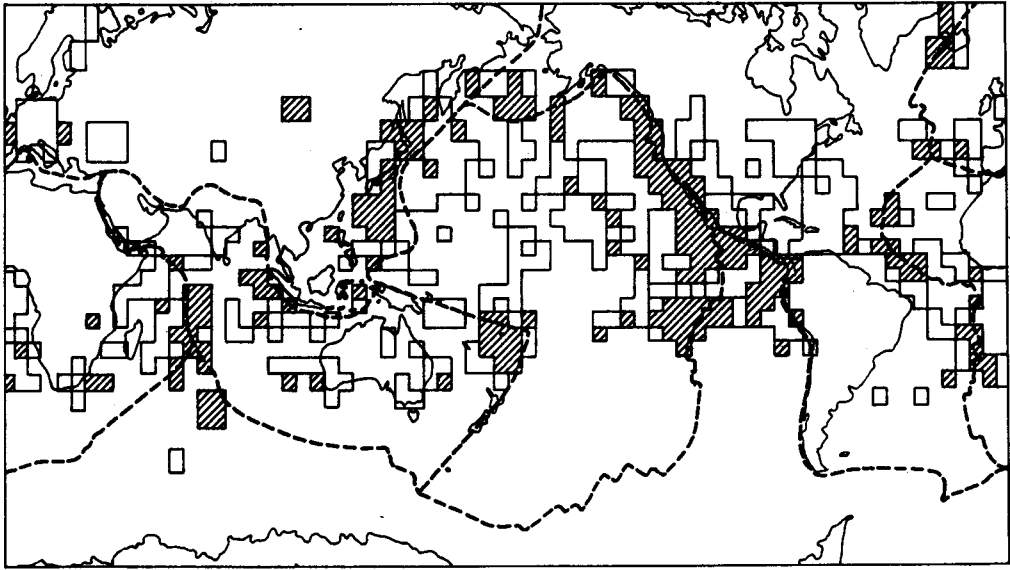
Na zemském povrchu lze všude pozorovat tok tepelné energie z hlubin k povrchu. Hustota tepelného toku q byla již změřena na mnoha místech jak na kontinentech, tak oceánech. **Průměrná hodnota q** na 5 kontinentech se pohybuje v rozmezí 50–70 mW . m⁻², v oceánech v rozmezí 54–75 mW . m⁻². Pro celý povrch Země je průměrná hodnota $q = 62,3 \pm 40,1$ mW . m⁻² (A. M. JESSOP et al., 1976). Vzhledem k nápadně odlišné stavbě oceánické a kontinentální zemské kůry a vyššímu podílu radioaktivních prvků v kontinentální kůře je shoda v průměrných hodnotách q překvapující. Zřejmě je příspěvek tepelného toku z pláště větší než se původně předpokládalo.

Přehled o **geografickém rozložení hustoty tepelného toku** v měřítku celé Země podává obr. 10.4.

Hustoty tepelného toku vykazují poměrně těsný nepřímý korelační vztah ke stáří tektonických celků a k mocnosti zemské kůry.

V **oblastech s kontinentální kůrou** lze pozorovat nejvyšší hodnoty hustoty tepelného toku ($q > 100$ mW . m⁻²) v oblastech tercierního a mladšího vulkanismu, v riftových zónách (bajkalský rift $q = 104,3 \pm 18,8$ mW . m⁻², rýnský rift) a v mladších tercierních pánvích s malou mocností kůry (např. panonská pánev). Poněkud nižšími hodnotami ($q < 80$ mW . m⁻²) se projevují mladší

b)



□ 1 ▨ 2 - - - 3

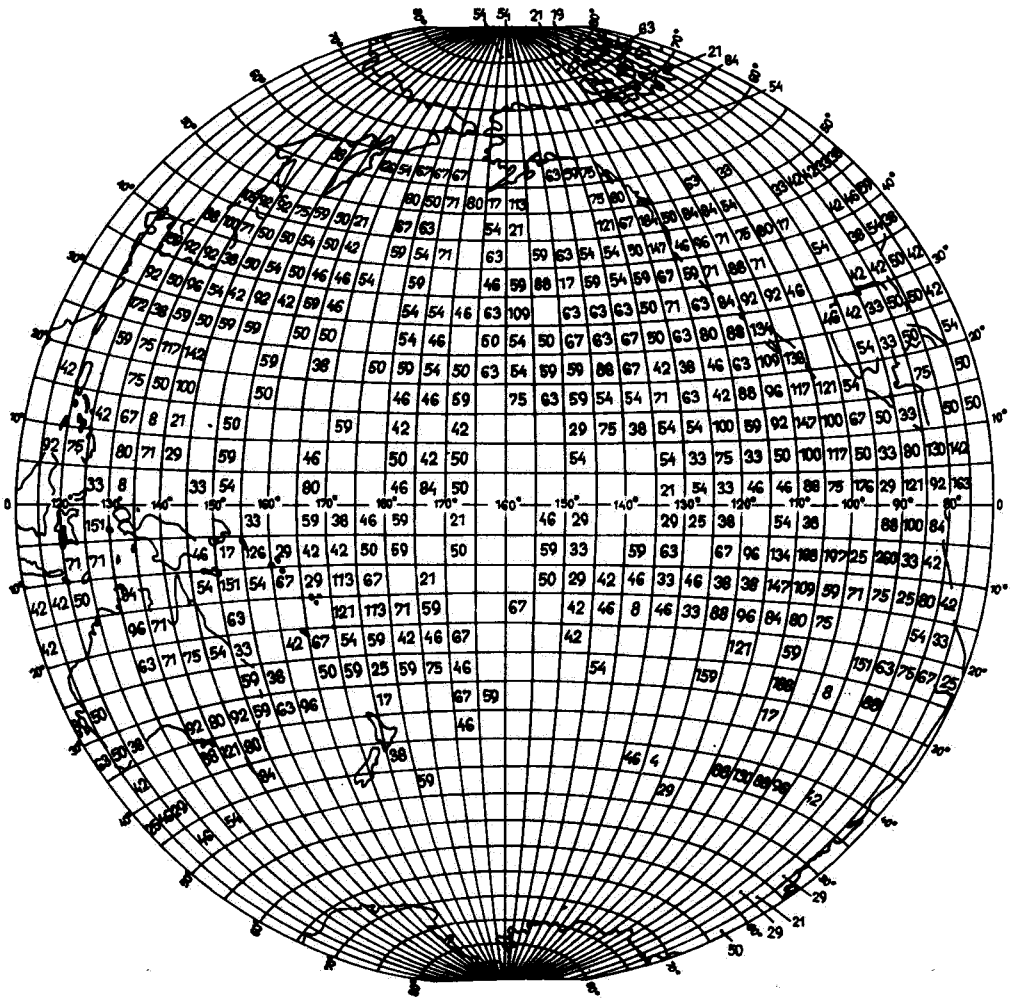
10.4 Geografické rozložení hustoty tepelného toku na Zemi (upraveno podle McGraw-Hill Encyclopedia of the Geological Sciences, 1978): a) aritmetický průměr hustoty tepelného toku z různého počtu měření pro plochy o rozměrech 5° zeměpisné šířky x 5° zeměpisné délky; b) směrodatné odchylky s_q hustot tepelného toku pro plochy o rozměrech 5° zeměpisné šířky x 5° zeměpisné délky: 1 – $s_q < 20,9 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$; 2 – $s_q > 20,9 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$; 3 – hranice mezi hlavními litosférickými deskami (největší rozptyl hodnot připadá na okrajové části litosférických desek)

pásemná pohoří (alpický orogén $q = 72 \pm 23,9 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, Kordillery $q = 76,6 \pm 26,0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$), ještě nižšími hodnotami paleozoické orogeny (kaledonidy, variscidy $q = 67 \pm 75,4 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$). Nejnižší, poměrně vyrovnané hodnoty byly pozorovány v oblastech pevninských štítů ($q = 43,5 \pm 17,3 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ve štítech kanadském, baltském, ukrajinském, indickém, australském, jihoafrickém – viz K. HORAI, G. SIMMONS, 1969).

Podobná situace existuje v **oblastech s oceánickou kůrou**. Nejnižší hodnoty připadají na hlubokomořské příkopy $41,5 \pm 25,5 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Na hlubokomořských rovinách dosahují $53,6 \pm 22,2 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, v ostrovních obloucích $56,9 \pm 22,6 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ a na riftech v podmořských hřbetech $76,2 \pm 65,3 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Velký rozptyl poměrně vysokých hodnot na oceánských hřbetech je projevem diferenciovaného tepelného toku a tektonické aktivity (V. ŠKVOR, J. ZEMAN, 1976). Stejně jako na pevninách i v oceánech připadají nejvyšší hustoty tepelného toku na oblasti sopečné aktivity. Vysoké hodnoty hustot tepelného toku q korelují s kladnými izostatickými anomáliemi, s vysokými kladnými gradienty vertikálních tektonických pohybů v neogénu a kvartéru, sníženými rychlostmi seismických vln ve svrchním pláští, často jsou doprovázeny velkými magnetickými anomáliemi. Oblasti výrazných horizontálních gradientů q korelují velmi dobře s oblastmi zvýšené seismicity. Jsou to především oblasti styku pevninských ker, kde vznikají též zemětřesení s hluboko založenými hypocentry.

Obraz, který poskytuje pole hustot tepelného toku spolu s poznatky seismologie a s polem tíhovým a magnetickým, podporuje významně **teorii litosférických desek a globální tektoniky**. Charakteristický profil hodnot q nad středooceánským hřbetem (riftem) a subdukční zónou (obr.

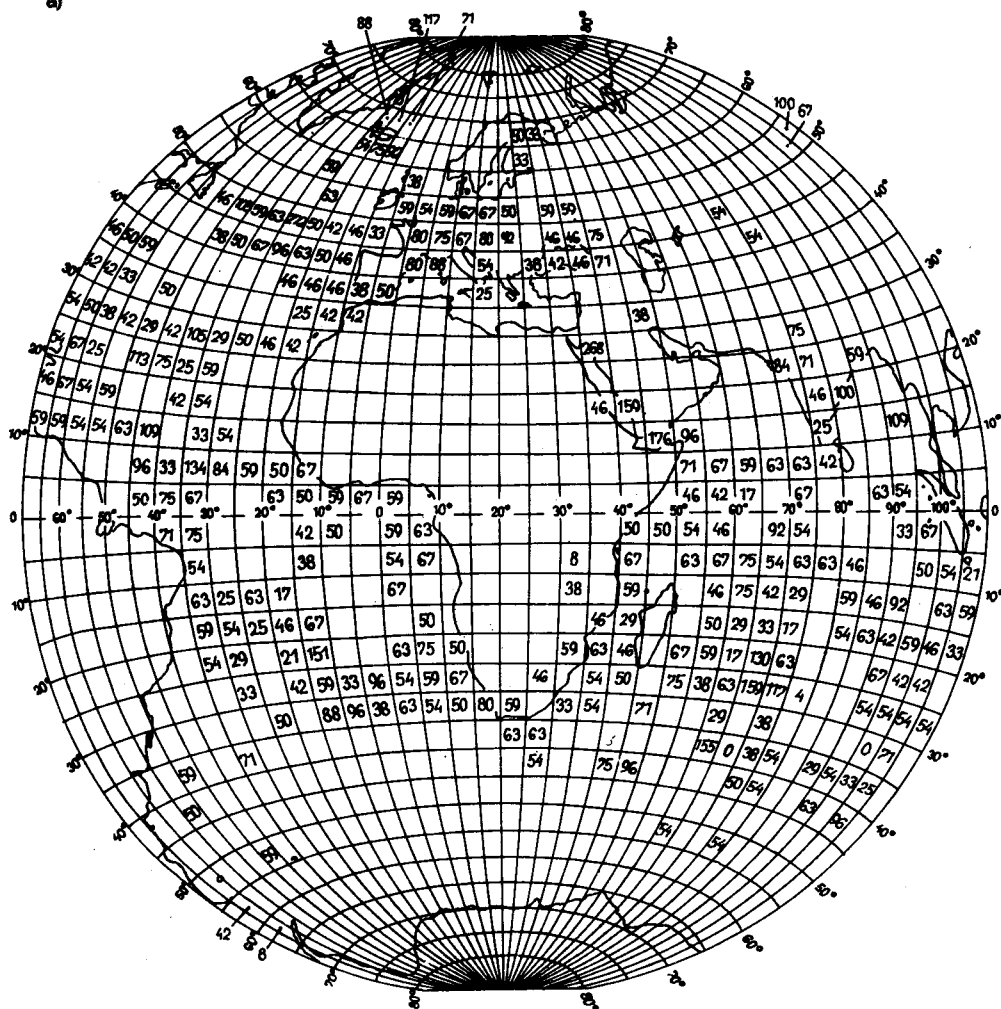
a)



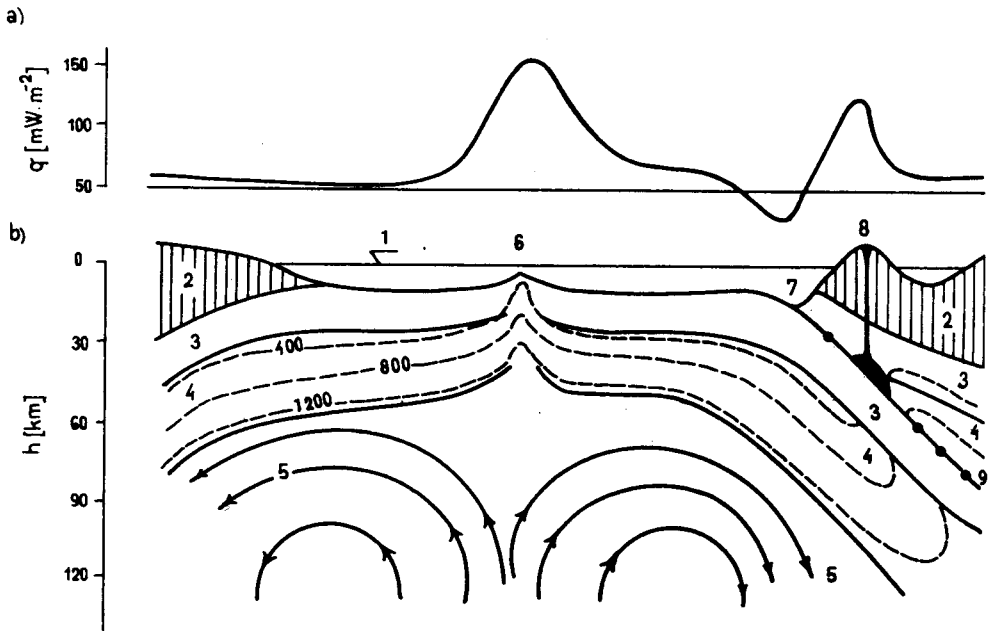
10.5) vede nutně k představě konvekčních proudů v astenosféře, které mají pod riftem vzestupný charakter a v místech subdukčních zón charakter sestupný. Existují pochopitelně oblasti, kde konvekční proudy mají složku horizontální a ta je příčinou pohybu litosférických desek. V prostoru subdukčních zón se na třecí ploše přeměňuje mechanická energie v tepelnou, horniny sa natavují a takto vzniklé magmatické krby mají za následek sopečnou činnost v oblastech ostrovních oblouků. Pokud nesou litosférické desky kontinentální hmotu, oddělí se tato v místě kolise (subdukcce), vznikají vrásové příkrovy a velká pásemná pohoří. Ukazuje se tedy, že tepelná energie Země je pravděpodobně nejvýznamnější endogenní silou při formování zemského povrchu.

Mapa hustot tepelného toku v ČSSR (obr. 10.6) byla sestavena z 101 stanovení q do r. 1976 V. ČERMÁKEM (1976). Průměrná hodnota $q = 71,1 \pm 22,1 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$. Rozložení hustot tepelného toku odpovídá obecně zjištěným zákonitostem. Relativně nízká geotermická aktivita je charakteristická pro větší část Českého masívu, zejména pro jeho jižní a střední stabilní část.

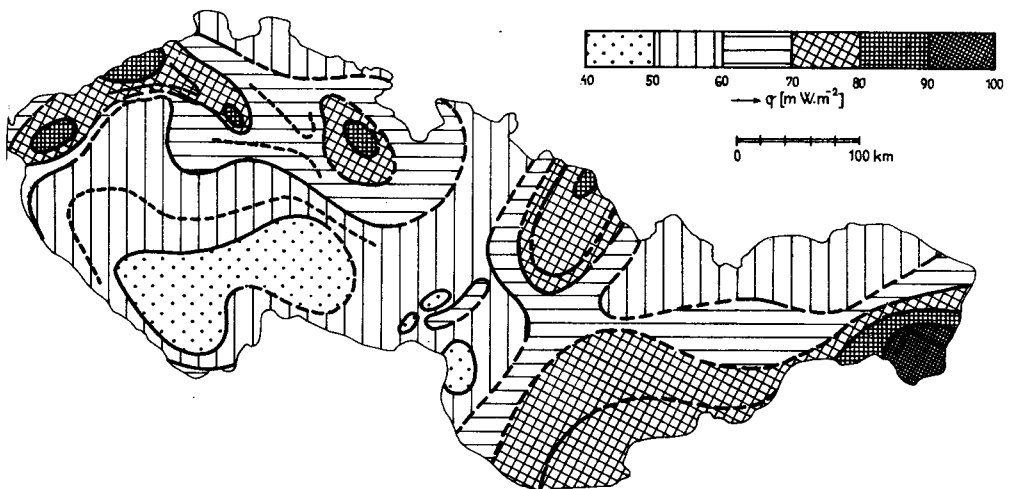
a)



Směrem k severozápadu a severovýchodu tepelný tok roste úměrně tomu, jak klesá mocnost zemské kůry. Maximální hodnoty q jsou dosaženy v okolí Teplic, přibližně v oblasti křížení labského a oháreckého zlomového systému. Zvýšení geotermické aktivity v Krušnohoří lze vysvětlit vysokou radioaktivitou povrchových hornin, v oblasti České křidy zvýšením tepelného toku ze svrchního pláště. Podél karpatské čelní předhlubně roste tepelný tok od jihozápadu k severovýchodu. Vysoké hodnoty q na Ostravsku souvisejí zřejmě s tektonickým oživením v době alpsko-karpatského vrásnění. Hodnoty q v oblasti Karpat rostou ve všech směrech od vnějších k vnitřním strukturním jednotkám karpatského oblouku. Nejvyšší hustoty tepelného toku byly zjištěny ve Východoslovenské nížině ($q = 100\text{--}130 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$). V rozložení hustot tepelného toku na území ČSSR se tak výrazně projevuje skutečnost, že oblast Českého masívu je součástí geologicky konsolidované Meso-Evropy, zatímco Západní Karpaty jsou součástí mladé Neo-Evropy.



10.5 Schematizovaný průběh hustoty tepelného toku q nad modelem riftové zóny a subdukční zóny (upraveno podle M. BEAZLEY, 1981): a) křivka hustot tepelného toku na profilu protínajícím středooceánský hřbet (rift) a hlubokomořský příkop se subdukční zónou; b) řez modelem zemské kůry a svrchního pláště. Označení: 1 – hladina oceánu; 2 – kontinentální kůra; 3 – oceánická kůra; 4 – rigidní část svrchního pláště, tvořící spolu se zemskou kůrou litosférickou desku (s vyznačenými izotermami ve $^{\circ}\text{C}$); 5 – astenosféra s vyznačením směru konvekčních proudů; 6 – středooceánský hřbet (rift); 7 – hlubokomořský příkop; 8 – sopky ostrovních oblouků; 9 – subdukční zóna s vyznačenými ohnisky zemětřesení



10.6 Mapa hustot tepelného toku q na území ČSSR (V. ČERMÁK, 1976)

Mapy hustot tepelného toku mají velký význam i z národohospodářského hlediska, neboť zóny zvýšené geotermické aktivity jsou vodítkem pro **vyhledávání geotermální energie**. Uvážíme-li současné ceny vrtných prací, pak ekonomicky využitelné zdroje mohou být získány pouze z oblastí, kde $q > 80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Teplíčko a podkrušnohorský prolom v Českém masívu, okraj Panonské nížiny na Slovensku).

10.4 Podíl vulkanické činnosti na tepelném hospodářství Země

Zemské těleso ztrácí teplo nejen v důsledku tepelného toku, ale i při **vulkanické činnosti**. Vulkanickou činností se rozumí všechny procesy související s pohybem magmatu uvnitř i na povrchu zemské kůry. **Magma** je v podstatě suspenze pevných částic v roztaveném kapalném prostředí o velmi vysokých teplotách (např. v kráteru sopky Ključevskaja byly naměřeny teploty magmatu 1145–1200 °C). V podobě magmatu se vynáší na zemský povrch nebo do zemské kůry značné množství tepla. Množství tepelné energie uvolněné při sopečné činnosti se odhaduje řádově na 10^{18} J za rok.

Zatímco vlastní sopečná činnost je poměrně krátkodobým jevem, existuje řada jevů, které ji doprovázejí nebo po ní následují. Mezi ně patří především **termální prameny**, které jsou většinou výrazem dohasínající sopečné činnosti. Horké páry se při výstupu puklinami v zemské kůře ochlazují a kondenzují v horkou vodu nebo se mohou mísit s chladnějšími podzemními vodami, které ohřívají a vystupují na povrch jako termální prameny. Výstup vody může probíhat plynule nebo přerušovaně. Přerušované výrony byly na Islandu nazvány **gejzíry**. Velký počet je jich např. na Novém Zélandu, kde po 5 let byl v činnosti největší světový gejzír Waimangu, který při každém vývěru vyvrhoval asi 800 t vody a kamene až do výšky 460 m. Termální prameny vynášejí ze zemského tělesa značné množství tepla. Např. podle J. RINEHARTA (1970) činí výnos tepla gejzíru Old Faithful v Yellowstoneském národním parku $5,61 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ (počáteční teplo vody při erupci je 112 °C, při ukončení 93 °C). K uvolňování tepelné energie dochází i při dalších průvodních jevech vulkanické činnosti jako jsou **fumaroly** (exhalace plynů a par, které často se sykotem unikají pod tlakem z trhlin – jejich teplota podle vzdálenosti od sopky kolísá od 100 do 800 °C) a **solfatary** (výrony po skončení vulkanické činnosti složené z vodní páry, sirovodíku, oxidu siřičitého a oxidu uhličitého).

Hlavní **ohniska sopečné činnosti** se stejně jako ohniska zemětřesení koncentrují do okrajových částí hlavních litosférických desek. Ovšem i uvnitř těchto zdánlivě kompaktních desek existují místa, kde magma vystupuje z hlubin k povrchu a nebo kde hluboké tektonické zlomy pronikají zemskou kůrou až ke svrchnímu plášti, odkud zemské teplo uniká k povrchu.

10.5 Využití geotermální energie

Pevné zemské těleso představuje obrovský a prakticky nevyčerpatelný zdroj tepelné energie. Z praktického hlediska mají však význam jen ty jeho části, kde existují buď přirozené přenašeče tepla (např. termální vody) nebo kde lze zemské teplo získávat zavedením umělých přenosových médií z povrchu. **Geotermální energie** se využívá zejména k **výrobě elektrické energie a k vytápění různých objektů**. Např. v r. 1978 se z tohoto zdroje využívalo 7045 MW k vytápění a 1370 MW k výrobě elektrické energie, v r. 1982 to bylo již 3287 MW elektrické energie. Nejrozšířenější je využívání geotermální energie v USA, Itálii, Japonsku, na Novém Zélandu, Islandu, v SSSR atd.

Mezi **přednosti geotermální energie** patří, vedle praktické nevyčerpatelnosti a skutečnosti, že v mnoha místech přirozenou cestou vystupuje na zemský povrch, to, že její využívání s sebou nepřináší odpadní produkty znečišťující krajinnou sféru jako při využití fosilních paliv. **Geotermální zdroje** lze podle A. M. JESSOPA (in V. ČERMÁK, 1976) dělit na:

- a) **oblasti rezervoárů přírodní páry** (z energetického hlediska nejvýhodnější);
- b) **oblasti vysokotermálních zdrojů** (100–250 °C);
- c) **oblasti nízkotermálních zdrojů** (40–100 °C);
- d) **oblasti „dry hot rock“**, tj. oblasti, kde existuje vysoký tepelný tok, chybí však hydrotermální projevy; v takových místech je třeba vytvořit tzv. podzemní tepelný kotelní či rozsáhlý objem rozrušených hornin a soustavou vrtů sem zavést povrchovou vodu a po jejím ohřátí ji čerpat;
- e) **normální oblasti**.

Zdroje skupin a) – c) jsou v současnosti využívány v některých zemích, zdroje skupiny d) jsou studovány a skupina zdrojů e) je perspektivní z dlouhodobého hlediska v souvislosti se zdokonalováním techniky a technologie určené k získávání tepla.

V ČSSR je geotermální energie tradičně využita k **lázeňským účelům** (nejteplejší je voda Vřídla II v Karlových Varech – změřená teplota v prameni na zemském povrchu je 72 °C), v menší míře se využívá v Podunajské nížině k **vytápění skleníků** a k **rekreačním účelům**. Z perspektivního hlediska je pro využití geotermální energie nejnadějnější Východoslovenská nížina (blíže o možnostech využití geotermální energie v ČSSR V. ČERMÁK, 1976, V. ČERMÁK et al., 1981, M. HAZDROVÁ et al., 1981).