Tepelné vlastnosti

Marta Chlupáčová, František Hrouda

Tepelná vodivost λ je dána vztahem k tepelnému toku

J(Q) = - λ grad T , kde T je teplota a J(Q) tepelný tok

Jednotkou je **$W.m^{-1}.K^{-1}$** . Gradient směřuje do hloubky, tepelný tok k povrchu, proto je před výrazem minus.

Měrné teplo *c* udává, kolik tepla je třeba, aby teplota 1 kg látky se zvýšila o 1K

Jednotkou je **$J.kg^{-1}.K^{-1}$**

Teplotní vodivost *a* charakterizuje prostředí, jak rychle se v něm vyrovnávají teplotní rozdíly. Je dána vztahem

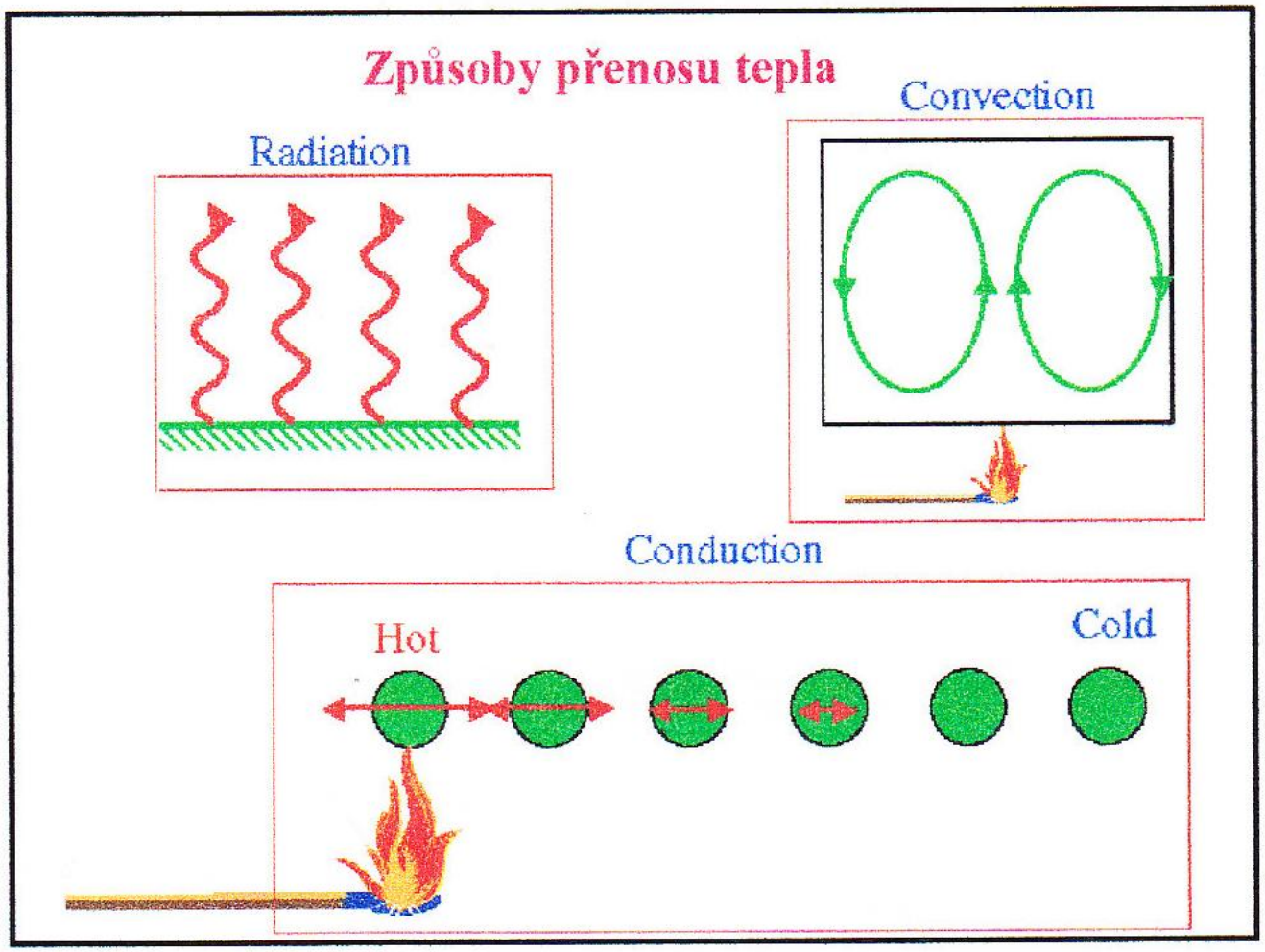
$a = \lambda/(c.D)$, kde D je hustota

Teplo, šíření tepla

Teplo(Q) je druhem energie, měří se v joulech [J]
Teplo se šíří: kondukcí, konvexí, radiací a excitací.

V zemské kůře se teplo šíří převážně kondukcí. Nicméně v magmatech a v plášti se šíří konvexí.
Tepelné záření je druhem elektromagnetického záření, pod 500-560°C neviditelné, infračervené (sálání), výše až krátkovlnné světelné. Vznik: el.proud, radioaktivní přeměny, chemické reakce, tření.
Studuje se tepelný tok, geotermální pole ve vulkanických oblastech. Využití: geotermometrie pro využití termálních vod, monitorování antropogenních odpadových hald, suché zemské teplo, geotektonické studie.

Šíření tepla



Tepelná vodivost

Největší znalosti a využití nalézá v geotektonice a petrologii vlastnost, označovaná jako tepelná vodivost, λ. Je dána rovnicí :

$$\mathbf{J(Q)} = -\lambda\ \mathbf{grad\ T},$$

kde J(Q) je tepelný tok, gradT je gradient teploty (oba vektory).
Tepelná vodivost je tenzor druhého řádu.
Rozměr : $\mathbf{W.\ m^{-1}.\ K^{-1}}$ (watt, metr, kelvin)
V pevných látkách zprostředkují přenos tepla elektrony a atomy v mřížce. V čistých kovech převažuje přenos elektrony, v silikátech se teplo přenáší kmity v krystalické mřížce.

V krystalických látkách je tepelná vodivost vyšší než v látkách amorfních.
Tepelná vodivost u krystalických látek s teplotou klesá, u amorfních nevykazuje podstatné změny.

Tepelná vodivost 2

Tepelná vodivost minerálů [**W. m^{-1}.K^{-1}**] :

Křemen (010) 6,5 – 7,2 ; je anizotropní

(001) 11,3 – 13,2 minerál

amorfní	1,3 – 1,4	sillimanit	9,1
albit	2,31	kyanit	14,2
anortit	1,68	andaluzit	7,58
ortoklas	2.31	topaz	13,2 – 23,4
nefelín	1,75	pyrit	19,2 – 38,9
biotit	1,70 – 2,34	hematit	12,1 – 14,7
amfibol	2,90 – 4,19		
pyroxen	4,1 – 5,57	kalcit	3,2 – 3,9
fayalit	3,16	dolomit	3,9 – 5,5
forsterit	5,13 – 6,0	grafit	4,1
granát	3,09 – 5,69	jílové minerály	2,9
organická hmota	0,25		

Tepelná vodivost 3

Tepelná vodivost [W. $m^{-1}.K^{-1}$] :

voda (20 °C) 0,600
vzduch (20 °C) 0,0256
nafta (20 °C) 0,14

Tepelná vodivost sedimentů
Sedimenty mají tepelnou vodivost nízkou díky vyšší pórovitosti, nejnižší mají sedimenty slabě diageneticky zpevněné a suché.
Vliv pórovitosti a stupně nasycení vodou je značný.
kvarcit....5,17 (nízká pórovitost) písek ....0,21 – 0,85
uhlí .....0,13 – 0,30 spraš .....0,85 – 2,1

Tepelná vodivost hornin krystalinika

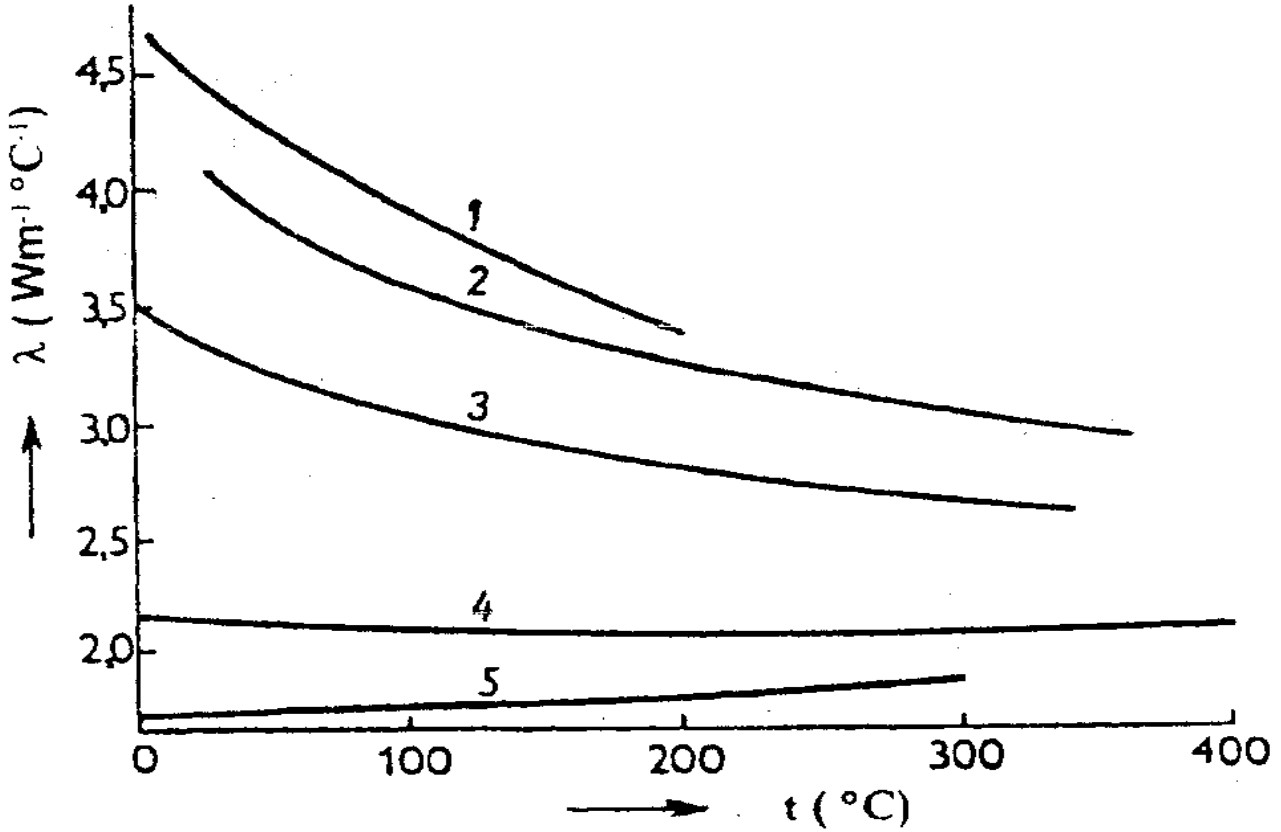
Horniny krystalinika mají vodivost většinou mezi 2 – 3, záleží na obsahu teplovodivých minerálů, u granitů je to křemen, v horninách ultrabazických jsou to pyroxeny a forsterit. Negativní vliv má pórovitost a rozpukanost. Pozitivně se uplatňují rudy.

Tepelná vodivost granitů závisí na obsahu křemene, se zvětšujícím se množstvím křemene narůstá. V bazikách závisí na množství plagioklasu, kde naopak s jejich zvětšujícím se obsahem vodivost klesá.

Tepelná vodivost závisí i na struktuře, u rul a fylitů se projevuje anizotropie.

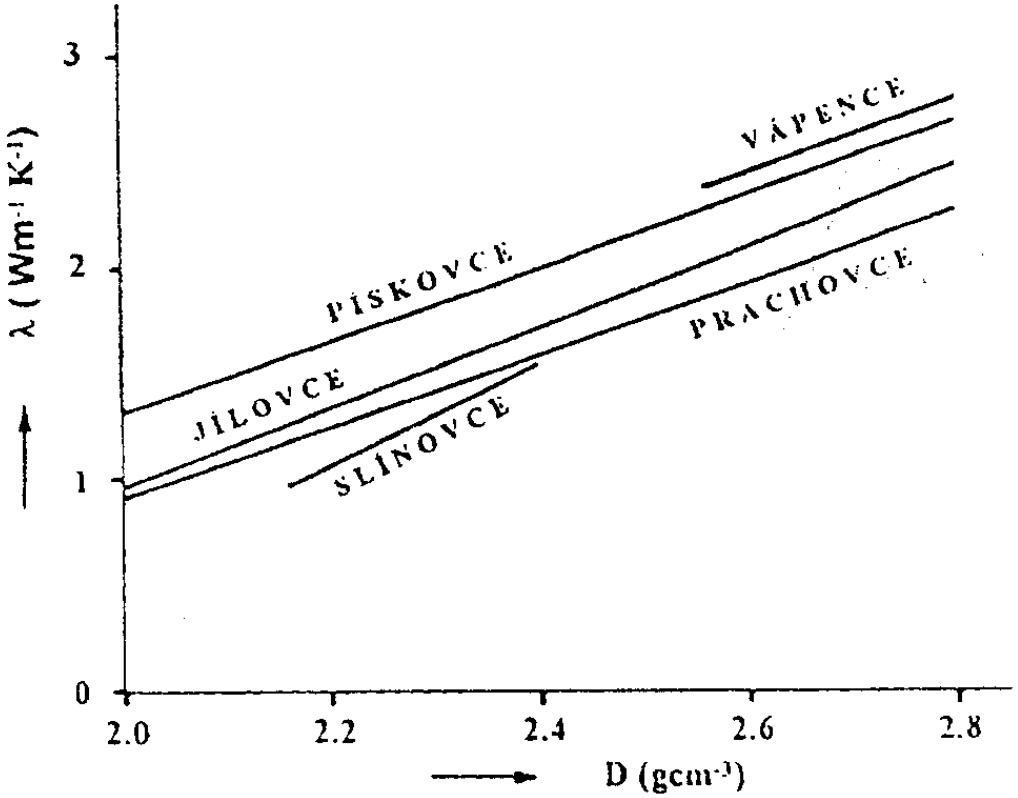
Tepelná vodivost krystalických hornin s teplotou většinou klesá, s tlakem mírně roste, ale nárůst s tlakem je vzhledem k teplotním změnám nepodstatný.

Závislost tepelné vodivosti na teplotě



Obr. 6.4 Závislost tepelné vodivosti λ vybraných hornin na teplotě *t* (podle Birche a Clarka, 1940). 1 – dunit, 2 – pyroxenit, 3 – žula, 4 – diabáz, 5 – anortozit

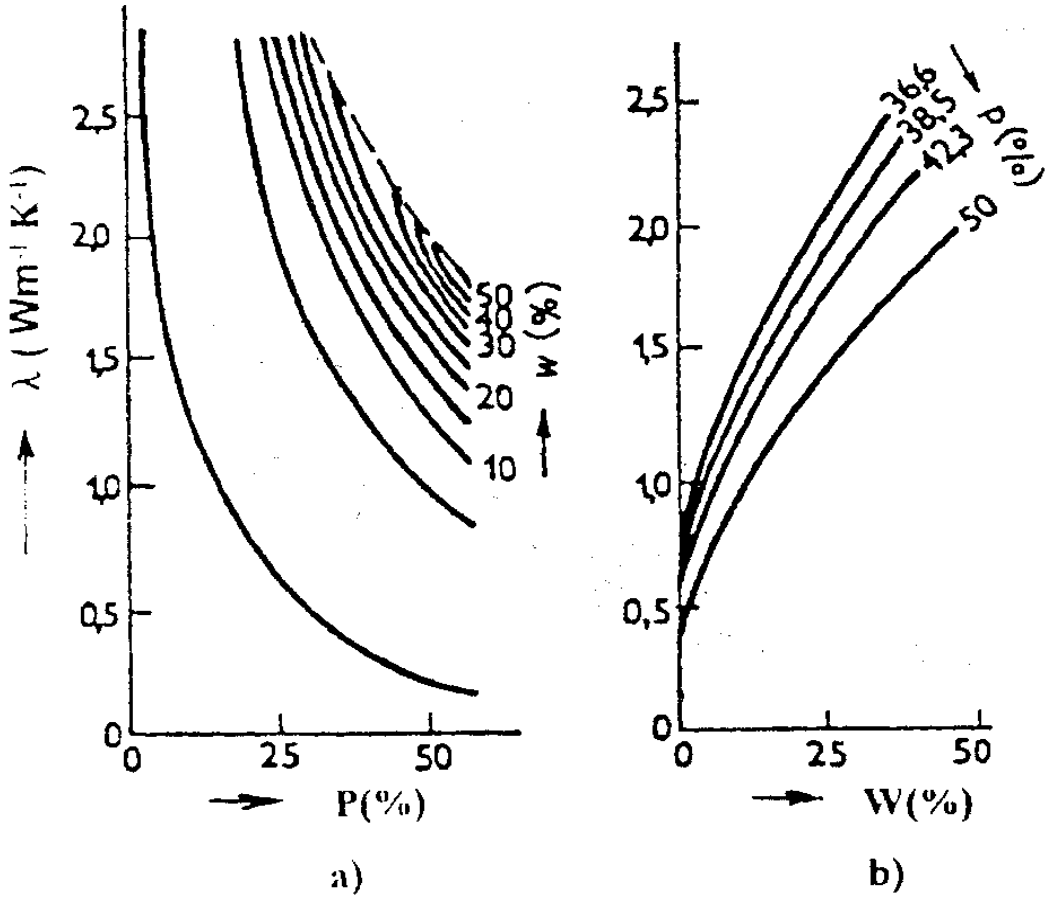
Závislost tepelné vodivosti na objemové hustotě sedimentů - vliv pórovitosti



Obr. 6.2 Závislost koeficientu tepelné vodivosti λ některých typů sedimentárních hornin na hustotě (podle Čermáka, 1976)

Závislost tepelné vodivosti na pórovitosti a objemové vlhkosti sedimentů

λ vody při 0°C je 0,562 $W.m^{-1}.K^{-1}$,
λ vzduchu při téže teplotě je 0,042 $W.m^{-1}.K^{-1}$



Obr. 6.3 Závislost koeficientu tepelné vodivosti λ na porovitosti P (a) a objemové vlhkosti W (b) pro klastické sedimenty (podle Čudkovského, 1962 in Mareš et al., 1979)

Specifické teplo **c**

Specifické (měrné) teplo (tj. specifická tepelná kapacita) je definováno jako množství tepla, které je zapotřebí, aby se 1 kg látky ohřál o 1K (kelvin).

Někdy se udává tepelná kapacita $c = Q/(mass.\Delta t)$ nebo

$c = dQ/dt \,.\, kg^{-1}$, kde Q je teplo, mass je hmotnost a t je teplota.

Rozměr specifické tepelné kapacity : **$J.\ kg^{-1}.K^{-1}$**
Minerály: běžně 600 – 800 $J.\ kg^{-1}.K^{-1}$
větší c mají bazické plagioklasy, nefelín, topaz, fluorit, kalcit, sádrovec
Voda (při 20 °C) má c = 4166 $J.\ kg^{-1}.K^{-1}$
Vzduch (při 20 °C) má c = 1000 $J.\ kg^{-1}.K^{-1}$

Horniny v průměru okolo 1000 $J.\ kg^{-1}.K^{-1}$ nad 1200 $J.\ kg^{-1}.K^{-1}$ má čedič, jíl, sůl, jílovitá půda a rašelina.

Teplotní vodivost **a**

Teplotní vodivost je parametr, který charakterizuje prostředí jak rychle vede teplotu, tj. jak se v něm rychle vyrovnávají teplotní rozdíly. Je dána rovnicí

$$\mathbf{a} = \lambda/(c.D)$$

kde λ je tepelná vodivost, c je specifické teplo a D je hustota. Je tedy nepřímo úměrná specifickému teplu, ale přímo úměrná tepelné vodivosti.

Jednotky : $\mathbf{10^{-7}\ m^2.\ K^{-1}}$

Specifické teplo a teplotní vodivost hornin

	c [J.kg^{-1}.K^{-1}]		a .10^{-7} [m^2.K^{-1}]	
	interval	průměr	interval	průměr
Granit	257-1548	936	3,33-16,50	9,62
Gabro	897-1130	1005	9,32-12,17	9,72
Peridotit	921-1088	1006	11,97-14,10	13,26
Čedič	544-2135	887	3,44-13,45	6,29
Čedičové sklo	1046-1256	1143	4,21-5,55	4,68
Fylit	699-1643	982	2,87-22,5	9,46
Rula	754-1176	979	6,30-8,26	7,32
Pískovec	544-1629	925	2,00-19,72	9,58.
Jílovec	508-1004	846	2,10-11,6	7,84
Vápenec	623-1273	897	3,55-17,28	10,27
Dolomit	648-1465	1088	8,26-16,80	12,44
Uhlí	863-1528	1160	0,70-7,02	2,19

Měření tepelných vlastností

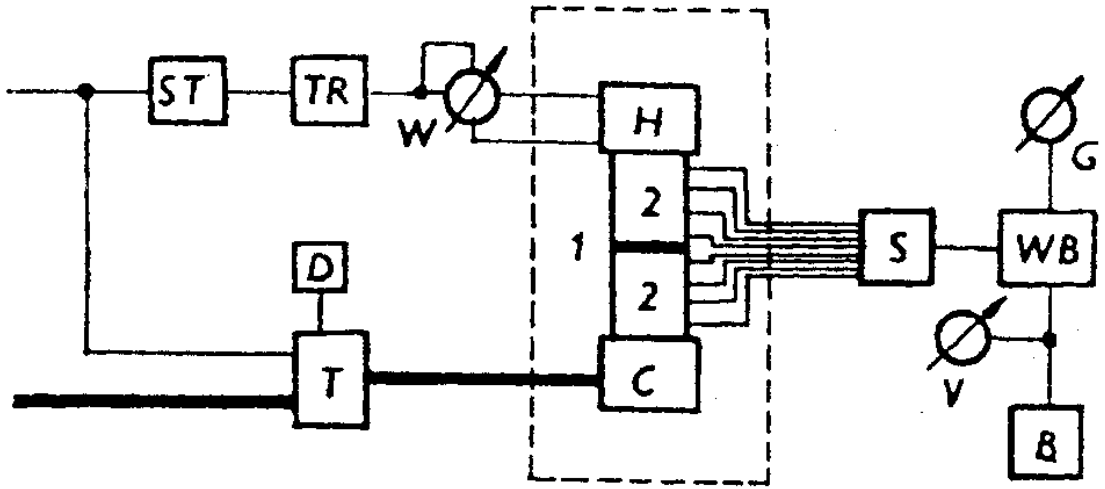
Metody měření tepelné vodivosti se dělí na terénní a laboratorní. Terénní měření jsou méně přesná, ale časově méně náročná. Není třeba upravovat vzorky. Realizují se ve vrtech (svislých i bočních) nebo v důlních dílech.

Předností laboratorních metod je velká přesnost, reprodukovatelnost výsledků, ale nemohou nikdy zcela přesně reprodukovat přírodní podmínky. Opracování vzorků pro měření je časově náročné. Dělí se na metody nestacionární (metoda jehly) a stacionární (metoda dělené tyče).

Měření tepelných vlastností 2

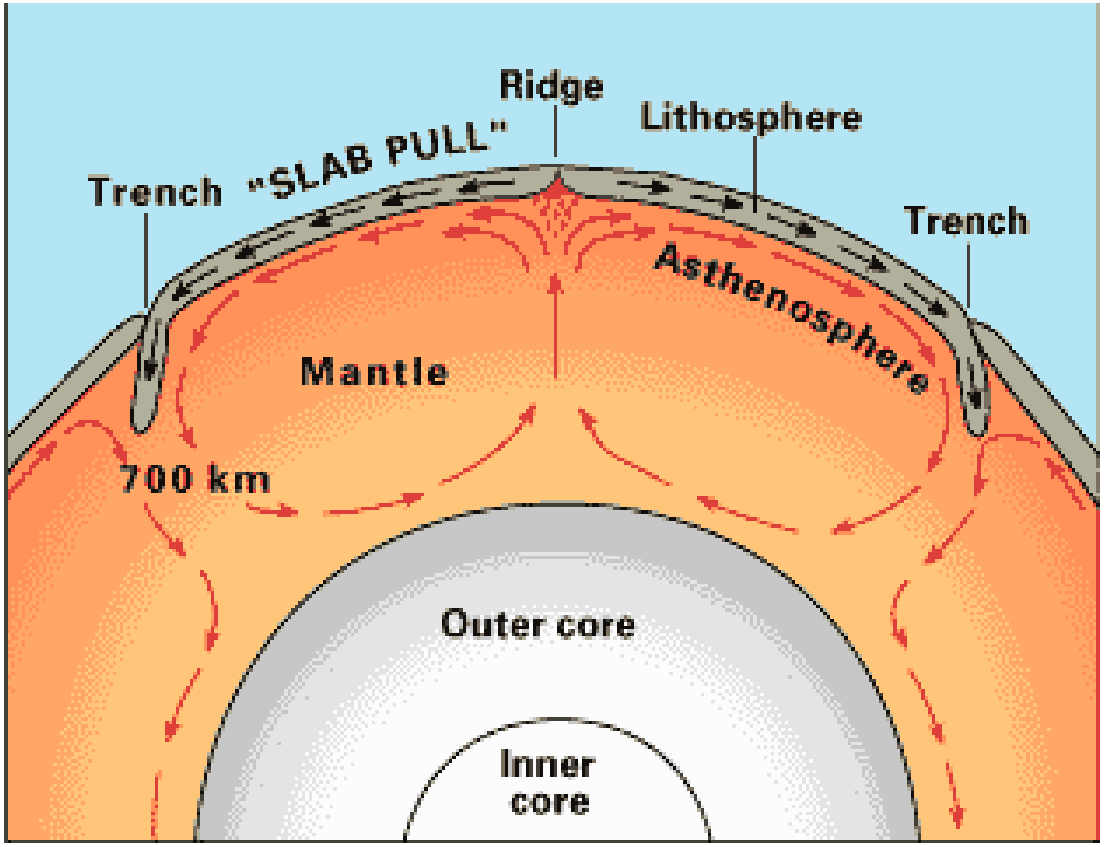
Metoda jehly spočívá v umístění tenkého válečku vytápěného zdrojem o známém výkonu do horniny (do vyvrtaného otvoru) a měří se teplota malým termistorem umístěným asi v polovině válečku. Modifikací je metoda impulsní, kdy se měří v určité vzdálenosti od zdroje tepelného impulzu.
Schema metody dělené tyče je na následujícím obrázku. Po dosažení tepelné rovnováhy se určí teplotní spád v tyčích a vzorku a vypočítá se vodivost vzorku vzhledem k vodivosti tyčí.

Metoda měření λ metodou dělené tyče

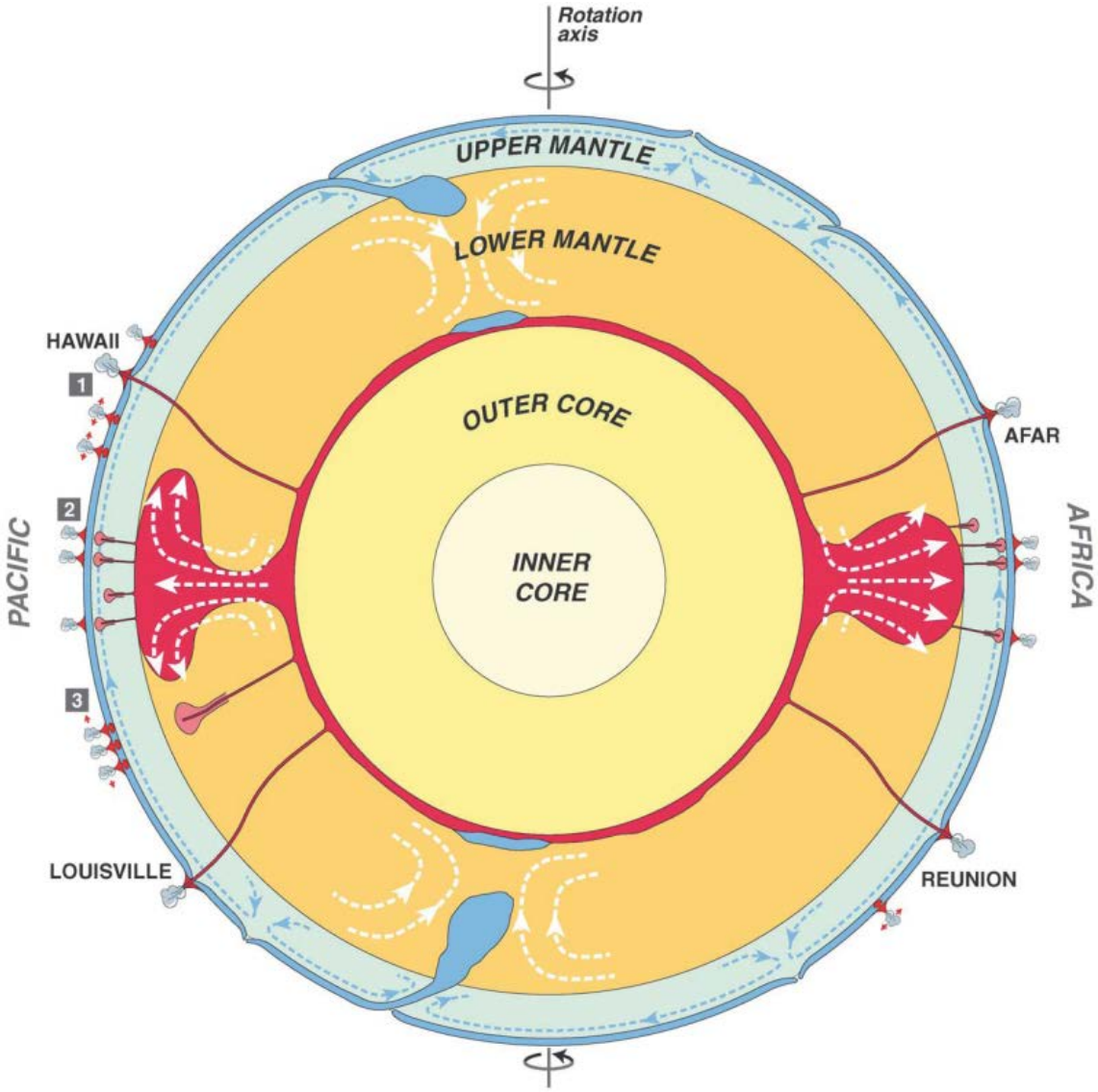


Obr. 6.7 Blokové schéma přístroje pro měření tepelné vodivosti horninových vzorků (podle Čermáka a Krešla, 1968).
1 – měřený vzorek; 2 – dělená tyč; H – elektricky vytápěný konec tyče na t = 45 °C; vodou chlazený konec tyče na t = 18 °C; ST – stabilizátor; TR – regulační transformátor; W – měřič příkonu; T – termostat; D – kontaktní termometr; WB – Wheastoneův můstek; B – zdroj proudu pro WB; G – zrcátkový galvanoměr; S – přepínač můstku na jednotlivé termistory podél dělené tyče; V – kontrola zdroje proudu pro WB

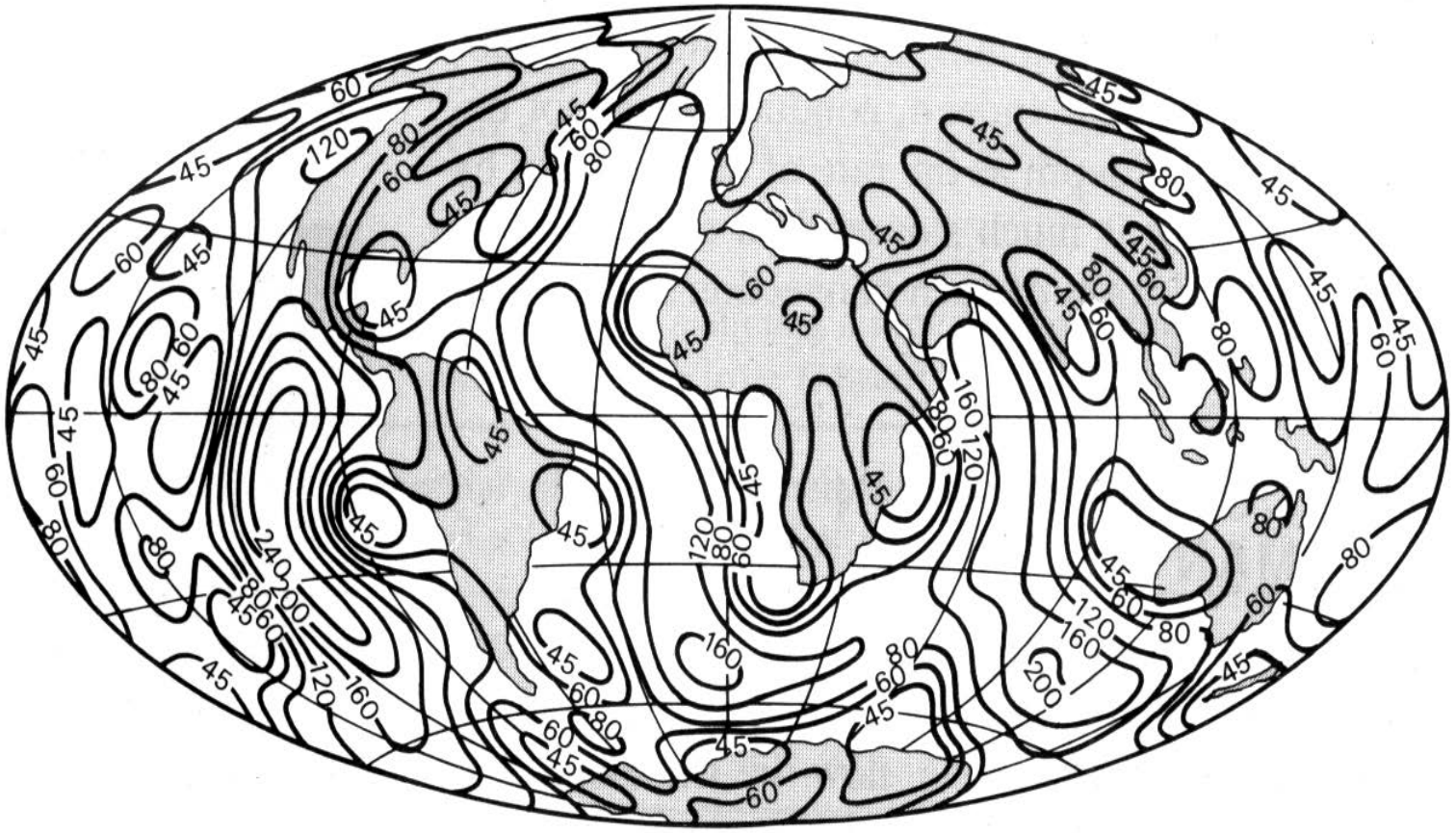
Konvekční proudění v plášti II



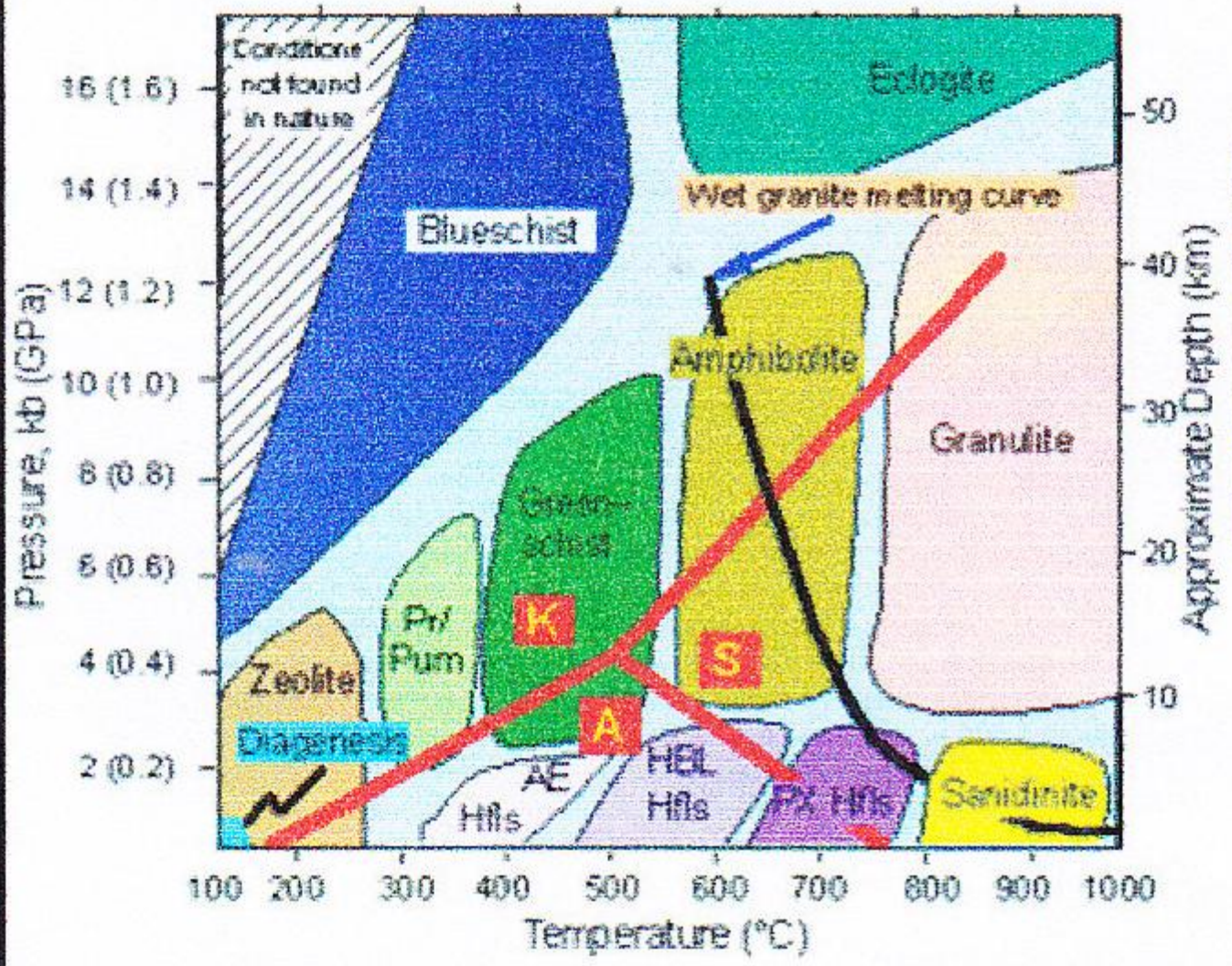
Horké skvrny a superchocholy II



Tepelný tok Země



Generalized Metamorphic Facies Boundaries (after Yardley, 1988)

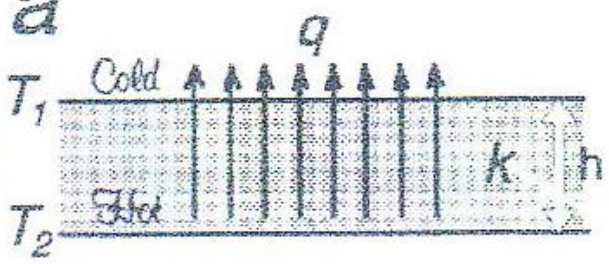


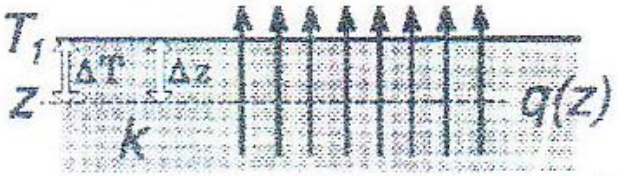
KEY
K = kyanite
S = sillimanite
A = andalusite
Hfls = hornfels
Pr/Pum = prehnite-pumpellyite
AE = albite - epidote
HBL = hornblende
PX = pyroxene

Tepelný

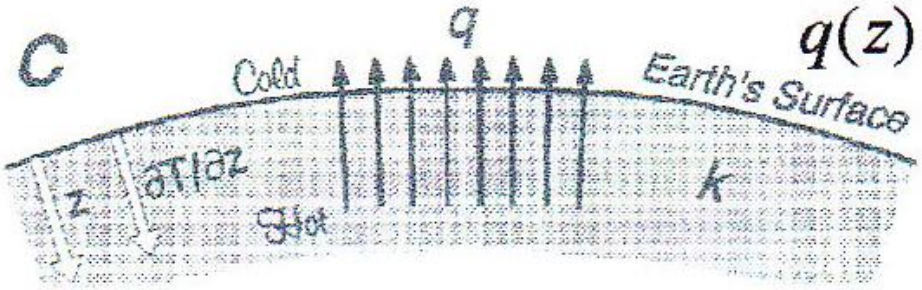
Teplotní tok na zemském povrchu

$$q = k\left(\frac{T_2 - T_1}{h}\right)$$





$$q(z) = k\left(\frac{[T_1 + \Delta T] - T_1}{\Delta z}\right)$$



$$Q = -k\frac{dT}{dz}$$

	SI	Equivalent Units
Thermal Conductivity (k)	$W\ m^{-1}\ °C^{-1}$	2.39×10^{-3} cal cm $^{-1}$ °C $^{-1}$ s $^{-1}$
Geothermal Gradient ($\partial T/\partial z$)	$°C\ m^{-1}$	10^3 °C km^{-1}
Heat Flow (q)	$W\ m^{-2}$	2.39×10^{-5} cal cm^{-2} s^{-1}
		2.39×10^{-1} HFU

Podle skript prof. Faryada

Změna termálního toku jako funkce

(a) teplotního gradientu, konduktivita = konst.

(b) Termální konduktivity, geotermální gradient= konst.

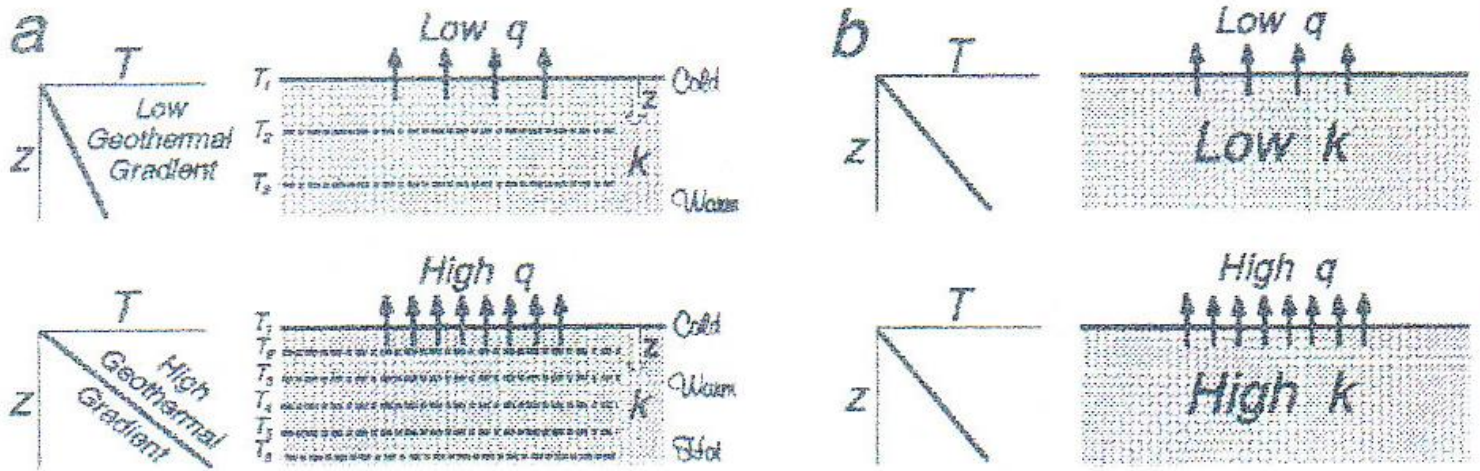
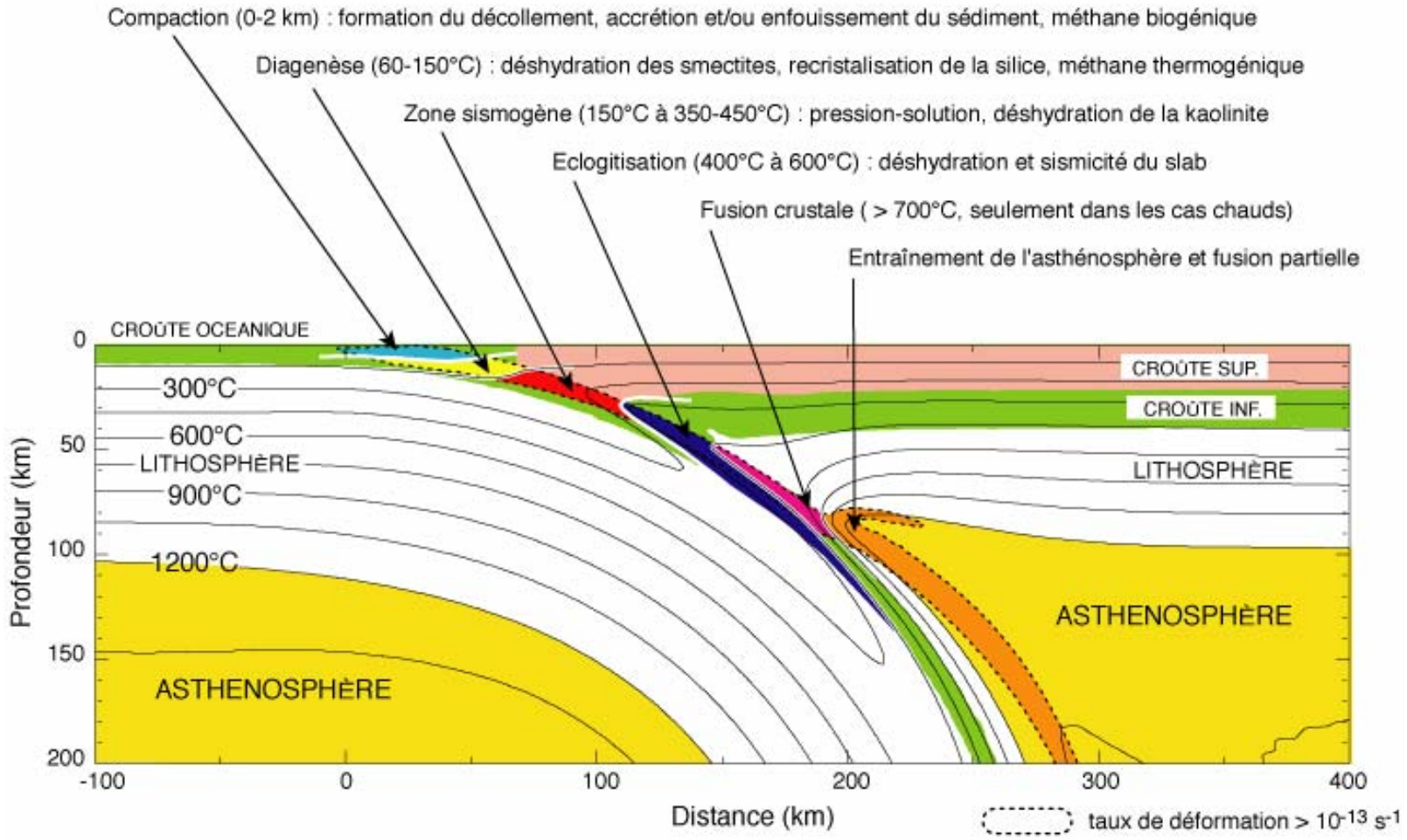


FIGURE 10.12 a) Change in heat flow (q) as a function of geothermal gradient; the thermal conductivity (k) is held constant. b) Change in heat flow as a function of thermal conductivity; the geothermal gradient remains constant.

Podle skript prof. Faryada

Teploty v subdukční zóně

Fluides dans la subduction : exemple chaud basé sur des calculs thermomécaniques (*Doin et Henry*, 2001)



Schema subdukce

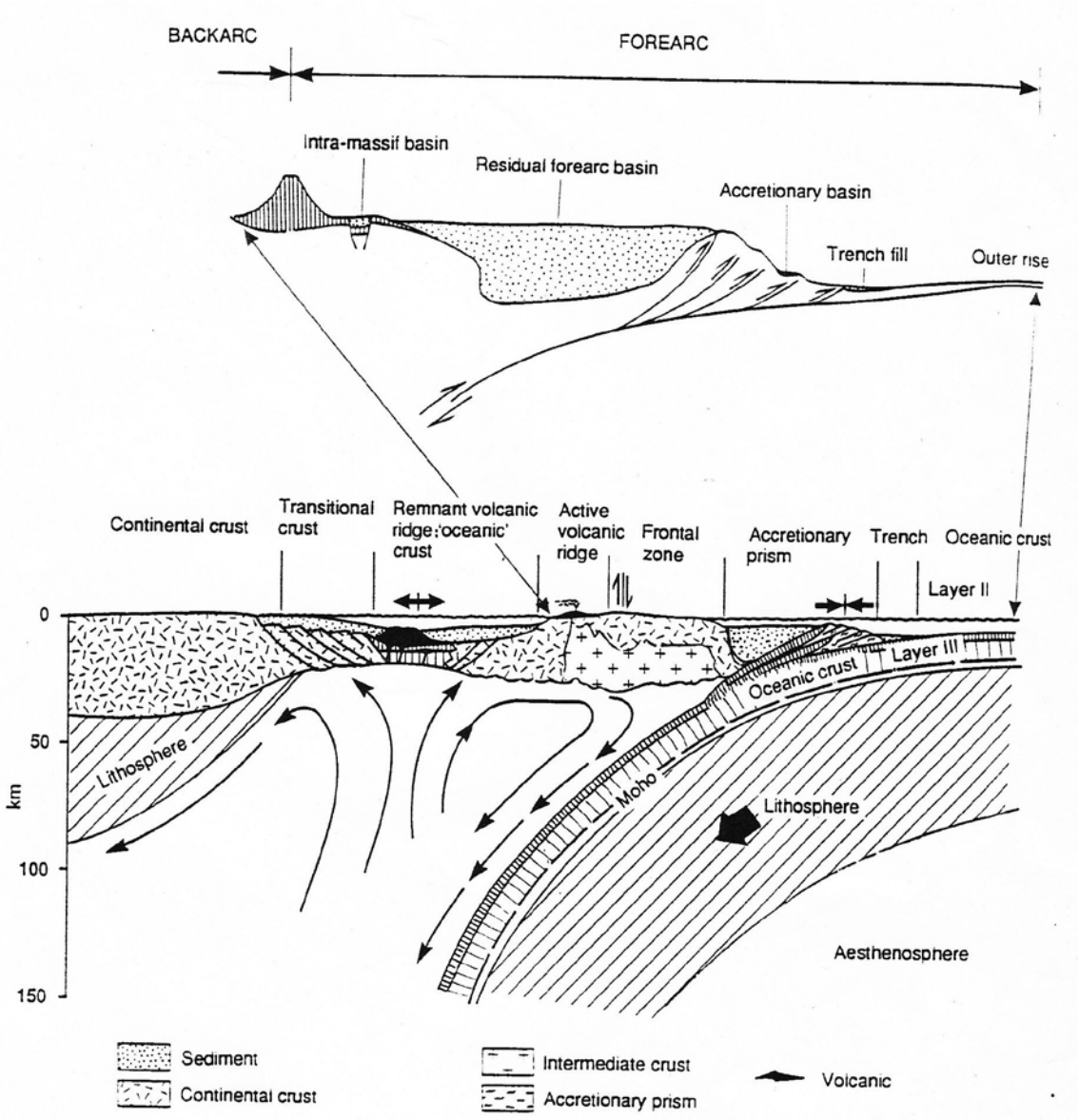


Fig. 7.42. Terminology for a convergent ocean-arc boundary with a backarc basin (modified from Toksöz and Bird, 1977, Green, 1977 and Dickinson and Seely, 1979). Upper diagram shows detail of basins in the forearc region. The intra-massif basin and the residual basin both contain forearc sediments of deep marine to non-marine facies. The accretionary basin in the subduction complex contains structural slices of abyssal plain, slope and trench deposits together with ophiolites and metamorphics.