

## PŘÍSPĚVEK K ŘEŠENÍ PROBLÉMU VZTLÍNÁNÍ PODZEMNÍ VODY NA POVODÍ U DVOU LOUČEK V ORLICKÝCH HORÁCH

### Contribution to solving problem of capillary rise of groundwater on the catchment U Dvou louček in the Orlické hory Mts.

#### Abstract

The paper is aimed at possible supplying root zone of forest stands on the experimental catchment U Dvou louček in the Orlické hory Mts. by capillary rise of soil water from groundwater level. For homogenous, isotropic soil, a partitioned model and a compact model of capillary rise of soil water were derived. The partitioned model makes possible to determine the rate of capillary elevation of water flux upwards through particulate sections of a soil profile. The compact model derives the rate of capillary elevation of water flux upwards for a whole soil profile. On the humus podzol, the height of capillary rise is 80 – 90 cm in the sandy-loam soil horizon Bv with middle permeability for water (content of non-capillary pores equal to 7%) at the rate of capillary rise equal to 2 mm per day. The level of groundwater in the depth greater than 1.2 to 1.3 m and the summer draught weather are able to cause insufficient supplying of forest stands by capillary rise of water.

**Klíčová slova:** lesní porosty, lesní půdy, vodní režim, stanovištní podmínky, podzemní vody, zamokření

**Key words:** forest stands, forest soils, water regime, site conditions, groundwater, waterlogging

#### Úvod

Zamokření lesní půdy na imisních holinách je reálným problémem lesních půd. Obnova lesních porostů je zde často možná jen po úpravě vodního režimu zamokřených lesních půd. Současně zde ovšem vzniká otázka, jak velké může být snížení hladiny podzemních vod, aby nedošlo k přerušení vztlínání kapilární půdní vody od hladiny podzemní vody do kořenové vrstvy lesních porostů.

Tento problém má i význam obecně, protože dává odpověď na otázku, jaké jsou parametry dotace kořenové vrstvy lesních porostů vzestupným proudem kapilární vody od hladiny podzemních vod. To umožní identifikovat vliv stanovištních podmínek na zásobování lesních porostů podzemní vodou a stanovit eventuálně kritická období tohoto procesu. Navržený postup řešení má praktický význam i pro stanovení kritické hloubky hladiny podzemních vod, kdy je přerušen nebo minimalizován proud podzemní vody do kořenové vrstvy, tj. při jaké hloubce podzemních vod jsou lesní porosty dotovány pouze srážkovou vodou i jaká je povaha tohoto procesu. Tento příspěvek k řešení vztlínání podzemní vody je počátečním vstupem do celé množiny konkrétních problémů spojených s vodním režimem lesních půd.

#### Materiál a metoda

Problém přítoku podzemní vody od hladiny do kořenové zóny stromového patra byl řešen na zvoleném povodí U Dvou louček ve vrcholové partii Orlických hor. Rozloha geografického povodí je 32,6 ha, nadmořská výška 880 - 950 m n. m. Zalesněná plocha buk-smrkového porostu činí 5,7 ha (17,5 %), zbytek povodí je imisní holina s různověkou smrkovou monokulturou se zakmeněním 0,6. Povodí zahrnuje lesní typy 7K3, 7P1, 7T1 a je tvořeno půdními typy humusový podzol, podzol rašelinný glejový, pseudoglej a rašelina. Dlouhodobý roční průměr ovzdušných srážek činí 1 350 mm, odtoků 910 mm a územního výparu 440 mm (ČERNOHOUS 2003). Pro řešení problému vztlínání podzemní vody do kořenové vrstvy stromového patra byla vybrána lokalita na lesním typu 7K3 (kyselá bk SM třtinová), charakterizovaném půdním typem humusový podzol na červené pararule. Jako typická byla vybrána pro tento okrsek sonda S 6. Popis jejího půdního profilu je uveden v tab. 1.

Pro sondu S 6 byl proveden podrobný hydro-pedologický rozbor, z něhož pro řešení problému vztlínání byly převzaty z horizontu Bv textura, drenážní a kapilární retenční kapacita půdy pro vodu, koeficient nasycené hydraulické vodivosti stanovený výpočtem a kontrolně měřením v terénu a retenční křivka (tab. 2, 3, 4). Retenční kapacita půdy pro vodu byla stanovena z pórovitosti a maximální kapilární kapacity (podle NOVÁKA) a kontrolně z retenčních křivek. Tento postup je v příloze archivního paré této statě, protože se vymyká ze zde řešené problematiky.

Sonda S 6 byla vybrána pro modelový výpočet pro poměrně homogenní horizont Bv o mocnosti 1,9 m. V hloubce 1,9 - 5,0 m se nachází červenohnědá hrubozrná rula, intenzivně rozpukaná, zvodnělá. Koeficient nasycené hydraulické zvodně Cd horizontu určený čerpacím pokusem se blíží hodnotám stanoveným pro horizont Bv.

#### Výsledky řešení vztlínání od hladiny podzemní vody

Řešení vychází ze dvou rovnic:

$$K[h(W)] = K(0) e^{-\alpha h(W)} \quad (1)$$

$$v_f = -K[h(W)] \left( \frac{\Delta h(W)}{\Delta z} - 1 \right) \quad (2)$$

Zavedením diferenciálů místo diferencí  $\Delta$  a separací proměnných se dostane diferenciální rovnice

$$dz = \frac{\frac{K(0)}{v_f} \cdot e^{-\alpha h(W)}}{1 - \frac{K(0)}{v_f} \cdot e^{-\alpha h(W)}} dh(W) \quad (3)$$

Řešením rovnice (3) se dostane obecně

$$z = \frac{1}{\alpha} \ln \left\{ \frac{v_f + K(0)}{v_f + K[h(W)]} \right\}, \quad (4)$$

když se do rovnice (4) dosadí  $|v_f|$ . Rovnice (4) je celkovým modelem pro řešení vztlínání.

$K[h(W)]$	- koeficient nenasyčené hydraulické vodivosti - capillary conductivity
$K(o)$	- koeficient nasycené hydraulické vodivosti - hydraulic conductivity
$v_f$	- rychlost kapilárního vzestupného proudu ( $LT^{-1}$ ) - velocity of the capillary flux
$z$	- vzdálenost od hladiny podzemní vody (HPV) (L) - distance from the water table
$a$	- koeficient
$h(W)$	- koeficient - sací tlak (-L)
$W$	- capillary pressure - vlhkost půdy (%)
$q$	- soil moisture - mocnost (rychlost) kapilárního vzestupného proudu na jednotku plochy [ $L \cdot T^{-1}$ ]
$pF$	- density of the capillary flux - log sacího tlaku - log of the capillary pressure

Dílčí model se potom dostane speciálním řešením rovnice (3) autorem statě

$$\int_{z_1}^{z_2} dz = \int_{h(W,1)}^{h(W,2)} \frac{\frac{K(o)}{v_f} \cdot e^{-\alpha h(W)}}{1 - \frac{K(o)}{v_f} \cdot e^{-\alpha h(W)}} dh(W) \quad (5)$$

$$(z_2 - z_1) = \frac{1}{\alpha} \ln \left[ \frac{v_f + K[h(W,1)]}{v_f + K[h(W,2)]} \right] \quad (5)$$

V limitě platí  $z_1 = 0$ ,  $K[h(W,1)] = K(o)$  a  $K[h(W,2)] \rightarrow 0$

$$z = \frac{1}{\alpha} \ln \left[ \frac{v_f + K(o)}{v_f} \right], \quad (6)$$

což je model celistvý.

Při analýze postupu řešení však autor prokázal, že  $\alpha$  v rovnici (1) není konstantou, jak předpokládá teorie, naopak platí  $\alpha = f[h(W)]$ . Na základě experimentálních dat publikovaných v roce 1966 J. LUTHINEM bylo jasně zjištěno, že ve Rijtemově vztahu (RIJTEMA 1965)

$$K[h(W)] = K(o) \cdot e^{-\alpha \cdot h(W)} \quad (1)$$

není  $\alpha$  konstantou, ale mění se v závislosti na hodnotách  $h(W)$ . Detailním rozбором experimentálních dat a logaritmickou anamorfózou vztahu  $\alpha = f[h(W)]$  bylo odvozeno přibližně

$$\alpha = e^{-[a + b \ln h(W)]}, \quad (7)$$

přičemž  $\alpha$  se liší podle jednotlivých druhů půd, tj. výraz (7) má konstanty  $a$ ,  $b$  odlišné pro písčité, hlinitopísčité, hlinité, jílovito-hlinité a jílovité půdy.

Pro písčité půdy  $a = -1,00$ ,  $b = -0,49$ ; pro hlinité půdy  $a = -1,90$ ,  $b = -0,26$ . Pro náš případ písčito-hlinité půdy bylo nutno průměrovat hodnoty  $K[h(W, \text{hlína})]$  a  $K[h(W, \text{písek})]$ .

Vlastní výpočet hodnoty nenasyčené hydraulické vodivosti byl potom realizován podle vztahu:

$$K[h(W)] = K(o) \cdot e^{-f[h(W)] \cdot h(W)}, \quad \text{když } \alpha = f[h(W)] = e^{-[a + b \ln h(W)]}. \quad (1)$$

Pro výpočet vztlínání kapilární vody v obvodu sondy S 6 povodí U Dvou louček byl tedy odvozen komplexní hydrodynamický model. Pro zvolenou hodnotu  $q = 2 \text{ mm d}^{-1}$ , počáteční podmínky v profilu 0

$$h(W) = 0, z = 0, W(o) = 34,7 \% \text{ a } K(0) = 370 \text{ mm d}^{-1}$$

se dostane výsledek zobrazený v obr. 1, který znázorňuje stacionární vzestupné kapilární proudění půdní vody při vzestupném proudu o velikosti  $q = 2 \text{ mm d}^{-1}$  formou charakteristického profilu půdní vlhkosti. Výška vztlínání je 86 cm. Postup výpočtu je uveden v tab. 5 - 7.

Podrobný výpočet byl porovnán s celistvým přístupem Rijtemy (RIJTEMA 1965). Výšku vztlínání stanovil vztahem

$$H = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{v(K) + K(o)}{v(K) + K(o) \cdot e^{-\alpha[h(W), h(VS)]}} + \frac{K(0) \cdot h(VS)}{v(K) + K(o)} \quad (7)$$

$$v(K) = q = 0,2 \text{ cm d}^{-1}$$

$$h(VS) = \text{vstupní odpor vzduchu}$$

$$v(K) = v_f$$

Dosazením hodnot pro případ S 6 bude:

$$H = \frac{1}{\alpha} \cdot \ln \frac{0,2 + 37,0}{0,2 + 0,0} + \frac{37 \cdot 5}{0,2 + 37} = \frac{1}{\alpha} \cdot 5,2 + 5,0 = \frac{1}{0,0608} \cdot 5,2 + 5 = 90 \text{ cm}$$

Souhlas děleného modelu (experiment) a modelů celistvých je evidentní. Výška vztlínání kapilárního proudu vody od hladiny podzemní vody po půdní profil S 6 je při velikosti stacionárního vzestupného proudu  $q = v(K) = 2 \text{ mm d}^{-1}$  bezpečně 86 cm, při možném výkyvu 4 cm. Pro jiné hodnoty  $q$  je mohutnost vztlínání uvedena v obr. 2.

## Diskuse a komentář k výsledkům řešení

Pro odvození modelu bylo použito řešení diferenciální rovnice (3). Protože parametr  $\alpha$  v rovnici (1) je funkcí  $h(W)$ , bylo přikročeno k nahrazení konstantní hodnoty jejím průměrem v intervalu  $\Delta h(W)$ , při kroku  $k = 5 \text{ cm}$ , pro nízká  $|h(W)|$  a  $k = 50 \text{ cm}$  pro vysoká  $|h(W)|$ .

Protože  $\alpha$  není konstantou, ve výpočtu se nahrazuje  $\alpha$   $h(W)$  průměrnou hodnotou

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{h(W,2) - h(W,1)} \int_{h(W,1)}^{h(W,2)} e^{-[b + a \cdot \ln h(w)]} dh(W) = \frac{k}{[h(W,2) - h(W,1)]} \left[ \frac{\alpha_1}{2} + \alpha_2 + \dots + \frac{\alpha_n}{2} \right] \quad (8)$$

( $k$  - interval aproximace),

protože integrál v rovnici (8) nemá jednoduché řešení. Výsledek výpočtů je uveden v tab. 5, 6, 7 a obr. 1, 2.

Postup procesu vztlínání se dostane potom postupnými kroky v dílčích stacionárních intervalech. Pro představu tohoto postupu bylo zvoleno snížení HPV při vzestupném proudění kapilární vody  $2 \text{ mm d}^{-1}$  o  $10 \text{ cm}$ . Potom z nenasyčené zóny bude odebráno vzestupným proudem vody  $10,6 \text{ mm}$ , z nenasyčené zóny  $10 \text{ cm}$   $15,7 \text{ mm}$ , celkem  $26,3 \text{ mm}$ . Při průtoku  $2 \text{ mm d}^{-1}$  bude snížení HPV o  $10 \text{ cm}$  trvat  $13 \text{ dní}$ , tj. denně klesne HPV přibližně o  $8 \text{ mm}$ .

Bude-li kořenová vrstva sahat do hloubky  $45 \text{ cm}$  pod povrch terénu, pak při vztlínání  $2 \text{ mm d}^{-1}$  asi za  $13 \text{ dní}$  bude přítok podzemní vody  $q = 2 \text{ mm d}^{-1}$  z počáteční hladiny v hloubce  $86 \text{ cm}$  do těžiště kořenové

vrstvy ukončen a následně dojde k jeho snížení. Kapilární vzestupný proud vody ovšem bude pokračovat, ale při průtoku menším než 2 mm d<sup>-1</sup>. Bude-li pak HPV v hloubce menší než 86 cm, bude kapilární vzestupný proud vyšší než 2 mm d<sup>-1</sup> (obr. 2).

Velikost vzestupného kapilárního proudění půdní vody 2 mm d<sup>-1</sup> byla zvolena jako průměrná reálná hodnota evapotranspirace buku lesního ve vegetačním období na výzkumném povodí. Vzestupný kapilární proud půdní vody je determinován profilem půdní vlhkosti. Hraniční vzestupné proudění kapilární vody od HPV v hloubce 86 cm je dáno vlhkostí svrchní vrstvy půdy v centru kořenové vrstvy blízké bodu lentokapilárnímu (SEKERA 1938), určenému z retenční křivky pro náš případ vlhkostí 23,3 % při pF ~ 3. (Modelový výpočet končí při  $W_{(86)} = 24,6 \%$  a pF = 2,9.) Vzestupný proud kapilární vody končí při pF → 3 z toho důvodu, že v tom případě se  $K[h(W)] \rightarrow 0$  a přestává souvislý kapilární pohyb půdní vody.

Je zajímavé, že do výšky asi 55 cm od HPV se vlhkosti půdy při vzestupném modelovém proudění kapilární vody v půdě blíží vlhkostem při profilu vyrovnané vlhkosti. V tomto úseku se též sklony hydraulických potenciálů minimalizují. Je to dáno poměrně vysokými hodnotami  $K[h(W)]$ . Teprve při vyšším poklesu  $K[h(W)]$  a vzrůstu  $\Delta\phi/\Delta z$  se profily modelové vlhkosti a hodnoty profilu vyrovnané vlhkosti vzdalují. (Pro profil vyrovnání vlhkosti platí  $H(W)$  za  $\phi = 0$ , kde  $\phi$  - hydraulický potenciál.) Výše uvedený fakt svědčí o platnosti zákona minimální energie při procesu vztlínání kapilární vody půdním profilem.

Z naměřené momentální vlhkosti při odběru vzorků (obr. 1) je zřejmé, že pokles půdní vlhkosti v horizontu Bv pod bod lentokapilární nastává a tím signalizuje přerušování kapilárního vztlínání půdní vody. Výsledky vztlínání získané odvozeným přesnějším modelem děleným se dobře shodují s výpočty podle modelů celistvých (obdobně RUTEMAN 1965). Pro praktické stanovení možné výšky vztlínání lze doporučit proto výpočet podle modelů celistvých, které nevyžadují tak detailní výpočetní postup a nejsou proto tolik náročné na experimentálně zjišťované parametry.

## Závěry

V předložené stati je odvozen model pro stacionární vztlínání kapilární půdní vody od hladiny podzemní vody do kořenové vrstvy v homogenním, izotropním půdním profilu. Pro konkrétní půdní profil humusového podzolu na červené pararule bylo prokázáno dostatečné zásobení kořenové vrstvy lesních porostů při hloubce hladiny podzemní vody 1,1 m a výšce vztlínání 80 - 90 cm. Při větších hloubkách HPV než 1,2 - 1,3 m je lesní vegetace na tomto typu lesních půd odkázána na zásobení vodou převážně jen ovzdušnými srážkami. V době letních přísušků a v sušších letech to může znamenat nedostatečné zásobení lesních porostů v Orlických vodách vodou.

## Poznámka

Příspěvek byl zpracován s finančním přispěním GA ČR, projektu 526/02/0851 Horské lesní ekosystémy a jejich obhospodařování s cílem tlumení povodní, a MZe ČR, výzkumného záměru MZe 000 2070201 Stabilizace funkcí lesa v biotopech narušených antropogenní činností v měnících se podmínkách prostředí.

Recenzováno

Hloubka/ Depth cm	Horizont/ Horizon	Popis/ Description
0-3	Of, Om	dm + zbytky kořenů trav, rezavá drť/turf + remnants of grass roots, rusty detritus
3-12	Oh	výrazně černý, prokořeněný vlhký surový humus, měl/markedly black, rooted moist raw humus, mull
12-20	Ahn	černo-šedavěhnědá zemina, hlinitá, kyprá a vlhká, humusem obohacená/black-grey-brown soil, soft and moist, enriched in humus
20-31	Ep	šedavá hlinitá zemina, slehlejší, vlhká, kyprá, zrnitá, štěrkovitost 30 %/grey loamy soil, well-packed, granular, grittiness 30 %
32-190	Bv	okrová zrnitá zemina, provlhlá, skelet 3 - 5 % s úlomky štěrku 30 - 50 mm, drobný štěrk 30 %, hladina vody v hloubce 32 cm/ochre granular soil, wet, skeleton 3 - 5 % with grit fragments 30 %, water level in depth of 32 cm
190+	Cd	navětralá hrubozrná pararula červenohnědá/weathered red-brown coarse paragneiss

Tab. 1.

Půdní profil modelové sondy S6

The soil profile of the model probe S6

Sonda/ Probe	Půda/Soil	Horizont/ Horizon	Drenážní/ Draining RVKP %	Kapilární/ Capillary RVKP %	Koeficient nasycené hydraulické vodivosti K (0)/Coefficient of saturated hydraulic conductivity mm d <sup>-1</sup>
S 6	písčitolhinitá/ sandy-loamy	(B)	7.1 - 7.3	8.4 - 8.6	370

RVKP - retenční vodní kapacita půdy/retention water soil capacity

Tab. 2.

Parametry pro řešení modelu vztlínání podzemní vody

The parameters for solving the model of capillary rise of groundwater

## Literatura

- ČERNOHOUS, V.: Vliv obnovy hydrografické sítě devastované při imisních těžbách na odtokový proces. Písemný rozbor literatury pro státní doktorskou zkoušku. Praha, ČZU – Lesnická fakulta 2003. 47 s.
- LUTHIN, J. N.: Drainage Engineering. New York, Wiley 1966. 250 s.
- RIJTEMA, P. E.: An analysis of actual evapotranspiration. Agricultural Research Reports 659. Wageningen (Netherlands), Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Verlagen landbouwkundige Onderzoekingen 1965. 8, 108 s.
- SEKERA, F.: Statik und Dynamik des Bodenwassers. Bodenkunde und Pflanzenernährung, 1938, 6/51.

pFlog. sacího tlaku/ pF log. of suction pressure	Vlhkost půdy/ Soil moisture [% obj.]
1,48	32,77
1,78	31,89
2,01	31,28
2,31	30,14
2,61	27,29
3,01	23,56
3,31	19,62
3,49	17,81

**Tab. 3.**

Retenční křivka vlhkosti

The retention curve of soil moisture

Kategorie Kopeckého/ Category Kopeckého	Frakce/ Fraction mm	Procento hmotnosti/ Weight proportion
I.	< 0,01	20,9
II.	0,01 - 0,05	22,1
III.	0,05 - 0,1	13,2
IV.	0,1 - 0,2	43,9

**Tab. 4.**

Křivka zrnitosti

The curve of soil texture

h(W)cm	a	K [h(W,2)]mm/d	K [h(W,1)]mm/d	Z2 - Z1cm	Zcm
0	0,2587 x	-	370,00	0	0,00
0 - 5	0,1958 x	139,00	370,00	4,95 x	4,95
5 - 20	0,0970 x	53,12	139,00	9,67	14,63
20 - 50	0,0632	15,66	53,12	18,01	32,64
50 - 100	0,0470	3,36	15,66	25,37	58,01
100 - 200	0,0364	0,25	3,36	23,84	81,85
200 - 300	0,0302	0,044	0,25	3,18	85,03
300 - 500	0,0256	0,00102	0,044	0,83	85,85
500 - 800	0,0216	0,0000	0,00102	0,02	85,87
[ -	0,0608	∅	370,00	-	85,95 ]

$K(0) = 370$

**Tab. 5.**

Výpočet polohy hladiny podzemní vody (z) jako funkce sacího tlaku h(W)

Calculation of ground water position (z) depending on capillary pressure h(W)

z	pF [h(W)]	W(1) %	pF (z)	W(2) %
0	- ∞	34,7	- ∞	34,7
4,95	0,70	34,4	0,69	34,4
14,63	1,30	33,3	1,16	33,8
32,64	1,70	32,1	1,51	31,7
58,01	2,00	31,3	1,76	31,9
81,85	2,30	30,2	1,91	31,5
85,03	2,48	28,5	1,93	31,5
85,85	2,70	26,4	1,93	31,5
85,87	2,90	24,6	1,93	31,5

W(1) - vlhkost půdy při vzlínání 2 mm d<sup>-1</sup> W (1) soil moisture at capillarity 2 mm d<sup>-1</sup>

W(2) - vlhkost půdy při profilu vyrovnání vlhkosti, tj. při nulovém vzlínání/W2 soil moisture for profile of moisture balance, i. e. at zero capillarity

**Tab. 6.**

Vlhkost půdy (W) jako funkce polohy hladiny podzemní vody (z)

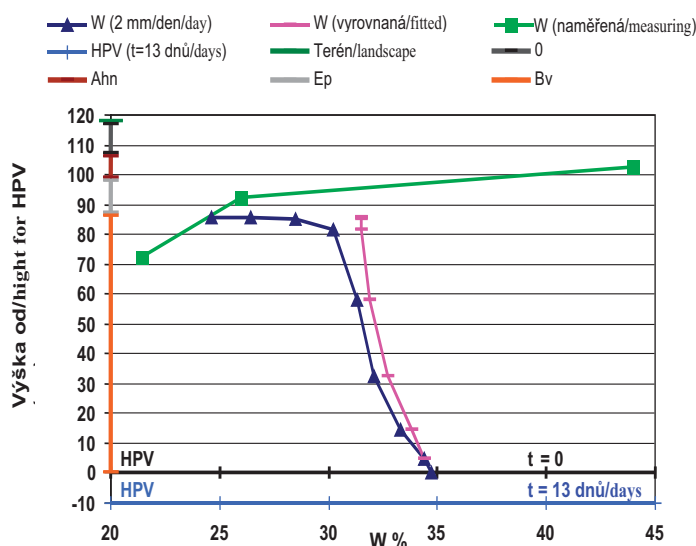
Soil moisture (W) depending on ground water position (z)

q mm d <sup>-1</sup>	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0
Z (cm)	108,68	97,31	90,66	85,87	82,30	79,31	76,81	74,64	71,01	68,06	65,56	63,41	61,50	59,83

**Tab. 7.**

Možnost kapilárního vzestupného proudu (g) jako funkce úrovně hladiny podzemní vody (z)

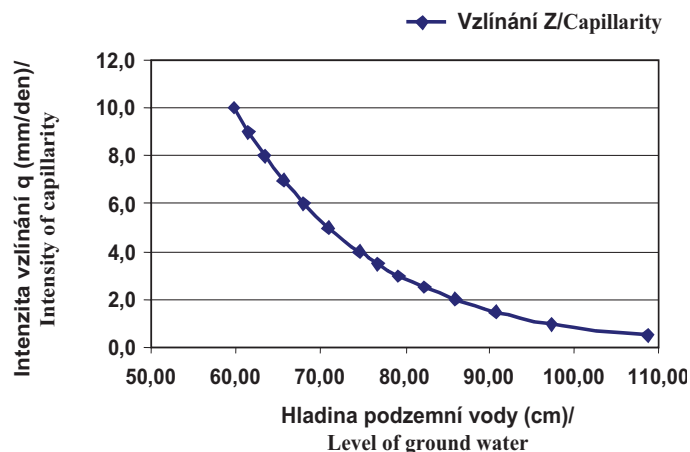
Capillary elevation (g) depending on ground water position (z)



**Obr. 1:**

Půdní vlhkost naměřená, vyrovnaná a při intenzitě kapilárního vzlínání 2 mm za den a pokles hladiny podzemní vody po 13 dnech vzlínání při této intenzitě v profilu humusového podzolu na pararule

Soil moisture measured, smoothed and during intensity of capillary elevation 2 mm per day and a groundwater level decrease after 13 days of elevation 2 mm per day in podzol profile with gneiss bedrock



**Obr. 2:**

Závislost intenzity vzlínání q na vzdálenosti od hladiny podzemní

vody vyjádřená funkcí  $Z = \frac{1}{\alpha} \left[ \frac{q+k_0}{q} \right]$  v půdním profilu humusového podzolu na pararule

Dependence between capillary elevation intensity q and a distance from groundwater level formulated as in soil profile of podzol with gneiss bedrock

$$Z = \frac{1}{\alpha} \left[ \frac{q+k_0}{q} \right]$$