

# Teplotná deformácia - faktor štruktúrneho oslabenia horninového masívu

Vlčko Ján, Jezný Michal, Hvožd'ara\* Milan, Durmeková Tatiana, Greif Vladimír

**Kľúčové slová:** skalný horninový masív, tepelný tok, termo-fyzikálne parametre, teplotno-mechanické procesy, svahové deformácie, Spišský hrad

## Abstrakt

Povrchová časť skalných horninových masívov je ovplyvnená ako dennými, tak aj sezónnymi kolísaniami teplôt zapríčinených zmenami teploty ovzdušia, ochladzovaním vetrom a slnečným žiarením. Tieto cyklické kolísania sú čiastočne prenášané do vnútra horninových masívov v zmysle kondukcie, v súlade s Fourierovými zákonmi. Autori sa vo svojom príspevku zamerali na štúdium priebehu tepelného toku v horninovom masíve, ako aj na zistenie tých termofyzikálnych vlastností, ktoré z hľadiska teplotno-mechanického správania majú podstatný význam pri jeho rozvoľnení. Na základe výskumu bolo zistené, že povrchová vrstva do 80 cm je termicky najviac atakovaná. V nej sa generujú *tepelne podmienené objemové zmeny* a *teplotné deformácie* a snimi späté procesy dezintegrácie horninových masívov.

## Úvod

Vývoj a priebeh mnohých geologických javov determinuje tepelná energia, ktorá v závislosti od slnečného žiarenia, od prenosu tepla na zemskom povrchu a jeho prieniku do horninového masívu je súčasťou tepelného režimu povrchu Zeme.

Skúmanie tepelných vlastností materiálov je vo všeobecnosti predmetom záujmu, predovšetkým fyziky, materiálového inžinierstva i viacerých technicky zameraných vedeckých disciplín. Menej výskumného priestoru, ktorý by bol zameraný na skúmanie vplyvu teploty na termo-mechanické správanie hornín, resp. horninových masívov venuje inžinierska geológia alebo geotechnika. Za kľúčové z tohto pohľadu považujeme poznatky o vplyve cyklických teplotných kolísaní (denných, sezónnych, ročných) a s týmto javom úzko spätý prenos (prienik) teploty do vnútra horninových masívov (skalných, resp. poloskalných

---

\* Doc.RNDr. Milan Hvožd'ara, DrSc, Geofyzikálny ústav SAV Bratislava, Dubravská cesta 9, 845 07 Bratislava

Doc. RNDr. Vlčko, Ján, PhD; Mgr. Jezný Michal; RNDr. Durmeková Tatiana; PhD, Mgr. Greif Vladimír, PhD., Katedra inžinierskej geológie PRIF UK, 842 15 Bratislava, Mlynská dolina G

hornín), ako aj vznik teplotno-mechanických procesov, pri ktorých dochádza k teplotne podmieneným zmenám objemu hornín a vzniku trvalej (nevratnej) teplotnej deformácie. Rovnako nie je dostatočne objasnený ani vplyv trvalej teplotnej deformácie hornín na zmenu rovnováhy v svahoch tvorených skalnými horninovými masívmi.

To, že z pohľadu inžinierskej geológie a geotechniky je štúdium termofyzikálnych vlastností limitované je na jednej strane logicky odôvodniteľné i tým, že inžinierska geológia na rozdiel od geofyziky, príp. hydrogeológie nezávisí v globálnej miere teplotné charakteristiky Zeme ako výsledky endogénnych zdrojov tepla, resp. nezaobera sa zisťovaním zdrojov hydrotermálnej energie a jej využitia, na strane druhej, zo strany inžinierskej geológie, príp. geotechniky sa pravdepodobne jedná o nedocenenie vplyvu teploty ako faktora s nie výrazným, v prírode pozorovateľným, deštruktívnym prejavom na horninové prostredie. Nezanedbateľnú úlohu zohráva i časová a materiálová náročnosť i nákladnosť zisťovania termofyzikálnych vlastností hornín tak in situ, ako aj v laboratóriu.

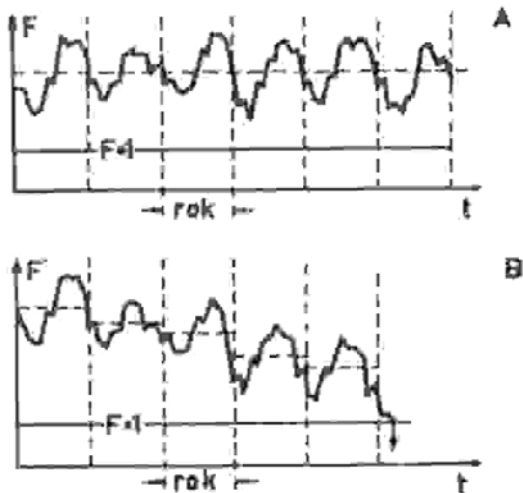
Napriek vyššie uvedeným faktom aj v oblasti inžinierskej geológie, príp. geotechniky sa urobil v tomto smere istý pokrok. Vďaka laboratórnemu vybaveniu i terénnym pozorovaniam sme sa našom pracovisku zamerali na sledovanie priebehu tepelného toku v horninovom masíve i na zisťovanie jeho vplyvu na kinematiku creepových pohybov travertínového telesa Spišského hradu. S posledne menovaným úzko súvisí i optimalizácia výsledkov monitorovania svahových pohybov, keď vo väčšine prípadov síce výrobca udáva teplotné korekcie, tie sa však týkajú vlastného monitorovacieho zariadenia, nie však reálneho vplyvu teploty na teplotno-mechanické správanie sa horninového masívu a s ňou súvisiacou kinematikou monitorovaného procesu (pohybu).

### **Teplota – permanentný faktor vzniku svahových pohybov**

Z literatúry je známy celý rad prác, ktoré synteticky hodnotia a analyzujú podmienky, príčiny a faktory, ktoré spôsobujú svahový pohyb /1 až 8/ a mnohí iní/. Na základe publikovaných poznatkov, ako i na základe pracovnej skupiny UNESCO WP/WLI a komisie IUGS WG/L /9,10/ možno v súčasnosti konštatovať, že na nestabilitu svahu, resp. na nerovnováhu vo svahu vplývajú faktory (tab. 1):

- **permanentne** pôsobiace, ktorých vplyv je nepatrný, zhoršujú na jednej strane podmienky rovnováhy, avšak vznik alebo aktivizáciu svahového pohybu (napr. zmena obsahu vody vo svahu, vplyvy teploty a pod.) spravidla nevyvolávajú, iba ho pripravujú (podľa niektorých autorov sa nazývajú prípravné alebo **preparatory** faktory). Pôsobia areálne a ich

účinkom sa nedá zabrániť (obr. 1 A); spôsobujú **vrátne zmeny**, ktoré spočívajú v striedavom znižovaní a zvyšovaní stupňa stability svahu. Tento stav permanentného hľadania rovnováhy vo svahu vyvolávajú faktory s periodickými účinkami, pričom **periodický faktor** nesmie dosiahnuť **extrémnu hodnotu**, pretože v takomto prípade je už považovaný za faktor s epizodickým účinkom



Obr.1 Vplyv permanentne pôsobiacich faktorov na stabilitu svahu /2/  
 A –svah v stave dynamickej rovnováhy so sezónnym kolísaním  
 B – postupné klesanie stability svahu až do jeho porušenia  
 F – stupeň stability  
 t - čas

• **epizodické** (niekedy poňaté ako neperiodické alebo spúšťacie, **triggers**) napr. zemetrasenie, extrémne zrážky a i. predstavujú jednorazové lokálne pôsobiace **nevrátne** zmeny v procese vývoja svahového javu, vedú k vyvolaniu svahového pohybu; čoraz častejšie sú ovplyvňované nielen prírodnými (geologickými) faktormi ale i človekom (obr. 1 B).

Rozdiely medzi **epizodickými** (spúšťacími) faktormi vzniku svahových pohybov a **permanentnými** (prípravnými) spočíva v tom, že zatiaľ čo prvé pôsobia bezprostredne a sú impulzom vzniku svahového javu, u faktorov prípravných zohráva podstatnú úlohu ich dlhodobý kumulatívny účinok.

Tab. 1. Pôsobenie faktorov na podmienky stability podľa Pašek et al. 1995 /2/

Geodynamické faktory		Zmeny
<b>Permanentné</b>		
Erózia, akumulácia, sufózia, tektonika		- geometria svahu, napätie vo svahu
zvetrávacie procesy, pôsobenie mrazu, slnečný osvit		- mechanického stavu i chemického zloženia horninového prostredia
<b>Epizodické</b>		
<i>Prírodné</i>	<i>antropogénne</i>	
Abnormálne zrážky, odmäk, vlnobitie	zásahy do vodného režimu (úpravy tokov, vzdutie vody)	- výšky sklonu a povrchu svahov - odtokových pomerov, zvetrávania hornín
Prítoky vody do svahu (prameň), kolísanie teploty (mráz, odmäk, evaporácia)	kolísanie vody v nádržiach, kolísanie hladiny podzemnej vody spôsobenej čerpaním, zanedbané nádrže	- vlhkosti, hladiny podzemnej vody, spádu podzemnej vody
seizmické otrasy, zemetrasenia	umelé otrasy (odstrely, vibrácie, stroje, doprava)	- mechanického stavu hornín
príťaženie zrážkovou vodou a vodou z topiacich sa snehov	príťaženie násypmi, návažkami, haldami	- vonkajšieho zaťaženia, napätia vo svahu
	poľnohospodárske, lesnícke, stavebné, ťažobné práce	- geometrie svahu, odtokových pomerov

Z uvedeného prehľadu sa dá jednoznačne usúdiť, že teplota, resp. cyklické striedanie teploty patrí medzi faktory permanentne pôsobiace na svah, ktoré podľa doterajších zistení spôsobujú **zvrtné zmeny**. S týmto názorom sa pravdepodobne **nedá** v plnom rozsahu súhlasiť. Bližšie poznanie termofyzikálnych vlastností hornín, ako aj termo-mechanické správanie hornín pri tepelnej záťaži poukazujú na trochu odlišné okolnosti. Problematika teploty a jej vplyvu na podmienky medznej rovnováhy vo svahu nebola prioritne nikdy predmetom záujmu geológov, aj napriek tomu však, viacerí autori v minulosti sa týmto problémom zaoberali. V tridsiatych rokoch minulého storočia Záruba tlmočil prvé názory, že povrchové teplotné zmeny v horninovom masíve spôsobené zmenami teploty vzduchu, môžu aktivizovať svahové pohyby v skalných horninách. Na tento jav, ako uvádza Záruba /11/, upozornil už Davidson v r.1888, ktorý zistil, že pieskovcová doska dlhá približne 1 m uložená na podklade so sklonom 17° sa v dôsledku kolísania teploty posúva približne 1 cm za 1 rok (0,0274 mm za 1 deň). Rovnako Redlich a Terzaghi (1929 in Záruba) upozornili na uvoľňovanie a posúvanie horninových blokov v dôsledku objemových zmien vyvolaných kolísaním teploty a na základe tohto poznatku vysvetľovali a opísali zosúvanie skalných sutí deponovaných na mierne sklonených svahoch a nakoniec Záruba /11/ pri štúdiu stability

svahov pri Štěchoviciach a Vranom usúdil, že príčinou aktivizácie svahového pohybu v ílovitých bridliciach algonkického veku situovaných v záreze cesty sú s najväčšou pravdepodobnosťou vplyvy kolísania teploty. Možno konštatovať, že Záruba sa ako prvý snažil svahové pohyby na základe dobrých poznatkov o termofyzikálnych vlastnostiach hornín nielen osvetliť, ale spomínaný jav aj kvantifikovať. Po zverejnení týchto poznatkov nastalo pomerne dlhé obdobie, keď vplyv teploty na vznik svahových pohybov v odbornej literatúre nebol kriticky analyzovaný. Až v poslednej dekáde sa opätovne k tejto problematike vrátili viacerí autori. Napr. Vargas /12/, ktorý študoval vznik skalných rútení v oblasti Rio de Janeiro (Brazília) v období bez výraznejšieho úhrnu zrážok, počas tzv. suchej zimy, vyslovil názor, že k vzniku spomínaného javu pravdepodobne došlo v dôsledku striedania povrchovej teploty, ktoré spôsobilo v hornine vznik teplotných napätí (thermal stresses) a zničenie skalných premostení (rock-bridges) v štruktúre horniny, rozvoľnenie horniny a stratu stability skalných blokov. Podobne uvažoval i Gunzburger /6 a 7/ pri štúdiu skalného zrútenia v Rochers de Valabres (región južných francúzskych Álp). Spomínaný autor spolu so svojim kolektívom na podporu svojej idey vytvoril numerický model, ktorým potvrdil svoju hypotézu, že tepelne vzniknuté deformácie mohli byť dostatočnou príčinou zmeny kríповého pohybu v pohyb translačný a z hľadiska kinematiky za pohyb rúťivý. Stewart, Moore /13/ a Watson /14/ študovali veľký aktívny zosuv v oblasti priehradnej nádrže v Checkerboard Creek v Britskej Columbií (Kanada). Napriek dlhodobému komplexnému monitoringu tohto svahu (extenzometre, inklinometre, piezometre teplotné snímače a pod.) autori predpokladajú, že periodické pohyby sú z veľkej časti podmienené teplotnými zmenami, pričom ako uvádzajú, teplotné zmeny boli pozorované až do hĺbky 10 m.

V súčasnosti je možné konštatovať, že väčšina autorov zaoberajúcich sa stabilitou svahov si v plnom rozsahu uvedomuje, že teplotno-mechanické procesy reálne ovplyvňujú stabilitné správanie sa hornín vo svahu, na strane druhej, tým, že nie je naporúdzi ich kvantifikácia (napr. rýchlosť a hĺbkový dosah tepelného toku, trvalá teplotná deformácia a pod.) pri bežných podmienkach riešenia stability horninového masívu logicky termofyzikálne parametre nie sú súčasťou výpočtových riešení /15/.

### **Termofyzikálne vlastnosti hornín a ich vplyv na prenos tepla**

Základnými údajmi potrebnými na posúdenie vplyvu teploty na mechanické správanie horninového masívu je poznanie prirodzeného teplotného poľa a termofyzikálnych parametrov hornín, ku ktorým patrí *koeficient tepelnej i teplotnej vodivosti, merné teplo*

a koeficient dĺžkovej teplotnej rozťažnosti. Takéto poznatky sú nevyhnutným podkladom pre štúdium priestorového i časového rozloženia teplotného poľa v horninovom masíve.

V izotropnom homogénnom prostredí je vedenie tepla určované jedinou konštantou – **koeficientom tepelnej vodivosti** ( $\lambda$ ). Vo všeobecnosti je táto konštanta funkciou teploty, tlaku, pórovitosti, nasýtenia pórov vodou a minerálneho zloženia. Medzi najlepšie vodiče tepla z najrozšírenejších minerálov patrí kremeň ( $\lambda = 8,37 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), z hornín kvarcit, dolomit, anhydrit a kamenná soľ ( $\lambda = 4,19$  až  $6,28 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Najhoršími vodičmi tepla medzi minerálmi sú sludy ( $\lambda = 0,5$  až  $2,0 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), resp. horniny sedimentárneho pôvodu - ílovce ( $\lambda = 0,42$  až  $0,84 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Väčšina hornín tvoriacich základnú hmotu zemskej kôry, má tepelnú vodivosť v rozmedzí  $2,09$  až  $4,19 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$  a väčšinou nevykazujú zreteľnú anizotropiu okrem hornín, na ktorých je foliácia jednoznačná - fylity, ruly, svory /16/.

**Koeficient teplotnej vodivosti hornín** ( $\chi$ ) často sa nazýva aj „súčiniteľ tepelnej vodivosti“, v anglickej literatúre „thermal diffusivity“ charakterizuje rýchlosť zmeny teploty pri pohltení alebo vydaní tepla. Táto veličina môže byť určovaná buď ako stredná hodnota, alebo ako veličina závisiaca na smere tepelného toku, resp. na smere textúrnych alebo štruktúrnych znakov (pórovitosť, kliváž, orientácia, hustota a výplň puklín a pod.) hornín. Teplotná vodivosť priamo súvisí s tepelnou vodivosťou. Koeficient teplotnej vodivosti  $\chi$  závisí na koeficiente tepelnej vodivosti  $\lambda$ , mernej tepelnej kapacite  $c$  a mernej hmotnosti  $\rho$ :

$$\chi = \frac{\lambda}{\rho \cdot c} \quad [\text{m}^2.\text{s}^{-1}] \quad (1)$$

**Merné teplo** ( $c$ ) je definované ako tepelná kapacita hmotnej jednotky, pričom tepelná kapacita značí množstvo tepla potrebné na ohriatie látky o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ .

**Relatívna dĺžková teplotná rozťažnosť - dilatancia** ( $\varepsilon$ ) vyjadruje relatívnu dĺžkovú zmenu vzorky v **uvažovanom teplotnom intervale**. Je definovaná rovnicou:

$$\varepsilon = \Delta l / l_0 \quad [\text{mm.m}^{-1}] \quad (2)$$

kde  $\Delta l$  je zmena dĺžky skúmanej vzorky,

$l_0$  – pôvodná dĺžka skúmanej vzorky.

**Teplotná rozťažnosť** ( $\alpha$ ) charakterizuje koeficient dĺžkovej teplotnej rozťažnosti  $\alpha$ , ktorý je definovaný rovnicou

$$\alpha = \frac{1}{l_0} \frac{dl}{dt} \quad (3)$$

kde  $l_0$  je počiatočná dĺžka vzorky,

$dl$  je zmena dĺžky spôsobená teplotnou zmenou  $dt$ .

Teplotná zmena  $dt$  je daná teplotným intervalom  $\Delta t = t_2 - t_1$ .

Sledovanie predĺženia vzorky v závislosti od teploty poskytuje dôležité informácie, ktoré sa dajú využiť vo výskume ako aj v praxi.

### **Spôsoby zisťovania priebehu teplotného toku v horninovom masíve**

Z fyziky a z dennej skúsenosti je známe, že teplo sa šíri z miesta s vyššou teplotou na miesto s teplotou nižšou. V zásade sa rozlišujú tri základné spôsoby prenosu tepla, a to *vedením* (kondukciou), *prúdením* (konvekciou) a *žiarením* (radiáciou).

*Prenos tepla vedením* je daný tepelným pohybom na základe vzájomného energetického pôsobenia molekúl, atómov, iónov a elektrónov. Teplo sa prenáša vedením nielen v tuhých, ale i v kvapalných a plyných látkach. U pevných látok, kam patria aj horniny je jediným mechanizmom prenosu tepla. Množstvo tepelnej energie, ktoré sa preniesie cez jednotkový prierez telesa za jednotku času sa nazýva *tepelný tok* a označuje sa vektorom  $Q$  (presný názov je hustota tepelného toku).

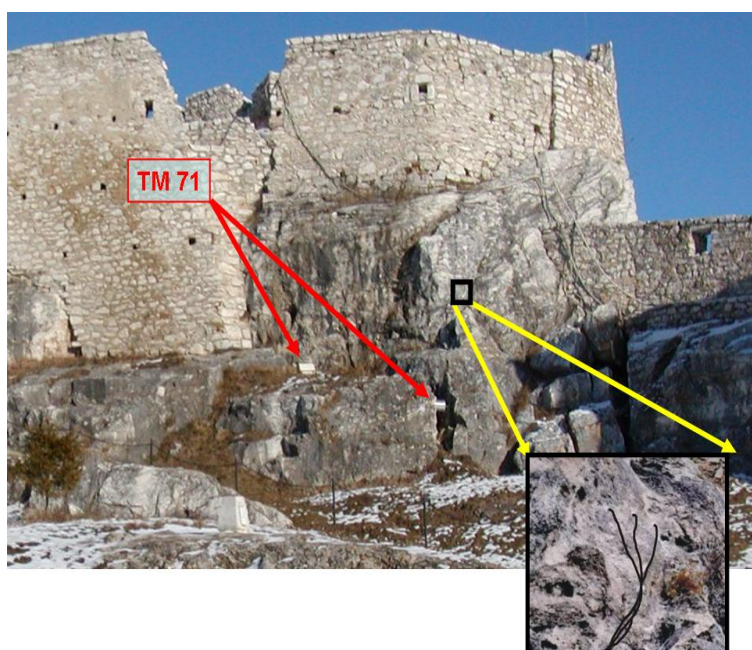
Pokusy ukázali, že tepelný tok je priamo úmerný teplotnému gradientu (t.j. spádu teploty) a smeruje z miesta s vyššou teplotou na miesto s teplotou nižšou. Matematicky to vyjadruje *Fourierov zákon vedenia tepla*:

$$Q = -\lambda \text{ grad}T \quad (4)$$

kde  $\lambda$  je koeficient tepelnej vodivosti. Tepelný tok má rozmer  $W.m^{-2}$ , teplotu uvádzame v stupňoch Celzia alebo Kelvina ( $K$ ). Koeficient tepelnej vodivosti  $\lambda$  má rozmer  $W.m^{-1}.K^{-1}$  a udáva schopnosť materiálu viesť teplo. Tepelne izolujúce látky majú  $\lambda$  nízke, látky, ktoré dobre vedú teplo, tepelné vodiče, majú  $\lambda$  vysoké. Patria k nim napríklad kovy. Z Fourierovho zákona vyplýva, že tepelný tok je vektorová veličina, t. j. má veľkosť i smer.

Priebeh tepelného toku v horninovom masíve je možné stanoviť dvomi spôsobmi: priamymi meraniami in situ a analytickým výpočtom. Oba spôsoby sa vyznačujú kauzalitou a je potrebné ich vykonávať najmä preto, že výsledky in situ meraní sčasti poskytujú vstupné údaje pre analytický výpočet, na strane druhej, výpočet platí pre ideálne teleso a takto získané výsledky poskytujú akýsi etalon priebehu tepelného toku. Vzájomným porovnaním môžeme zistiť, či tepelný tok v horninovom masíve nameraný in situ má reálny priebeh alebo je zaťažený chybami (chyby v meraniach, heterogenita horninového masívu i materiálu).

**Merania tepelného toku** in situ sme začali realizovať v roku 2003, keď v priestore južnej časti hradu, v tzv. Perúnovej skale bolo osadených päť teplotných snímačov (obr. 2), pričom štyri sú umiestnené v rozdielnych hĺbkach travertínového masívu (6,5 cm, 25 cm, 38 cm a 80 cm) a piaty teplotný snímač zachytáva vonkajšiu teplotu. Teploty sa v pravidelných časových sekvenciách (každé štyri hodiny) zaznamenávajú a dáta sa ukladajú na pamäťové médium. Intervaly snímania teploty sú navrhnuté tak, aby boli zaznamenané najmä teplotné maximá a minimá, ktoré sú dôležité pre určenie teplotných amplitúd v skúmaných hĺbkových úrovniach skalného masívu. Z takto získaných hodnôt je možné určiť priebeh tepelného toku v čase a priestore, ako aj stanoviť fázové posuny periodických zmien teploty.



Obr.2 Perúnova skala s detailným pohľadom na umiestnenie teplotných snímačov a umiestnením opticko-mechanických meradiel TM 71

#### *Analytický výpočet priebehu teplotného toku v horninovom masíve*

Pri zjednodušenom analytickom riešení horninový masív predstavuje homogénny polopriestor s teplotnou vodivosťou  $\chi$ , v ktorom nie sú zdroje tepla (uvažuje sa iba s exogénnym teplom) a rozloženie teploty potom závisí iba od hĺbky pod povrchom  $z$  a času  $t$ , a platí:

$$T(z,t) = A e^{-z/\delta} \cos(\omega t - z/\delta) \quad (5)$$

$\omega$  - uhlová rýchlosť,  $A$ -amplitúda povrchovej teploty,  $t$ -čas a  $z$ -hĺbka.

kde  $\delta$  je *prieniková hĺbka* vyjadrená vzťahom  $\delta = \sqrt{2 \chi / \omega} = \sqrt{\tau \chi / \pi}$ .



Toto riešenie ukazuje, že amplitúda teplotných zmien je exponenciálne tlmená s rastúcou hĺbkou. V hĺbke  $z = \delta$  je amplitúda teplotných zmien  $A.e^{-1}$  približne 1/3 z amplitúdy na povrchu a súčasne dochádza aj k fázovému oneskorenaniu teplotných vln s hĺbkou. Kým na povrchu  $z = 0$  je maximum teploty v čase  $t = 0$  (na poludnie), v hĺbke  $z$  je až v čase  $t_z = z/(\omega \delta) = z/\sqrt{2 \chi \omega} = \sqrt{\tau/4\pi\chi}$  /17/.

Najjednoduchším spôsobom zisťovania priebehu teplotných amplitúd v rozdielnych hĺbkových úrovniach ( $z_0$  - povrch skalného masívu;  $z_1, z_2, z_3, z_4, z_5$  – hĺbky zodpovedajúce hĺbkam v travertínovom masíve) je modelové riešenie reprezentované ideálnym telesom, ktorého povrch je vystavený vonkajším teplotným zmenám.

Pri modelovaní priebehu tepelného toku v horninovom masíve analytickým výpočtom je potrebné poznať parametre *koeficientov teplotnej* ( $\chi$ ) *tepelnej* ( $\lambda$ ) *vodivosti*, *objemovú hmotnosť* ( $\rho$ ) a *merné teplo* ( $c$ ).

Pre zistenie teplotnej vodivosti  $a$  sme použili výpočet z in situ nameraných teplotných amplitúd, ktorý je založený na poznatku, že smerom do hĺbky horninového masívu sa teplotné amplitúdy znižujú. Potom platí nasledovný vzťah:

$$\delta = (Z_j - Z_i) / \ln(A_j / A_i), \quad (6)$$

kde  $\delta$  je hĺbka prieniku teplotných zmien ( $m$ ),

$Z_j$  a  $Z_i$  sú hĺbky ( $m$ ), ktorým prislúchajú denné teplotné amplitúdy  $A_j$  a  $A_i$  ( $^{\circ}C$ ).

Pre výpočet teplotnej vodivosti  $\chi$  ( $m^2.s^{-1}$ ) platí nasledovný vzťah:

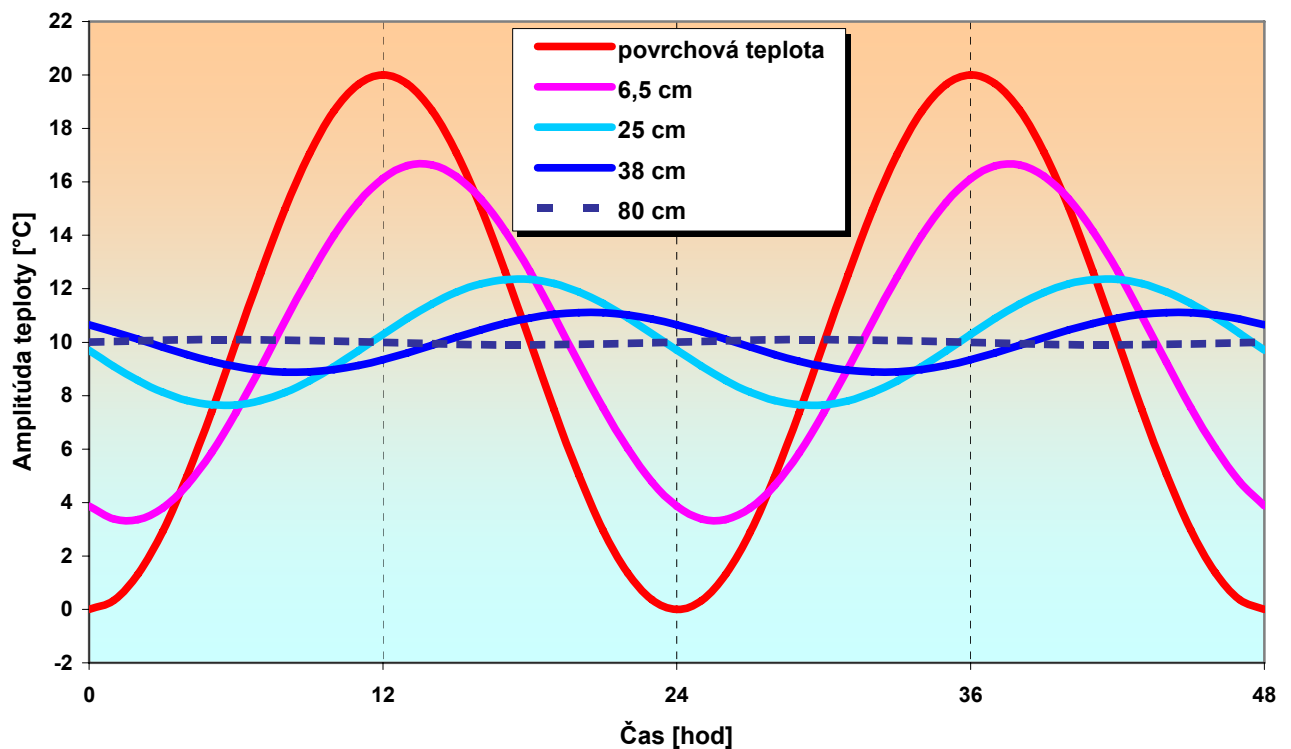
$$\chi = (\delta^2 \pi) / T, \quad (7)$$

kde  $T$  je perióda ( $s^{-1}$ ).

Vstupné hodnoty teplotnej vodivosti a objemovej hmotnosti zodpovedajú matematicky vypočítaným, resp. laboratórne získaným hodnotám, merné teplo použité pri výpočte zodpovedá tabuľkovému údaju pre travertín (tab. 2). Pri modelovaní denných teplotných zmien sme počítali s periódou 24 hodín ( $T = 24$ ) a amplitúdu povrchovej teploty ( $A$ ) sme stanovili na  $10^{\circ}C$ , čomu zodpovedá rozpätie teplôt  $20^{\circ}C$  (obr. 3).

Tab. 2 Teplotné parametre použité pre výpočet tepelného toku

Parameter	Symbol	Rozmer
Teplota	$T(z, t)$	$(K^{-1})$
Amplitúda povrchovej teploty	$A$	$(K^{-1})$
Periódá teplotnej zát'aže	$\tau$	$(s^{-1})$
Teplotná vodivosť	$\chi$	$(m^2 \cdot s^{-1})$
Merné teplo	$c$	$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$
Objemová hmotnosť travertínu	$\rho$	$g \cdot cm^{-3}$



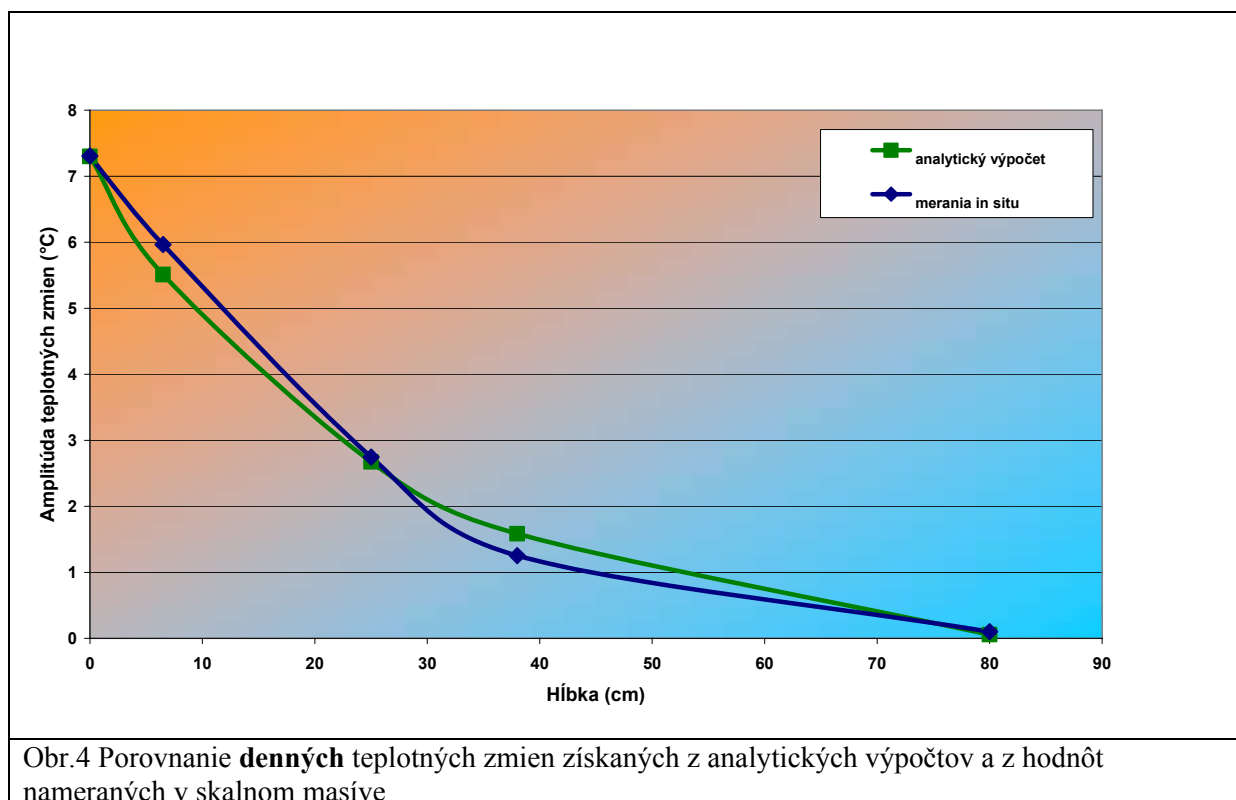
Obr.3 Priebek teplot v sledovaných hĺbkach skalného masívu stanovený analytickým výpočtom

Na základe výpočtového stanovenia (obr. 4) priebehu teplot v sledovaných hĺbkach skalného masívu platí, že v čase 0 je na povrchu teplota 0 °C, v hĺbke 6,5 cm sú 4 °C, v 16 cm je 8 °C, v 25 cm je 10 °C a v 38 cm 10,6 °C. Ako ďalej vidieť, amplitúda **denných** teplotných variácií v hĺbke 6,5 cm je 6,4 °C, v 25 cm je 2,3 °C a v 38 cm je už len 1,1 °C. V hĺbke 80 cm sú teplotné zmeny prakticky nulové, čiara priebehu teplotnej vlny má charakter temer priamky (amplitúda je 0,09 °C). Z toho vyplýva, že od **hĺbky 80 cm je v skalnom travertínovom masíve približne rovnaká teplota okolo 10 °C** (plus, mínus 0,1 °C).

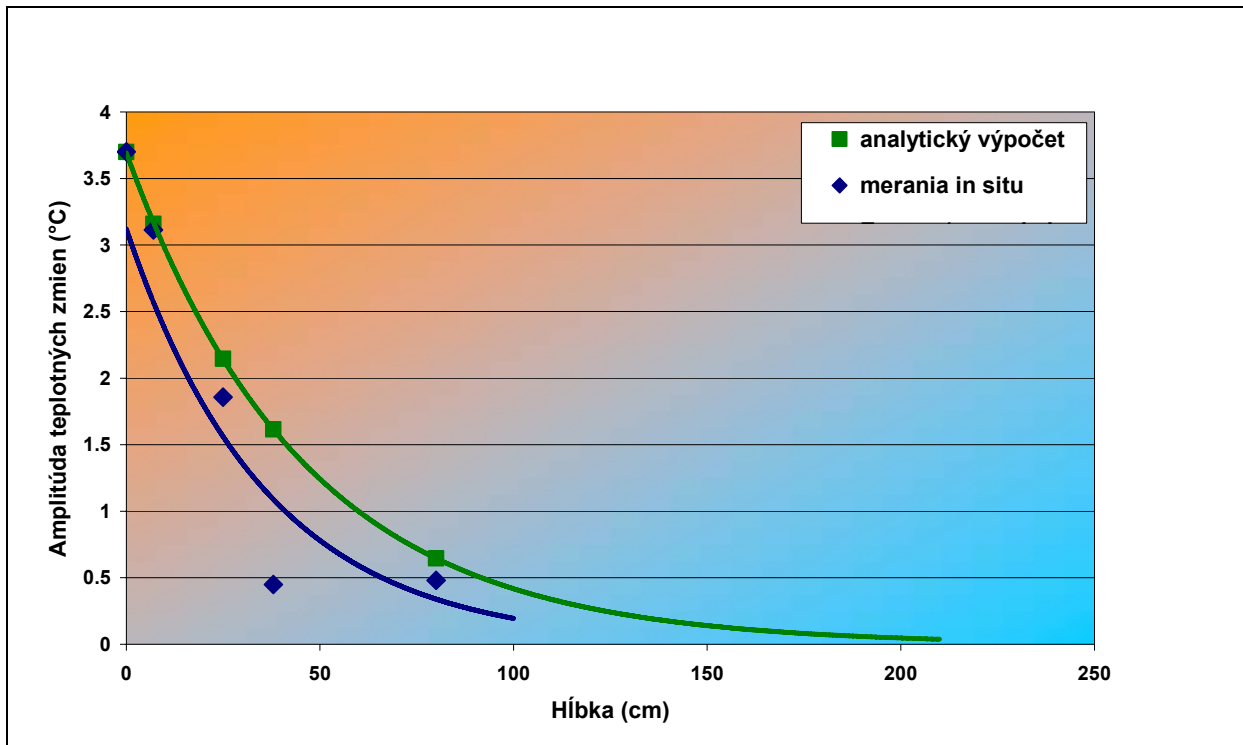
### Porovnanie výsledkov z meraní in situ a z analytických výpočtov

Analyticky vypočítané hodnoty priebehu denných, týždenných a mesačných teplotných zmien sa približne zhodujú s nameranými teplotami v skalnom masíve. Túto zhodnosť je možné vidieť v grafoch (obr. 4, 5, 6), v ktorých sme porovnali hodnoty teplotných amplitúd získaných z analytických výpočtov s hodnotami nameranými v travertínovom masíve podložia Spišského hradu.

Zo získaných výsledkov vyplýva, že dosah povrchových **denných** teplotných zmien sa prejavuje približne do hĺbky 0, 80 m travertínového masívu (obr. 4). Amplitúdy denných teplotných zmien sa v sledovaných hĺbkových úrovniach sa prakticky zhodujú, iba v hĺbke 38 cm je menší rozdiel, ktorý zodpovedá približne 1 °C.

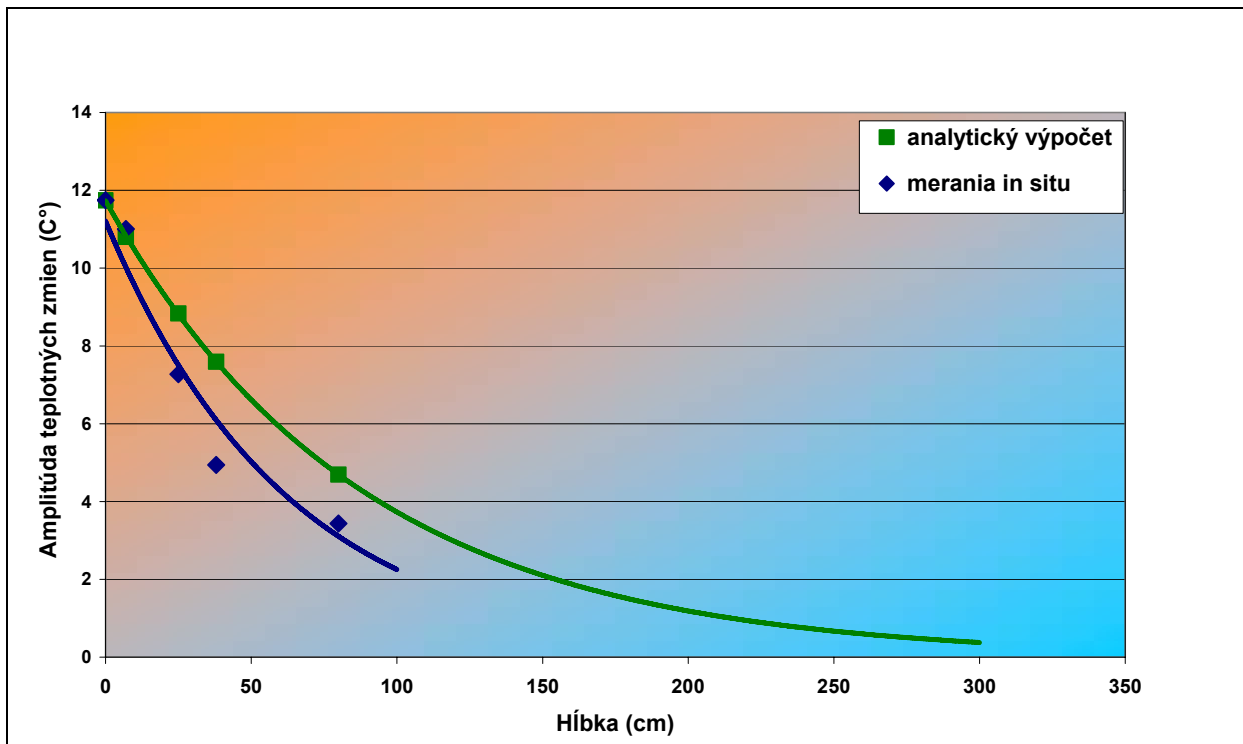


Pri **týždennej** perióde sa amplitúdy teplotných zmien prejavujú už do hĺbky cca 2 m Na tomto grafe (obr. 5) je možné pozorovať úzku zhodu medzi meraniami in situ a hodnotami teplotných zmien stanovených výpočtom. Podobne ako v prípade denných amplitúd teplotných zmien aj tu sa v hĺbke 38 cm prejavil menší rozdiel zodpovedajúci približne 1, 1°C. V hĺbke 80 cm bola opäť zistená približná zhoda v nameraných i vypočítaných hodnotách.



Obr.5 Porovnanie **týždenných** teplotných amplitúd získaných z analytických výpočtov a hodnôt nameraných v skalnom masíve

Pri *mesačnej* perióde sa amplitúdy teplotných zmien prejavujú až do hĺbky cca 3 m. V grafe na obr. 6 sa jednoznačne preukázala zhoda medzi analytickým výpočtom a in situ meraniami.



Obr.6 Porovnanie **mesačných** teplotných amplitúd získaných z analytických výpočtov a hodnôt nameraných v skalnom masíve

Interpretáciou výsledkov získaných tak z terénnych meraní, ako i z analytických výpočtov na základe rovnice vedenia tepla (4) vyplýva, že účinky povrchových teplotných zmien sa pri perióde jedného dňa prejavujú maximálne do hĺbky 0,8 metra. Týždenné periódy sa prejavujú až do hĺbky približne 2,5 násobku dennej periódy, tzn. do hĺbky približne 2,0 m a mesačné periódy sa prejavujú až do hĺbky približne 3,5 násobku dennej periódy, tzn. do hĺbky približne 3,0 m. Naopak, najväčšie teplotné zmeny boli zistené približne do hĺbky 0,8 m pod povrchom, keď zistené amplitúdy teplotných zmien zodpovedali asi 75 až 80 % vonkajšej teplotnej amplitúdy. Z tohto pohľadu je možné považovať práve túto povrchovú vrstvu za termicky najviac atakovanú, následkom čoho sa v nej generujú **tepelne podmienené objemové zmeny a teplotné deformácie**.

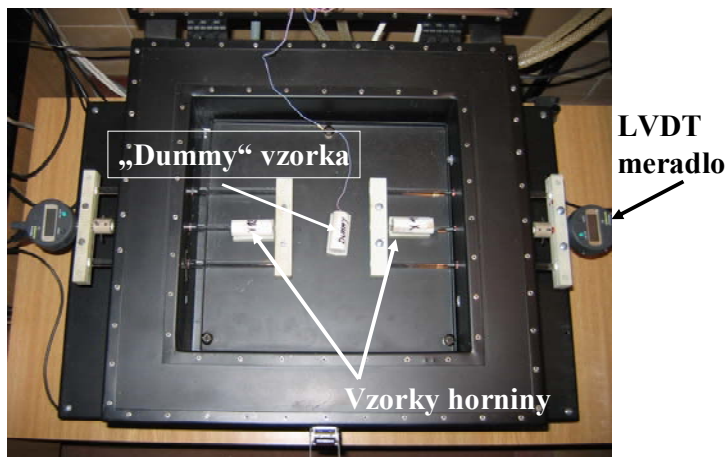
### **Teplota ako faktor štruktúrneho oslabenia hornín**

Výsledkom teplotno-mechanického procesu je teplotná deformácia horniny. Kolísanie teploty vyvoláva vo vnútri skalných horninových masívov teplotné napätia (thermal stresses), ktoré sú vyvolané rozdielnou teplotnou rozťažnosťou (thermal expansion) minerálnych zŕn. Na priebeh a veľkosť teplotnej rozťažnosti vplyva najmä minerálne zloženie horniny a kryštalografické orientácie jednotlivých minerálnych zŕn /17 a 18/, pričom nemalú úlohu zohráva aj výskyt rôznych mikrotrhlín a veľkosť a distribúcia pórov /20 a 21/. Glamheden a Lindblom /22/ uvádzajú, že teplotno-mechanické procesy spôsobujú:

- a) zhoršenie fyzikálno-mechanických vlastností hornín
- b) vznik nových mikrotrhlín
- c) otváranie existujúcich trhlín a puklín

a teda vedú k celkovému oslabeniu a degradácii horninového masívu.

Zisťovanie **teplotnej rozťažnosti** i **teplotnej deformácie** hornín nie je štandardnou skúškou laboratórií geologických pracovísk, a preto bolo pre tento účel potrebné vyvinúť špeciálny prístroj – termodilatometer, ktorý bol skonštruovaný na základe ideového návrhu jedného z autorov príspevku vo firme Applied Precision z Bratislavy. Prístrojom sa dajú testovať vzorky dĺžky 5 cm (priemer do 3,5 cm) v teplotnom intervale od  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  do  $+90\text{ }^{\circ}\text{C}$ , s presnosťou merania teploty  $\pm 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  a rozlíšením 0,001 mm (obr. 7).

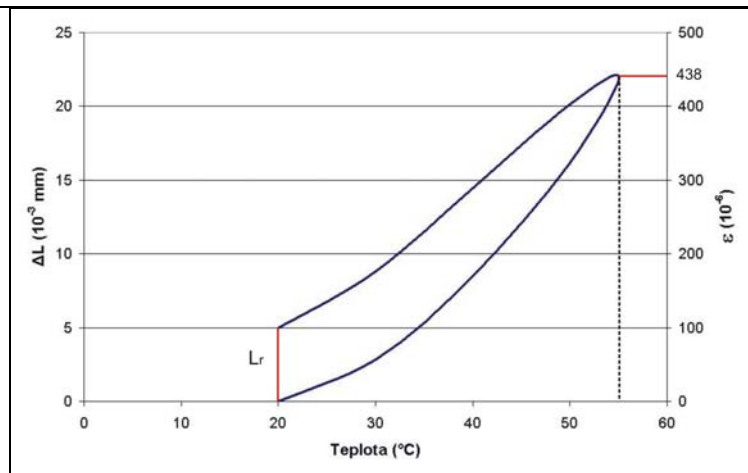


Obr. 7 Dilatometer VLAP 02. V blízkosti meraných vzoriek je uložená indentická (rovnaký petrografický typ) vzorka (tzv. dummy vzorka), slúžiaca na meranie teploty v jej jadre. Na túto teplotu je regulovaná teplota termostatu.

Na sledovanie teplotných zmien skúšobných vzoriek travertínu bol zvolený rozsah podobný priebehu kolísania teplôt v ročnom klimatickom cykle na území lokality Spišského hradu.

- Letný cyklus prebiehal v teplotnom intervale od  $+20^{\circ}\text{C}$  do  $+55^{\circ}\text{C}$ , čo predstavuje aproximované hodnoty teplôt v letnom období (obr. 8)
- Zimný cyklus prebiehal v teplotnom intervale od  $-5^{\circ}\text{C}$  do  $-20^{\circ}\text{C}$ , čo predstavuje aproximované hodnoty teplôt v zimnom období.
- Jarný / jesenný cyklus prebiehal v teplotnom intervale od  $+20^{\circ}\text{C}$  do  $-5^{\circ}\text{C}$ , zohľadňuje aproximované teplotné výkyvy vyplňajúce teplotné rozpätie medzi letom a zimou.

Na obr. 8 je záznam z letného cyklu, ktorým sme zistili relatívnu dĺžkovú zmenu vzorky  $\varepsilon = 438 \cdot 10^{-6}$  a trvalú teplotnú deformáciu  $L_r$  (pre skúmanú vzorku travertínu na obr. 8  $L_r = 5 \cdot 10^{-6}$  m).



Obr. 8 Grafický záznam skúšky horniny pri teplotnej záťaži 60 °C

Na základe hodnoty  $\varepsilon$  je potom možné stanoviť dĺžkovú teplotnú rozťažnosť vzorky travertínu ( $\alpha$ ) podľa vzorca:

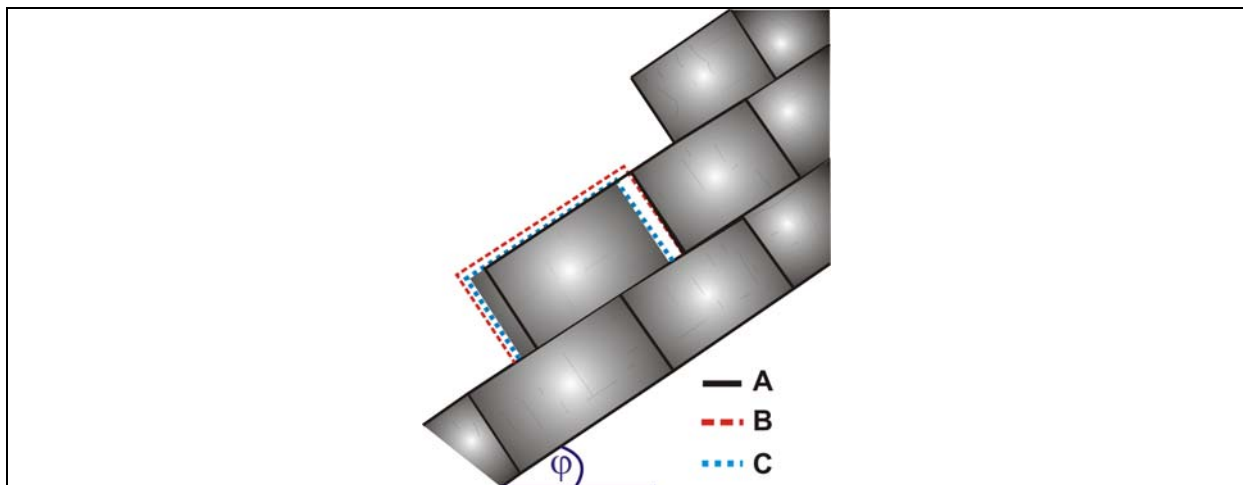
$$\alpha = \varepsilon / \Delta T, \quad (8)$$

kde  $\Delta T$  predstavuje interval teplôt, v ktorom sa skúmaná vzorka skúšala (20 až 55 °C). Pre skúmanú vzorku travertínu je  $\alpha = 12,514 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ .

Experimentálne získané údaje o teplotnej deformácii (priebehu tepelného toku a veľkosti teplotných deformácii) horniny ( $L_r$ ) sčasti dopĺňajú predstavy Zárubu /11/, ktorý na ideálne orientovanom horninovom bloku, resp. sústave blokov uklonených pod uhlom  $\varphi$  dokumentoval jeho posun. Pôvodný objem bloku označený čiernou čiarou sa po zohriatí zväčší (červená čiara). Ak sú rozmery bloku relatívne malé (na základe našich výpočtov a experimentálne overených denných meraní asi hrúbky 0, 80 m) dôjde pravdepodobne k prestupu tepla v celom jeho objeme a objemové zmeny sa prejavia po celom jeho obvode. Pri väčších objemoch sa pravdepodobne preukážu len na povrchu skalného bloku (??). Ochladnutím (modrá čiara) sa horninový blok nedostane do svojej pôvodnej polohy, pretože zmenší svoj objem symetricky k ťažisku, čiže veľkosť posunu je rovná veľkosti objemovej zmeny. Termomechanické správanie horninového bloku podľa predstáv Zárubu je vo všeobecnosti akceptovateľné, až na jeden fakt, a tým je trvalá teplotná deformácia horniny, ktorá sa prejaví ak hornina je vystavená teplotnej záťaži. Keďže sa jedná rádovo o hodnoty v  $\mu\text{m}$ , je táto pomerne obtiažne merateľná hodnota vzhľadom k uvažovanému pohybu (posunu) temer zanedbateľná.

V závislosti od hmotnosti (objemu) a sklonu a drsnosti diskontinuity bude závisieť rýchlosť posunu (kríp, zosúvanie až rútenie). Zmena ťažiska a posuny vyvolané objemovými

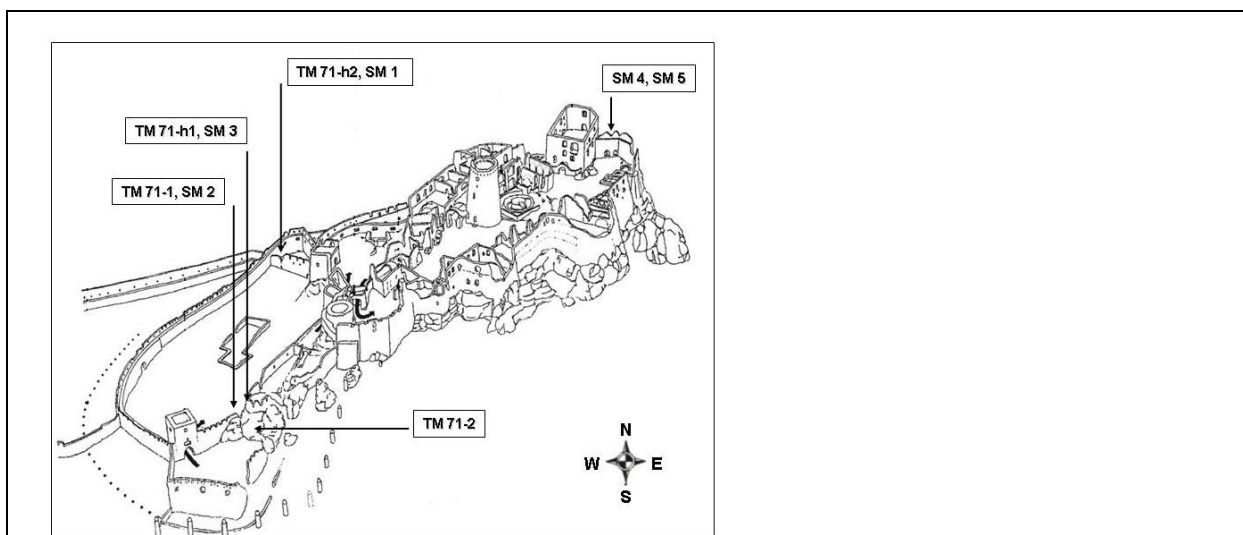
zmenami hornín sú tým väčšie, čím je väčší koeficient teplotnej rozťažnosti  $\alpha$ , čím je väčší rozdiel povrchových teplôt (teplotný rozsah), čím je väčší uhol sklonu a čím je menší koeficient trenia medzi skalnými blokmi (obr. 9).



Obr. 9 Účinok teploty na stabilitu skalných stien podľa Zárubu /11/  
A – pôvodný stav, B – stav po zahriatí, C – stav po opätovnom ochladení,  $\varphi$  – sklon svahu

### Monitorovanie svahových pohybov

Monitorovanie svahových pohybov na Spišskom hrade sa započalo v roku 1980, keď boli inštalované tri meradlá typu TM – 71. Neskôr v roku 1992 pribudli ďalšie, avšak v súčasnosti sú funkčné len štyri prístroje typu TM-71, tri stanoviská (SM-1, SM-2 a SM-3), kde sa realizujú merania prenosnými meradlami SOMET (obr. 10).

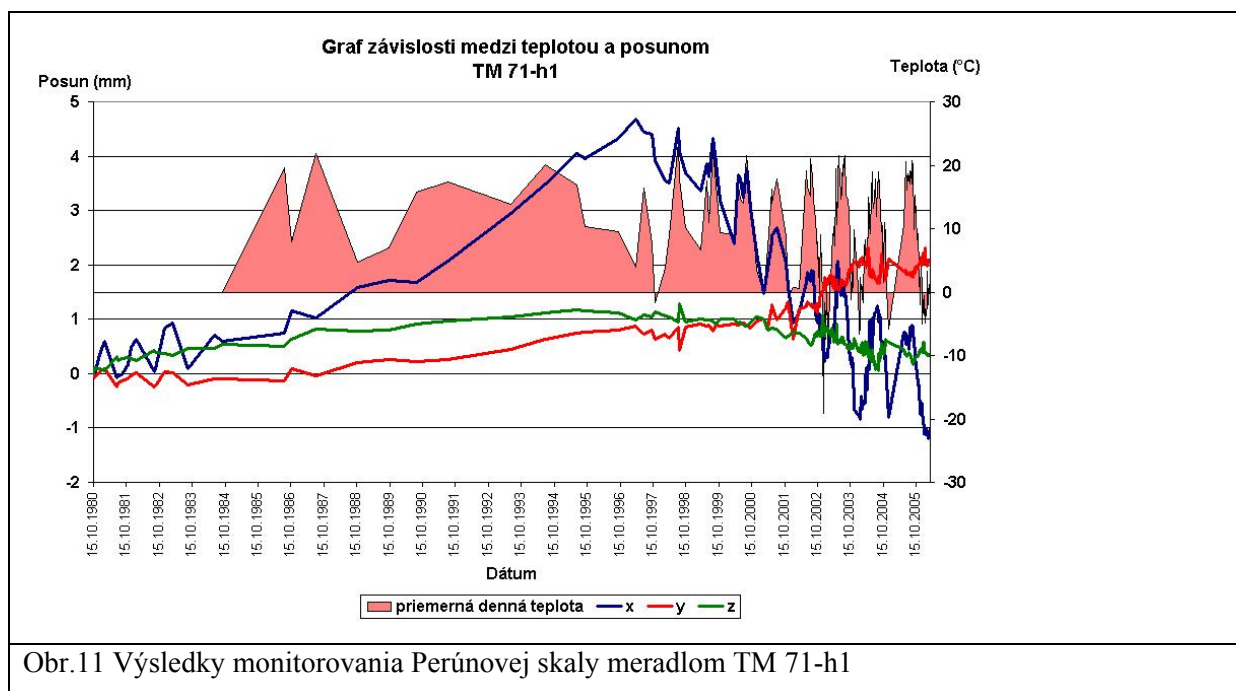


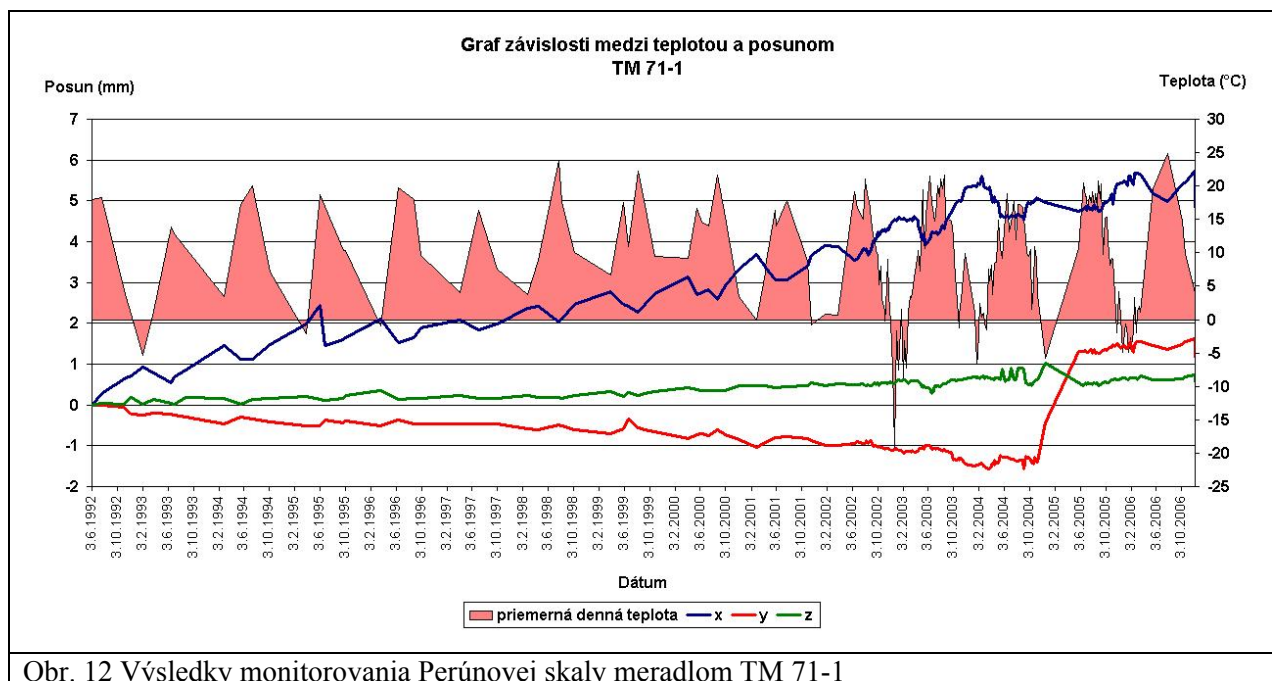
Obr. 10 Situácia monitorovacích stanovísk na Spišskom hrade



Z vyššie uvedeného počtu sa väčšina stanovísk nachádza po obvodě tzv. Perúnovej skaly, ktorá na základe dlhodobých meraní vykazuje najväčšie pohyby /25/.

Meradlá zaznamenávajú periodické rozširovanie, resp. zužovanie pukliny medzi dvoma blokmi Perúnovej skaly, horizontálny posun v rovine osi x. Pri tomto jave sme chceli zistiť závislosť medzi kolísaním vonkajších teplôt a nameranými pohybmi monitorovaných skalných blokov. Snažili sme sa to vyjadriť tak, že do grafov sledovaných posunov sme zahrnuli aj priemerné denné vonkajšie teploty. Ako je z obrázkov vidieť, teplotné zmeny majú vplyv na kinematiku pohybu samotného travertínového telesa. Na monitorovacom stanovisku TM-71-h1 (obr. 11) zobrazená závislosť naznačuje, že s rastúcou teplotou sa veľkosť pukliny medzi blokmi rozširuje, naproti tomu na stanovisku TM 71-1 (obr. 12) je táto závislosť opačná (s rastúcou teplotou sa puklina zužuje). Z toho vyplýva, že periodické zmeny vonkajšej teploty vplyvajú na kolísavé pohyby Perúnovej skaly, a môžu sa uplatňovať ako prípravny faktor pre pomalý plazivý pohyb.





Obr. 12 Výsledky monitorovania Perúnovej skaly meradlom TM 71-1

## Záver

Základnými geotermickými údajmi nevyhnutnými pre štúdium priestorového rozloženia teplotného poľa v horninovom masíve je poznanie termofyzikálnych parametrov hornín. Tepelné vlastnosti hornín závisia od množstva faktorov, predovšetkým od štruktúry horniny, jej litologického a minerálneho zloženia, pórovitosti, vlhkosti, teploty a geostatického tlaku. Modelové riešenia na základe rovnice vedenia tepla s využitím termofyzikálnych vlastností hornín nám umožňujú pomerne presne predpovedať vývoj teplotného poľa v priestore a čase. Rovnako, pri poznaní teplotnej deformácie hornín i ich termo-mechanického správania, bude možné korigovať výsledky monitorovania svahových pohybov, tak, že bude možné odlišiť pohyb spôsobený gravitačnými silami a objemovou zmenou horninového bloku. V tomto smere je potrebné ešte vykonať viacero terénnych meraní a laboratórnych pozorovaní, pretože merania priebehu tepelného toku a stanovenia termofyzikálnych parametrov hornín môžu zaťažené rôznymi chybami, ktoré môžu vyplývať najmä z:

- doposiaľ neštandardizovanej metodiky stanovenia termofyzikálnych parametrov v prípravkovej zóne skalných horninových masívov,
- absencia vlhkosti, ako významného fyzikálneho faktora vplyvajúceho na termo-mechanické správanie sa hornín, resp. Horninových masívov
- chýb v meraniach spôsobených pri osadení teplotných snímačov,
- nereprezentatívneho stanovenia časových sekvencií zberu dát a pod.

Vyššie uvedené fakty si autori príspevku v plnom rozsahu uvedomujú, a preto ďalšie výskumy budú orientované v smere optimalizácie získavania údajov o termo-mechanicko správaní sa hornín a horninových masívov.

Tento príspevok bol vypracovaný s finančnou podporou projektu č. APVV-0158-06 Agentúry na podporu výskumu a vývoja, ako i z prostriedkov Vedeckej grantovej agentúry MŠ SR (grant VEGA č. 1/4045/07).

### **Zoznam literatúry**

- /1/ ZÁRUBA, Q., MENCL, V.: Sesuvy a zabezpečování svahů, Academia, Československá akademie věd, Praha, 1969, 224 s.
- /2/ PAŠEK, J., MATULA, M., DROZD, K., HOUSKA, J., MÜLLER, K., NOVOSAD, S., ROTH, V., VERFEL, J., ZAJÍC, J., ZEMAN, M.: Inženýrská geologie I. a II., Nakladatelství technické literatury, Praha, 1995, s. 610
- /3/ CRUDEN, D. M., VARNES, D. J.: Landslide types and processes, In: Landslides investigation and mitigation, Special report 247, Transportation research board, National research council, National Academy Press, Washington, 1996, p. 36- 71
- /4/ ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J.: Dynamická inžinierska geológia, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava, 1991, s. 267
- /5/ GIANI, G. P.: Rock slope stability analysis, A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1992, p. 361
- /6/ GUNZBURGER, Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V., SENFAUTE, G., PIGUET, J.P.: Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France), International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Volume 42, Issue 3, 2005, p. 331-349
- /7/ GUNZBURGER, Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V., SENFAUTE, G., PIGUET, J.P.: Field investigations, monitoring and modeling in the identification of rock fall causes, Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides (ISL), Rio de Janeiro (Brasil), 2004, June 28- July 2
- /8/ POPESCU, M.: Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. <http://geoengineer.org/Lanslides-Popescu.pdf>.

- /9/ WP/WLI: International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory - Cruden, D.M., Chairman. (1990). A suggested method for reporting landslide. *Bulletin IAEG*, 41:5-12.
- /10/ WP/WLI: International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory - Cruden, D.M., Chairman. (1991). A suggested method for a landslide summary. *Bulletin IAEG*, 43: 101-110.
- /11/ ZÁRUBA, Q.: O stabilite svahů nad povltavskou silnicí u Štěchovic a Vraného, Časopis československých inženýrů, Technický obzor, 1932, číslo 16
- /12/ VARGAS JR., E., CASTRO, J. T., AMARAL, C., FIGUEIREDO, R. P.: On mechanisms for failure of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brasil: thermal fatigue? In: Lacerda et al., editors. Landslides evaluation and stabilization, Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides, London, 2004, Taylor and Francis Group
- /13/ STEWART, T. W., MOORE, D. P.: Displacement behaviour of the Checkerboard creek rock slope, Terrain stability in the interior of British Columbia, Workshop Proceedings, 2002 May 23-25, BC Ministry of Forests, Technical Report 003
- /14/ WATSON, A. D, MOORE, D. P., STEWART, T. W.: Temperature influence on rock slope movements at Checkerboard Creek. In: Lacerda et al., editors. Landslides: evaluation and stabilization, Proceedings of Ninth International Symposium on Landslides, London, 2004, Taylor and Francis Group
- /15/ JING, L.: A review of techniques advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science*, 2003, Vol. 40. p. 283-353
- /16/ RYBÁR, P., KUZEVIČ, Š., RYBÁROVÁ, M., MARAS, M., ĎUROVE, J.: Modelovanie tepelného toku v zemskej kôre, *Acta Montanistica Slovaca*, 1999, Ročník 4, s. 238 – 244
- /17/ Hvožd'ara, M., Prigancová, A.: Zem – naša planéta, Veda, Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 1989, s. 85 -102
- /18/ ARNDT, J., BARTEL, T., SCHEUBER, E., SCHILLING, F.: Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile, 1997, *Tectonophysics* Vol. 271, p. 75-88
- /19/ LEISS, B., MOLLI, G.: „High – temperature“ texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy, *Journal of Structural Geology*, 2003, Vol. 25, p. 649-658
- /20/ COOPER, H. W., SIMMONS, G.: The effect of cracks on the thermal expansion of rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 1977, Vol. 36, p. 404-412

- /21/ RAMANA, Y. V., SARMA, L. P.: Thermal expansion of a few indian granitic rocks, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1980, Vol. 22, p. 36-41
- /22/ GLAMHEDEN, R., LINDBLOM, U.: Thermal and mechanical behaviour of refrigerated caverns in hard rock, *Tunnelling and Underground space Technology*, 2002, Vol. 17, p. 341-353
- /23/ SIEGESMUND, S., RASOLOFOSAON, P. N. J., WEISS, T.: Thermal microcracking in Carrara marble. In *Z. dt. Geol. Ges.*, Stuttgart, 2001, p. 621-636
- /24/ BATTAGLIA, S., FRANZINI, M., MANGO, F.: High – sensitivity apparatus for measuring linear thermal expansion: Preliminary results on the response of marbles to thermal cycles. In: *Il nuovo cemento*, 1993, Vol. 16 C, Pisa, N.4
- /25/ Vlčko, J., Petro, Ľ., Košťák, B.: Monitorovanie skalných blokov na Spišskom hrade, *Zb. Geológia a životné prostredie*, Bratislava, 1998, s.102-104