

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE, PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitá geofyziky



# Vodní poměry na sesuvné lokalitě Třebenice u Lovosic

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Tereza Botlíková

Vedoucí: Ing. Jan Novotný, CSc.

Praha, květen 2007

HYDROGEOLOGIE  
PODZEMNÍ VODA  
NEKRYJÍCÍ ZÓNA  
JÍLOVITÉ HORVINY  
TŘEBENICE U LOVOSIC

## Čestné prohlášení

Tuto bakalářskou práci jsem vypracovala na Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky pod vedením Ing. Jana Novotného, CSc. Prohlašuji, že jsem ji vypracovala samostatně, kromě výslovně uvedených případů jsem použila pouze výsledky svých vlastních měření a převzaté prameny jsem řádně citovala. Souhlasím s jejím zapůjčením ke studijním účelům.

## Poděkování

Ráda bych poděkovala všem, kteří se podíleli na vzniku této práce. Na prvním místě Ing. Janu Novotnému, CSc., za vstřícnost, odborné vedení, zprostředkování výsledků vlastních měření a poskytnutí množství odborné literatury i rad. Dále Mgr. Vladislavě Herbstové za konzultace týkající se nenasycené zóny a mechaniky zemin a své rodině a přátelům za pomoc a příjemnou společnost při měřeních na lokalitě a výletech po Třebenicu.

V Praze dne 17. 5. 2007

Tereza Botlíková



## **Abstrakt**

Bakalářská práce se zabývá ději a jevy spojenými s průchodem srážkové vody prostředím jílovitých hornin. Jako modelová lokalita slouží sesuvné území u Třebenic (okres Litoměřice). V rešeršní části práce je podán stručný výklad problematiky proudění v nezasycené zóně s důrazem na faktory ovlivňující proudění v jílovitých horninách. V datové části jsou představeny, komentovány a interpretovány výsledky měření hladiny podzemní vody a piezometrických úrovní, množství srážek a objemové půdní vlhkosti v období od 4. 1. 2006 do 7. 4. 2007. Diskutovány jsou jednak jejich vzájemné vztahy, jednak srovnání s dlouhodobým měřením v předcházejících letech na základě souvisejících odborných prací.

## **Ground water regime at the landslide site near Třebenice**

### **Abstract**

The Bc. thesis deals with processes and phenomena associated with the infiltration of precipitation water through a clayey rocks environment. A model landslide locality at Třebenice (in the northwest of the Czech Republic) is studied. In the bibliographic search part, problems of unsaturated flow are discussed with special attention payed to factors influencing flow in a clayey environment. In the data assessment part, measurement results covering the changes of ground water table and piezometric levels, volumetric water content and atmospheric precipitation from 4<sup>th</sup> January 2006 to 7<sup>th</sup> April 2007 are presented, commented and interpreted. Mutual correlation of these quantities is examined as well as their relation to the results of previous long-term monitoring (according to the related papers).

## Obsah

1. Úvod	4
2. Charakteristika lokality	5
2.1. Stručná charakteristika geologických poměrů sesuvného území a jeho okolí	5
2.2. Shrnutí dosavadních výzkumů a prací na lokalitě	6
3. Problematika nenasyčené zóny v literatuře	7
3.1. Základní pojmy týkající se nenasyčené zóny a rozdíly ve vztahu k nasycené zóně	7
3.2. Vztah srážek, kapilárního sání a hladiny podzemní vody	9
3.3. Proudění v nenasyčené zóně a specifika jílovitých hornin	10
4. Popis instrumentace a metodika měření v nasycené zóně	11
4.1. Instrumentace lokality	11
4.2. Metodika režimního sledování hladiny podzemní vody a piezometrické úrovně	11
5. Výsledky a zhodnocení monitoringu nasycené zóny	12
5.1. Změny hladiny podzemní vody v hydrogeologických vrtech a ve studnách	12
5.2. Změny piezometrických úrovní	14
5.3. Srovnání s dlouhodobými trendy	15
6. Interpretace naměřených hodnot ve vztahu ke klimatickým podmínkám	16
6.1. Srážková charakteristika zkoumaného období	16
6.2. Stručné výsledky a komentář měření půdní objemové vlhkosti	18
6.3. Korelace srážek a změn objemové vlhkosti s měřeními v nasycené zóně	20
7. Závěr	23
8. Použitá literatura	24
9. Příloha	26

## 1. Úvod

Sesuvné území u Třebenic je dlouhodobě monitorováno a bohatě instrumentováno, představuje naše nejlépe sledované aktivní sesuvné území v křídových horninách (Bíba, 2005). Význam a hodnota tohoto sledování vyplývají z rozdílu mezi sesuvnými pohyby vyvolanými náhlými výraznými srážkami a pohyby vyplývajícími spíše z postupného zvodňování zeminy a dlouhodobé srážkové bilance. První případ je v literatuře prozkoumán více než druhý, který vyžaduje dlouhodobé sledování. Třebenické území jakožto představitel druhého typu je tak zdrojem cenných teoretických i praktických poznatků.

Již byly publikovány podrobné práce zabývající se mnoha jeho aspekty. Prvotním záměrem této práce není jejich kompilace ani napodobování – tím spíše, že mnou provedená měření pokrývají mnohem kratší časový interval, než by bylo pro tyto účely vhodné. Tato práce je zaměřena především na komplexní porozumění dějům a jevům spojeným s průchodem srážkové vody prostředím jílovitých hornin. K dosažení tohoto cíle bude použita kombinace několika rozdílných přístupů.

2. kapitola je krátkým shrnutím faktů potřebných k charakterizaci lokality a podstatných pro následující text. Vzhledem k tomu, že nepředstavuje stěžejní část práce a že toto téma bylo již podrobně zpracováno ve třech diplomových pracích (Voráček, 1991; Bíba, 2005; Turek, 2005), není kompilací z primárních zdrojů. Údaje jsou čerpány zejména ze zmíněných prací, jež samy vycházejí z obsáhlé bibliografie.

Rešeršní část (3. kapitola) se zabývá nenasycenou zónou v odborné literatuře. Tato problematika je těžištěm teoretických základů potřebných pro pochopení faktorů ovlivňujících korelaci srážek se změnami hladiny podzemní vody. Stojí na pomezí mezi inženýrskou geologií, hydrogeologií, hydraulikou a mechanikou zemin, přičemž v této práci je kladen důraz především na aspekty související s prouděním vody a změnami vlhkosti.

4. a 5. kapitola podávají přehled o piezometrických úrovních a hladinách podzemní vody, které jsem měřila od 1. 6. 2006 do 7. 4. 2007 v přibližně měsíčních intervalech. Pro období od 4. 1. 2006 do 1. 6. 2006 jsem převzala hodnoty naměřené ing. Novotným. Výsledky měření jsou analyzovány a komentovány s ohledem na předcházející dlouhodobá měření a jejich závěry (Novotný, 2002; Turek, 2005). Tato část tedy představuje jejich pokračování a za tímto účelem přejímá postupy v nich použité.

Konečně 6. kapitola vychází z měření nové trebenické klimatické stanice (od r. 2005) a snímače objemové půdní vlhkosti (od r. 2006), která dosud nebyla použita v žádné odborné práci zabývající se trebenickou lokalitou. Přenos údajů o srážkách a vlhkosti v době od 4. 1. 2006 do 15. 3. 2007 (resp. od 21. 4. 2006 do 16. 2. 2007) z dataloggerů do PC prováděl ing. Novotný. Tato data jsem zformátovala a zpracovala v programu MS Excel. Měření jsou následně analyzována ve vztahu k výsledkům monitoringu nasycené zóny, s naznačením možných způsobů zvýšení kvality korelace.



reliéfotvorným činitelem tak zde jsou sesuvné pohyby. Svahy třebenické lokality jsou tvořeny subhorizontálně uloženým monotónním souvrstvím vápnatých jílovců až slínovců svrchního turonu až coniacu, které zvětrávají na jíl (slín). Hloubka smykových ploch je obvykle v řádech vyšších jednotek m a jejich tvar je rotačně-planární (Novotný, 2002; Turek, 2005).

• V letech 1939 a 1981 došlo na území k významným deformacím, jež lokalitu „proslavily“ a vyžádaly si podrobný průzkum i rozsáhlá sanační opatření (více např. Voráček, 1991). Na svazích jsou dobře patrné odlučné a akumulární oblasti hlavních i dílčích vložených sesuvů (viz Obr. 28), aktuální pohyby lze pozorovat na vývoji trhlin v silničním tělese (viz Obr. 25). Pomocí extenzometrických měření prokázali Novotný (2002) a Bíba (2005), že pohyby neprobíhají rovnoměrně v čase ani prostoru a nejvyšší rychlosti dosahují obvykle na jaře a v létě.

Z hydrogeologického hlediska lze rozlišit hlubší zvrstvení v psamitických uloženinách cenomanu a turonské nadloží z jemnozrnnějších sedimentů, které tvoří artézský strop. V údolí nedaleké říčky Modly se nachází vývěr artézských vod (Voráček, 1991). Propustnost jílovitých vrstev, stejně jako těles neovulkanitů, je vázána na puklinový systém. Jílovité vrstvy (vč. svrchních zvětralých partií) lze s přihlédnutím k exogenním vlivům vertikálně rozčlenit na čtyři pásma s odlišnou propustností (Novotný, 2002 – viz Obr. 12). Ve vztahu k infiltraci mají velký význam smršťovací trhliny (viz kapitola 3.3.). Hydrogeologické poměry na lokalitě byly ovlivněny sanačními opatřeními (viz kapitola 2.2.).

## 2.2. Shrnutí dosavadních výzkumů a prací na lokalitě

Sesuvné pohyby u Třebenic si svou četností a rozsahem vyžádaly značnou pozornost odborníků. Již v roce 1916 je zde mapoval J. E. Hübsch. V 60. letech byl z inženýrskogeologického hlediska podrobně prozkoumán sesuv A (včetně vyhloubení deseti průzkumných vrtů), v roce 1970 proběhly první sanační práce (odtěžení navážky, odvodňovací vrty). Ani tato opatření však nezabránila velkému obnovení pohybů v roce 1981, kdy byla sesuvy A a B poškozena železniční trať (v celkovém rozsahu cca 250 m) a odlučnou trhlinou a sesuvem C deformována silnice (v celkovém rozsahu cca 280 m; Voráček, 1991).

Rybář a Kudrna (1983; in Voráček, 1991) provedli nový inženýrskogeologický průzkum. Silniční těleso bylo obnoveno dosypáním. V rámci doplňkového průzkumu pak bylo odvrtno 11 inklinometrických vrtů k přesnému určení hloubky smykové plochy. V letech 1985–1986 následovaly sanační práce – dvě pilotové stěny podél trati, vsakovací studny v odlučných oblastech sesuvů A a B, z nichž je voda svedena do sběrné studny a dále do povrchového odvodnění, a kontrolní síť pozorovacích bodů, umožňující sledovat změny náklonu pilot (Voráček, 1991).

Síť starších hydrogeologických vrtů byla roku 1994 v rámci projektu „Meteorological factors influencing slope stability on slope movement type: Evaluation of hazard prone areas“ doplněna o 7 piezometrických vrtů s celkem 14 piezometry typu Casagrande, s názvy formátu

PX.X (Novotný, 2002), v roce 2002 následovaly dva další piezometry (P101 a P102) a dva pozorovací hydrogeologické vrty (HJ101 a HJ102). Hydrogeologický režim je dlouhodobě sledován Novotným (2002, 2005), věnoval se mu také Turek (2005). Kromě toho jsou zde prováděna i extenzometrická měření, a to na 16 stabilizovaných bodech osazených v roce 1994 (Novotný, 2002; Bíba, 2005). Od roku 2005 má lokalita vlastní klimatickou stanici pro přesnější korelaci režimu podzemní vody s klimatem (více in Kohut a Litschmann, 2005). Od dubna 2006 zde také probíhá měření objemové vlhkosti půdy snímačem VIRRIB (technické parametry viz <http://www.amet.cz>).

### 3. Problematika nenasycené zóny v literatuře

Pro zkoumání reakce hladiny podzemní vody v málo propustných horninách na klimatické změny je porozumění infiltračním mechanismům (a tedy i vlastnostem nenasycené zóny obecně) zásadní. Tato oblast, pro inženýrskou geologii velmi významná, byla však relativně dlouho opomíjena – např. první učebnice zabývající se výhradně mechanikou nenasycených zemín (Fredlund a Rahardjo) vyšla teprve v roce 1993. Jde o odvětví, které se stále velmi vyvíjí, při hledání základních zákonitostí se často uplatňují numerická řešení a matematické i fyzikální modely, mnohé z jednoduchých vzorců obecně platných v nasycené zóně zatím nemají odpovídající nenasycený ekvivalent.

V následujících kapitolách budou nejdříve vysvětlena obecná specifika proudění v nenasycené zóně, pak budou zmíněny výsledky některých výzkumů vztahujících se ke srážkám, sání a infiltraci a nakonec práce týkající se konkrétně proudění v jílovitých horninách a třebeňské lokality.

#### 3.1. Základní pojmy týkající se nenasycené zóny a rozdíly ve vztahu k nasycené zóně

Jako nenasycená zóna se označuje ta část horninového prostředí, kde nejsou všechny póry vyplněny vodou a v některých se objevuje také vzduch (Bouma et al., 1982). Někdy je do ní zahrnuta i kapilární třáseň, situovaná nad hladinou podzemní vody: póry v kapilární třásni jsou sice zcela nasyceny vodou, ale tlaková výška je zde negativní a nemůže být změřena piezometrem (Turek, 2005; viz Obr. 2).

Již základní poznatek mechaniky zemín, Terzaghiho princip efektivních napětí, představuje v nenasycené mechanice problém. Efektivní napětí lze na rozdíl od nasycených zemín vypočítat jen přibližně – např. známý Bishopův vzorec z roku 1955 používá materiálovou konstantu  $\chi$ , z teoretického hlediska nepřilíš vhodnou (Boháč, 2006).

Obdoba Darcyho zákona pro proudění v nenasycené zóně oproti tomu existuje – se dvěma změnami. Nad hladinou podzemní vody je rozdíl pórového tlaku vzduchu a pórového tlaku vody kladný – nazývá se sání. Pórový tlak vody je záporný: voda je držena v pórech povrchového napětím, přičemž kapilární výška, do níž vystoupá, je nepřímo úměrná

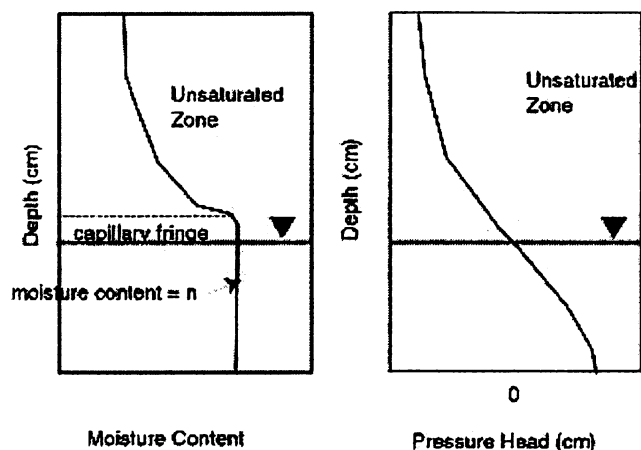


průměru póru. Sání lze také definovat pomocí množství energie potřebné na odebrání vody z daného póru (Bouma et al., 1982). Tlaková výška je tedy rovněž negativní; neměří se pomocí piezometrů jako pod hladinou podzemní vody, ale pomocí tenzometrů (jejich konstrukci popisuje např. Valentová, 2007).

Druhý rozdíl proti nasycené zóně představuje koeficient hydraulické vodivosti, který pro dané horninové prostředí není konstantní a je závislý na stupni nasycení (nebo na sání). Když roste sání, stupeň nasycení klesá (viz Obr. 13) a s ním i hydraulická vodivost (Fredlund a Rahardjo, 1993). Koeficient hydraulické vodivosti má nejvyšší hodnotu v případě nasycené zeminy ( $k_{sat}$ ). Jak klesá stupeň nasycení, větší póry přestávají být schopné udržet vodu – tvar tzv. retenční křivky (vlhkost, resp. stupeň nasycení, vs. tlaková výška, resp. sání) je tedy dán rozložením velikostí pórů v hornině. Objem vody uvolněné pro daný rozdíl tlakových výšek odpovídá objemu pórů příslušné velikosti (Bouma et al., 1982).

Nenasycené hydraulické vlastnosti jsou navíc hysteretické (viz Obr. 13). Retenční křivka má rozdílné větve pro vysušování a zvlhčování, stejně tak i křivka závislosti hydraulické vodivosti na sání. Závislost hydraulické vodivosti na stupni nasycení nicméně hysterezi nevykazuje (viz Obr. 14). Ng et al. (2000) naznačují, že hydraulické parametry mohou být ovlivněny také vysoušecí/zvlhčovací historií vzorku. Největší hystereze podle nich nastává při prvním cyklu, později se obě větve hysteretické křivky k sobě přibližují následkem strukturních změn v zemině.

Současný výzkum (podle informací na <http://www.usgs.gov>) se zaměřuje zejména na určování nenasycených hydraulických vlastností ze snadněji měřitelných parametrů (např. určování hydraulické vodivosti z křivky zrnitosti), případně na metody interpolace a extrapolace několika měření do celé závislostní křivky (např. vykreslování celé retenční křivky na základě několika naměřených bodů).



Obr. 2 Průběh vlhkosti a tlakové výšky s hloubkou, převzato z [11]

### 3.2. Vztah srážek, kapilárního sání a hladiny podzemní vody

Je zřejmé, že mezi srážkovou bilancí a změnami hladiny podzemní vody existuje určitý vztah – cesta vody z povrchu země do zvodně je ale pochopitelně ovlivněna ještě mnoha faktory. Tato kapitola nastíní základní vztahy mezi některými z nich.

Za prvé je třeba kromě srážek vzít v úvahu i evapotranspiraci. Ukazuje se, že korelace se změnami hladiny podzemní vody pro případ málo propustných jílovitých hornin vychází mnohem lépe po odečtení potenciální evapotranspirace od srážek (efektivní srážky). Potenciální evapotranspiraci lze vypočítat na základě průměrné teploty vzduchu různými vzorci (např. roční podle Turka, měsíční podle Thornthwaita). Zejména pro srážky v letním období by opomenutí evapotranspirace u málo propustných jílovitých hornin (s nízkou rychlostí infiltrace a málo významným povrchovým a hypodermickým odtokem) mohlo vést k chybným závěrům (Novotný, 2002).

K hlavním faktorům ovlivňujícím dění pod povrchem, v nenasycené zóně, pak patří sání, které se skládá ze dvou komponent: kapilární (viz předchozí kapitola) a osmotické, která je za neměnného chemismu konstantní (Herbstová a Boháč, 2005). Již byla zmíněna vzájemná nepřímá závislost vlhkosti (resp. stupně nasycení) a kapilárního sání. Při zvýšení teploty stoupá výpar, klesá efektivní srážková bilance, postupně klesá hladina podzemní vody a v nenasycené zóně v pevně dané hloubce pod povrchem stoupá sání; a naopak (Gulla a Sorbino, 1996).

Turek (2005) např. uvádí, že při poklesu Thornthwaitovy potenciální evapotranspirace na konci léta 2004 došlo v hloubce 1 m pod povrchem ke stabilizaci či mírnému poklesu sání; na konci zimy, kdy srážky převažují nad evapotranspirací a začíná jarní tání, pak sání kleslo až na nulu. Sezónní kolísání sání (ztráta kapilární soudržnosti po nasycení zeminy) může mít významný vliv na stabilitu svahů v jemnozrnných zeminách (Herbstová a Boháč, 2005). Kromě dlouhodobých změn se projevují i krátkodobé – v malých hloubkách pod povrchem může sání vlivem aktuální evapotranspirace značně kolísat, naopak s hloubkou se tyto změny ztrácejí a narůstá zpoždění reakce na srážky. Je tedy nutno předpokládat nerovnoměrné prosychání/zvlhčování v čase i prostoru (Turek, 2005). Bylo pozorováno, že rovněž mělké piezometry vykazují větší reakce na sezónní změny než piezometry s hlubší koncovkou (Novotný, 2002).

K dalším aspektům proudění vody pod povrchem patří hypodermický odtok, který de facto zpomaluje doplňování vody do hlubších kolektorů. Může mj. také ovlivňovat výsledky měření hladiny podzemní vody ve starších vrtech s porušeným těsněním, kde dochází k infiltraci podpovrchové vody do vrtu (Novotný, ústní sdělení). V agrometeorologii je pro některé výpočty používán model dvou zásobníků podzemní vody: voda ve svrchním zásobníku je volně přístupná a okamžitě reaguje na srážky, spodní zásobník (vlastní zvoď) se doplňuje až po překročení retenční kapacity svrchního a čerpání z něj je se snižující se zásobou stále obtížnější (Kohut, 2002).

### 3.3. Proudění v nenasycené zóně a specifika jílovitých hornin

Jak již bylo vysvětleno výše, proudění v nenasycené zóně se řídí Darcyho zákonem a pro stanovení infiltračního průtoku je třeba znát jednak koeficient hydraulické vodivosti, jednak hydraulický gradient, přičemž hodnoty obou jsou závislé mj. na aktuálním stupni nasycení.

Jedním z nástrojů jejich zkoumání je měření výtopové infiltrace, která představuje extrémní okrajovou podmínku: zaplavení povrchu terénu (o metodice viz např. Turek, 2005). Při výtopové infiltraci platí, že rychlost infiltrace klesá s rostoucím stupněm nasycení zeminy. To je způsobeno tím, že v průběhu infiltrace se zmenšujícím se sáním klesá hydraulický gradient. Zároveň s tím sice roste koeficient hydraulické vodivosti, ale tento vliv na výslednou rychlost infiltrace je mnohem méně významný. Ustálená rychlost infiltrace pak reprezentuje dosažení nasyceného stavu. Podle teorie by neměla být závislá na počáteční vlhkosti, nicméně bylo pozorováno, že vyšší počáteční vlhkost může způsobit nižší hodnotu  $k_{sat}$ . Tyto případy se vysvětlují jako důsledek zmenšení proudového prostoru vlivem bublin vzduchu lapeného v pórech (Číslerová et al., 1988). Při infiltraci do jílovitých zemín se uplatňuje i vliv objemových změn – bobtnání (Novotný, ústní sdělení). Měření výtopové infiltrace in situ na třebenické lokalitě provedl Turek (2005).

Velký vliv na infiltraci a proudění v nenasycené zóně mají u jílovitých hornin smršťovací trhliny. Jílovité horniny jsou obecně propustné málo. Smršťovací trhliny ovšem mohou zvýšit koeficient hydraulické vodivosti až o několik řádů, přičemž jejich efekt přetrvává i po uzavření trhlín ve vlhčích ročních obdobích (Anderson et al., 1982). Smršťovací trhliny jsou tedy v jílovitých horninách odpovědné za abnormálně rychlou odezvu pórových tlaků na srážky; vysoké hydrostatické tlaky ve vodě nacházející se v trhlínách mohou dokonce způsobit mělké sesuvné pohyby (Rogers a Selby, 1980). Trhliny ovšem usnadňují proudění i ve směru horizontálním a vytvářejí tak přípovrchový kolektor pro hypodermický odtok (Novotný, ústní sdělení). Vliv smršťovacích trhlín je oslabován vegetačním pokryvem (Anderson et al., 1982).

Dalším činitelem ovlivňujícím proudění v nenasycené zóně je vlastní struktura zeminy. Jde zejména o dva vlivy, které působí proti sobě: vliv makropórů a vliv vrstevnatosti. Subvertikální makropóry (chodbičky vzniklé vrtáním organismů, vázané na kořenový systém rostlin, drobné trhliny a pukliny) stejně jako smršťovací trhliny umožňují preferenční tok a zvyšují hydraulickou vodivost ve svislém směru (Nimmo a Perkins, 2006). Oproti tomu vrstevnatá struktura sedimentů favorizuje proudění v horizontálním směru, po vrstevních plochách či mikrolaminkách (Turek, 2005). U přemístěné zeminy v nepůvodním uložení následuje ztráta obou vlivů, přičemž hydraulická vodivost obvykle mírně vzroste (Nimmo a Perkins, 2006).

Pokud jde o třebenickou lokalitu, vyskytují se zde jak smršťovací trhliny (viz Obr. 29), tak i subhorizontální vrstevnatost. Nízká propustnost prostředí se projevuje mimo jiné i tzv. zpožděním odezvy piezometru (viz Novotný, 2002; Turek, 2005). Srovnáním sání s hladinou podzemní vody byla potvrzena existence kapilární zavěšené zvodně, která reaguje

se zpožděním na srážky (Turek, 2005). Infiltrační rychlost při výtopové infiltraci se (v závislosti na aktuální vlhkosti prostředí) zde pohybuje v řádu  $10^{-6}$ – $10^{-4}$  m/s (Novotný et al., 2006).

#### 4. Popis instrumentace a metodika měření v nasycené zóně

Provedená měření plynule navazují na předcházející měření Novotného (2002) a Turka (2005). Jsou tak součástí dlouhodobého monitoringu vodního režimu svahu, který zde v pravidelných měsíčních intervalech probíhá již od roku 1994. Do jisté míry navazuje také na předcházející výzkumy (od r. 1982, měření probíhala obvykle několikrát za rok) – velká část původních vrtů a studen se ale nedochovala nebo již není použitelná pro měření.

##### 4.1. Instrumentace lokality

Měřila jsem hladinu podzemní vody v celkem deseti hydrogeologických vrtech (suchý vrt St3 a vrty značené HJ10X a JTXX) a celkem pěti studnách (značených SX) a piezometrické úrovně v celkem šestnácti piezometrech typu Casagrande. Piezometry z roku 1994 jsou na rozdíl od těch z roku 2002 (P101, hloubka vrtu 6 m pod terénem, hloubka koncovky 0,3 m nad bází vrtu; P102, hloubka vrtu 7,5 m pod terénem, hloubka koncovky 0,3 m nad bází vrtu) osazeny ve dvojicích. Vždy tak jsou jeden piezometr s hlubší koncovkou (značený PX.1) a jeden s mělčí koncovkou (PX.2) ve společném vrtu (viz Obr. 27). Hloubka koncovek je 3–5 m pod úrovní terénu u mělčích piezometrů a 8–10 m pod úrovní terénu u hlubších piezometrů (Novotný, ústní sdělení). Lokalizace měřicích bodů je vyznačena na Obr. 11 pro sesuv A; měřicí body nevyznačené na Obr. 11 se nacházejí poblíž sesuvu B (viz Obr. 10).

Některé ze starších hydrogeologických vrtů (St3, JT12, JT14, JT17) jsou poškozeny svahovými pohyby a naklánějí se směrem po svahu (viz Obr. 26); obdobou stejného jevu je vzájemné posunutí betonových skruží u studny S1. U piezometrů P5.1 a P5.2 bylo předpokládáno porušení mezilehlého těsnění a hydraulické propojení obou koncovek (Novotný, 2002), mělčí piezometr je nicméně v poslední době suchý, takže lze očekávat, že měření P5.1 jsou zatížena menší chybou než za vyššího stavu hladiny podzemní vody.

##### 4.2. Metodika režimního sledování hladiny podzemní vody a piezometrické úrovně

Náplní monitoringu vodních poměrů na lokalitě bylo měření hladiny podzemní vody ve studnách a hydrogeologických vrtech a měření piezometrické úrovně v piezometrech. Piezometr je otevřen pouze v úrovni koncovky, zatímco do vrtu (studny) může voda vnikat perforovaným úsekem v celé délce otevření vrtu. Piezometrická úroveň tak vyjadřuje pórový tlak vody v hloubkové úrovni koncovky piezometru, zatímco hladina podzemní vody

naměřená ve vrtu (studně) ukazuje, kde se tlak vody rovná atmosférickému tlaku. Piezometrická úroveň se rovná hladině podzemní vody pouze tehdy, když nedochází k proudění ve vertikálním směru (Turek, 2005).

Měřila jsem od 1. 6. 2006 do 7. 4. 2007 v přibližně měsíčních intervalech, pomocí elektrického hladinoměru s citlivostí naměřené hodnoty 0,1 cm a přesností maximálně 0,5 cm (Turek, 2005; viz Obr. 24). Měření k hornímu okraji pažnice byla následně přepočtena k povrchu terénu – v této podobě jsou také uvedena. Hodnoty převzaté od ing. Novotného, tj. od 4. 1. 2006 do 1. 6. 2006, byly měřeny stejným způsobem.

## 5. Výsledky a zhodnocení monitoringu nasycené zóny

Přestože moje vlastní měření pokrývají téměř celý jeden rok, z hlediska roku hydrogeologického nejsou situována zcela vhodně. Pro komentář a interpretaci byly tedy převzaty hodnoty z měření ing. Novotného, doplňující rok 2006 o období jarního tání, aby bylo možné alespoň částečně porovnat oba roky (2006 a 2007), případně zkoumat celkový trend s přihlédnutím k předchozím dlouhodobým měřením (Novotný, 2002; Turek, 2005).

V této kapitole budou stručně shrnuty výsledky mých měření a porovnány s dřívějšími daty uvedenými ve zmiňovaných pracích. K ilustraci hlavních trendů jsou zde použity pouze přehledné grafy vystihující podstatné rysy vodního režimu území. Kompletní tabulky (Obr. 18, Obr. 19) a grafy (Obr. 15, Obr. 16 a Obr. 17) naměřených dat jsou uvedeny v příloze.

### 5.1. Změny hladiny podzemní vody v hydrogeologických vrtech a ve studnách

Měřila jsem hladinu podzemní vody v hydrogeologických vrtech St3, JT4, JT8, JT11, JT12, JT14, JT16, JT17, HJ101 a HJ102 (viz Obr. 16) a ve studnách S1, S2, S5, S6 a S7 (viz Obr. 15). U několika z nich hladina podzemní vody během roku zaklesla pod dno vrtu – v těchto případech byla dotyčná buňka závěrečné tabulky (viz příloha, Obr. 18) ponechána prázdná. Vrty St3 a JT12 byly suché po celou dobu měření, v grafech ani závěrečné tabulce tedy nejsou uvedeny. Na sesuvném území se nachází zahrádkářská oblast, ovšem měřené studny jsou od ní relativně vzdáleny, proto se v nich nepředpokládá odběr vody pro zavlažování (Novotný, ústní sdělení). Monitorován byl také subhorizontální odvodňovací vrt A10, ovšem oproti předcházejícím rokům (viz Turek, 2005) zůstal po většinu sledovaného období suchý.

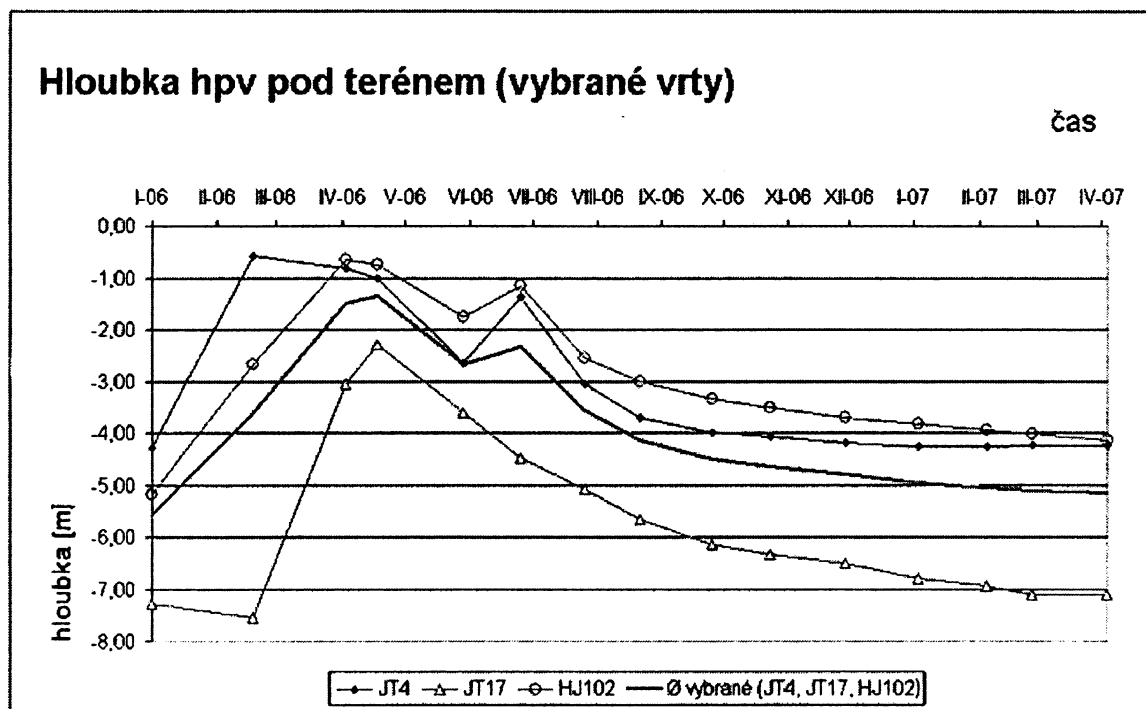
U všech vrtů kromě vrtu HJ101 byl zaznamenán trend poklesu hladiny podzemní vody při srovnání únorových, resp. dubnových, hodnot naměřených v roce 2007 vzhledem k předchozímu roku. Největší rozdíl byl u vrtu JT17 a činil 4,06 m (pro duben), nejmenší rozdíl byl u vrtu JT8, kde se stejně jako u vrtu HJ101 pohyboval v řádu centimetrů. V roce 2006 v období února a března došlo u většiny vrtů k výraznému zvýšení hladiny (v řádu metrů) vlivem jarního tání, zatímco v roce 2007 se toto období vyznačovalo stagnací

a mírnými změnami hladiny (oběma směry) o velikosti do 20 cm za měsíc. Tento jev zřejmě souvisí s vyššími teplotami v zimě 2006/2007, jejichž vlivem jen malá část srážek spadla v podobě sněhu (viz kapitola 6.3.).

Jedinou výjimku představuje vrt JT16, situovaný v oblasti sesuvu B na úrovni železniční trati, kde hladina podzemní vody mezi lednem a dubnem 2007. stoupla o 1,81 m na úroveň 0,93 m pod terénem. V nedaleké studně S1, hluboké přibližně 6,5 m, ovšem po celou tuto dobu hladina naopak klesala, až v dubnu 2006 dokonce zaklesla pod dno studny. Zde se zřejmě projevuje heterogenita prostředí (puklinový systém a změny proudění způsobené sesuvnými pohyby – Novotný, ústní sdělení). U ostatních studen hladina na jaře 2007 stoupla, přičemž největší zvýšení bylo u studny S2 (0,71 m mezi lednem a dubnem).

V roce 2006 bylo u některých vrtů (např. JT4, HJ102) možné pozorovat dvě lokální maxima hladiny podzemní vody, „dubnové“ a „červnové“ (viz Obr. 3). První z nich je zřejmě kulminací tavných vod a vod z aktuálních srážek za stále ještě nízké evapotranspirace, druhé je pravděpodobně důsledkem extrémně vysokých srážek 16. 6. 2006, kdy během jediné hodiny napršelo téměř 60 mm (viz 6. kapitola). Jak uvádí Novotný, vyšší letní srážky navazující na jarní maximum hladiny podzemní vody skutečně mohou efekt jarního tání prodloužit či navýšit, jako tomu bylo např. v roce 1995 (Novotný, 2002).

Po „červnovém maximu“ již voda ve všech vrtech i studních (s výjimkou stagnujícího vrtu HJ101) po celý rok 2006 vytrvale klesala až do jara 2007 (viz výše). Největší rozdíl mezi maximální a minimální hodnotou hladiny podzemní vody za rok 2006 byl u vrtu JT17, a to 5,26 m, nejmenší (s výjimkou vrtu JT14, u něhož byly naměřeny jen dvě hodnoty) pak u vrtu HJ101 (0,19 m).



Obr. 3 Průběh hladiny podzemní vody ve vybraných vrtech a průměr z těchto hodnot

## 5.2. Změny piezometrických úrovní

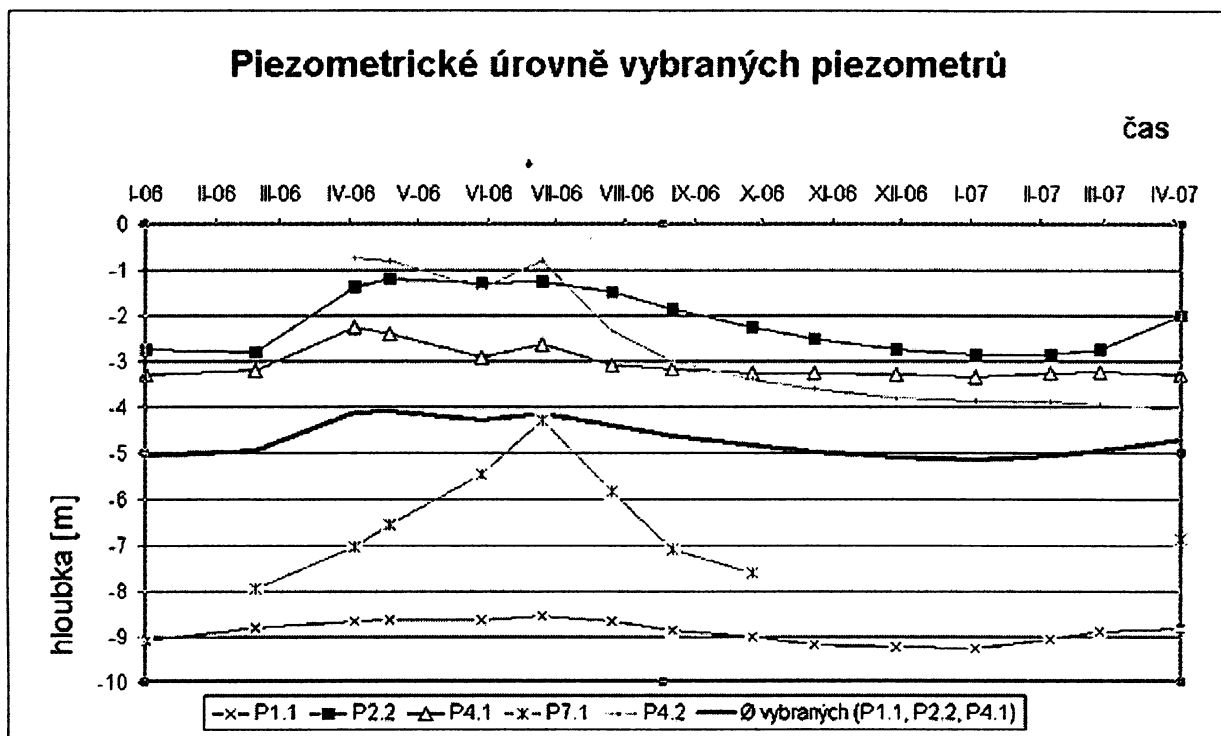
Měřila jsem piezometrické úrovně v piezometrech P1.1, P1.2, P2.1, P2.2, P3.1, P3.2, P4.1, P4.2, P5.1, P5.2, P6.1, P6.2, P7.1, P7.2, P101 a P102 (viz kapitola 4.1. a Obr. 17). Koncovky mělčích piezometrů P1.2, P5.2, P6.2 a P7.2 se po celou dobu měření nacházely nad hladinou podzemní vody – tyto piezometry tedy nejsou v grafech ani v závěrečné tabulce (viz Obr. 19) uvedeny. V případech, kdy hladina podzemní vody zaklesla během roku pod koncovku piezometru, je (stejně jako u vrtů a studen) v příslušné buňce tabulky ponecháno prázdné místo.

U piezometrů stejně jako u vrtů byly zaznamenány trendy zmiňované v předcházející kapitole: nižší hodnoty na jaře 2007 vzhledem k jaru 2006, související s malým zvýšením piezometrických úrovní mezi lednem a dubnem 2007, „dubnové“ a „červnové“ maximum v roce 2006 a následný klesající vývoj po zbytek kalendářního roku (viz Obr. 4).

Největší rozdíl naměřených úrovní mezi jary 2006 a 2007 byl u piezometru P4.2, a to 3,32 m (pro duben), u většiny ostatních piezometrů se pohyboval v hodnotách do třiceti centimetrů. Změny piezometrických úrovní v průběhu jara 2007 byly stejného řádu jako u vrtů, přičemž téměř polovina piezometrů zaznamenala slabé zvýšení piezometrické úrovně mezi únorovým a březnovým měřením, následované slabým poklesem mezi březnovým a dubnovým měřením. (Stejný jev byl zaznamenán u vrtu HJ101 a u většiny studen.) Největší rozdíl mezi maximální a minimální hodnotou naměřené piezometrické úrovně za rok 2006 byl u piezometru P7.1, a to 3,67 m, nejmenší pak u piezometru P3.1 (0,2 m).

K cenným záznamům patří údaje z měření v piezometrech P4.1 a P4.2 (viz Obr. 20). Tyto piezometry, situované ve střední části sesuvného tělesa pod čelem vloženého sesuvu, opakovaně (viz Novotný, 2002; Turek, 2005) prokazují změny směru proudění v této partii svahu. V září 2006 došlo k zaklesnutí piezometrické úrovně v mělčím piezometru P4.2 pod úroveň v hlubším piezometru P4.1, což indikuje změnu charakteru proudění ze sestupného na vzestupné. Tento jev bylo za vyššího stavu hladiny podzemní vody možné pozorovat i v piezometrech P7.1 a P7.2, situovaných níže po svahu (Novotný, 2002), ovšem v době tohoto měření se hladina podzemní vody nacházela pod úrovní koncovky P7.2. Novotný (2002) uvádí, že voda v této části svahu zřejmě vystupuje po puklině. Změny charakteru proudění pomocí numerického modelování analyzoval Turek (2005).

Měření také opět ukázala, že mělké piezometry vykazují větší reakce na sezónní změny než piezometry s hlubší koncovkou (viz kapitola 3.2. a Novotný, 2002). Tento jev je demonstrován na Obr. 21. Z piezometrů s mělčí koncovkou bohužel pouze u P2.2 hladina podzemní vody během analyzovaného období ani jednou nezaklesla pod úroveň koncovky. Pro účely grafu byl použit průměr hodnot naměřených v P2.2 s hodnotami z P4.2. Koncovka piezometru P4.2 se ovšem na začátku sledovaného období nacházela nad hladinou podzemní vody – počáteční část křivky pro piezometry s mělkou koncovkou byla tedy vypuštěna, aby tato křivka vždy vyjadřovala průměr ze dvou hodnot.



Obr. 4 Průběh piezometrické úrovně ve vybraných piezometrech a průměr z některých hodnot

### 5.3. Srovnání s dlouhodobými trendy

Vodní režim ve sledovaných vrtech, piezometrech a studnách v analyzovaném období celkově vykazoval obdobné chování jako v předchozích letech, jak již bylo mnohdy zmiňováno při rozboru jeho jednotlivých rysů. Hlavním rozdílem vzhledem k předchozím rokům měření (viz Novotný, 2002; Turek, 2005) tak je celkově nižší úroveň hladiny podzemní vody, projevující se mj. krátkodobým i dlouhodobým vysycháním některých vrtů a piezometrů, jejichž dna (resp. koncovky) byla dříve po velkou část roku či celoročně pod hladinou podzemní vody.

Jedná se zejména o piezometry P3.2, P5.2, P7.2 a P101 a vrty JT11, JT12 a JT14. Rovněž subhorizontální odvodňovací vrt A10, jehož vydatnost ještě v lednu 2003 dosahovala 1,2 l/min (Turek, 2005), zůstal po celé sledované období s výjimkou jara 2006 suchý. Aktivní byl pouze od ledna do dubna 2006, přičemž maximální vydatnost dosahovala 0,6 l/min (Novotný, ústní sdělení). Potvrzuje se tak, že vodní režim třebeňského sesuvného území se nyní nachází v dlouhodobě suchém období. To se (při zanedbání ročních oscilací) vyznačuje celkově sestupným trendem hladiny podzemní vody – odtok podzemní vody dlouhodobě převažuje nad srážkovou dotací. Současné suché období se započalo v roce 2003, přičemž průměrná úroveň hladiny podzemní vody v letech 2005 a 2006 dosahovala ještě nižších hodnot než v dříve „rekordním“ roce 1998 (Novotný et al., 2006).



## 6. Interpretace naměřených hodnot ve vztahu ke klimatickým podmínkám

Z teoretického hlediska již byla rozebrána problematika nenasycené zóny, v níž probíhá infiltrace srážkových vod doplňujících hlubší kolektory, a byly analyzovány výsledky monitoringu nasycené zóny, v níž se změny v dlouhodobé srážkové bilanci také projevují. V této kapitole budou představeny a komentovány výsledky měření srážek, uskutečněného novou třebenickou klimatickou stanicí, a výsledky měření půdní objemové vlhkosti. Tato data pak budou interpretována ve vztahu k monitoringu nasycené zóny, s přihlédnutím k předchozím pracím (Novotný, 2002; Turek, 2005; Novotný et al., 2006).

Průměrná roční teplota v okolí Třebenic je 8 °C, hloubka promrzání zeminy se pohybuje okolo 0,25 m, přičemž maximum je 0,9 m (Voráček, 1991). Největší průměrné měsíční srážky se zde vyskytují v letních měsících, pro doplňování kolektorů jsou ale klíčové zejména srážky na konci podzimu a v zimě (sníh) – v obdobích s nízkou evapotranspirací, tedy s vyšší efektivní srážkovou bilancí. Pokud jde o vlastní sesuvné pohyby, je třeba také upozornit na význam nezávislého vnitřního cyklu sesuvného území, kdy se střídají období klidu s obdobími vyšší aktivity. Vliv postupného zvodňování zeminy a dlouhodobě vysoké srážkové bilance je pro aktivaci sesuvných pohybů zásadním faktorem; může ovšem být ještě podpořen, pokud koinciduje s přechodem do období vyšší aktivity sesuvných pohybů (Novotný, 2002).

### 6.1. Srážková charakteristika zkoumaného období

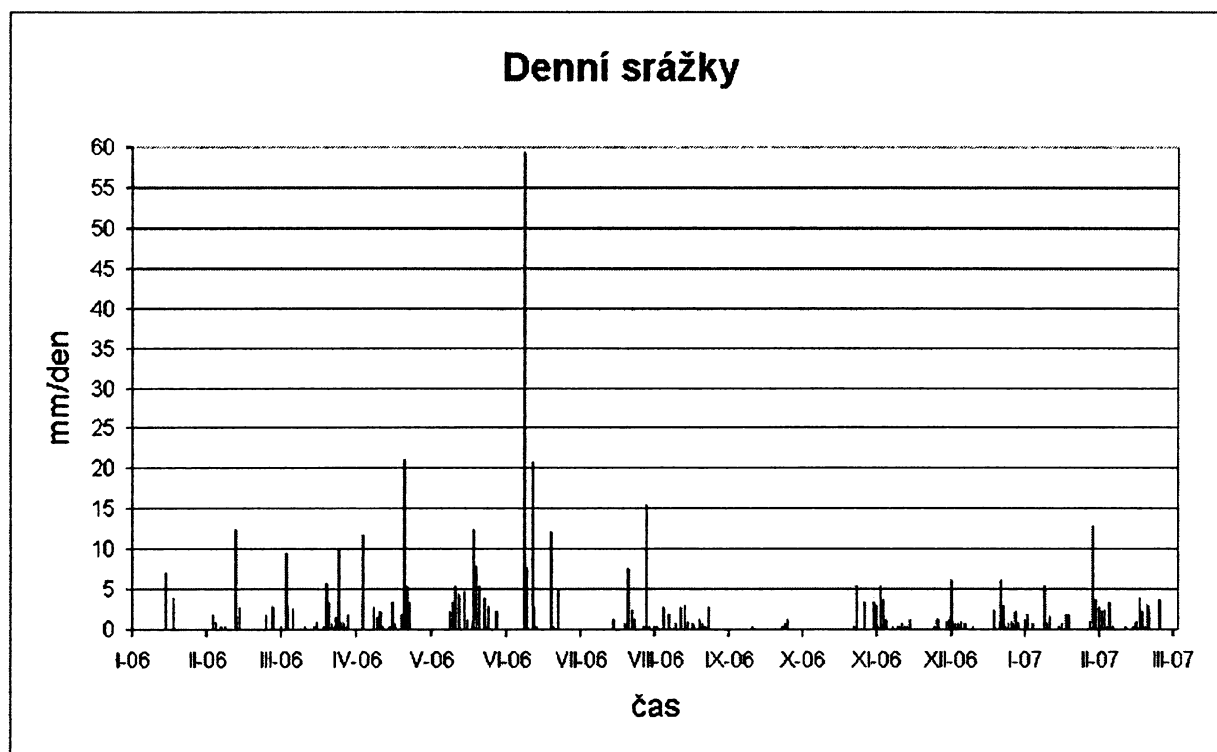
Parametry účelové automatické meteorologické stanice, vybudované v Třebenicích v rámci grantového projektu „Vodní režim svahu křídových jílovců a jeho závislost na klimatických podmínkách“, jsou podrobněji popsány v již zmiňovaném článku (Kohut a Litschmann, 2005). Měření meteorologických prvků, zahrnujících teplotu a relativní vlhkost vzduchu, globální záření, rychlost větru a množství srážek, zde probíhá kontinuálně od dubna 2005 ve čtvrt hodinových intervalech. Množství srážek je měřeno pomocí jednočlunkového srážkoměru s rozlišovací schopností 0,3 mm (Kohut a Litschmann, 2005).

Přenos údajů od 4. 1. 2006 do 15. 3. 2007 z dataloggeru do PC prováděl ing. Novotný. Získaná data jsem zformátovala a zpracovala v programu MS Excel. Výstup v podobě grafů denních (Obr. 5) a průměrných (Obr. 6) srážek je uveden v této kapitole. Při porovnávání srážkových charakteristik ve zkoumaném období a v dřívějších letech je odkazováno na měření meteorologické stanice ČHMÚ Doksany (in Novotný, 2002; Turek, 2005; Novotný et al., 2006).

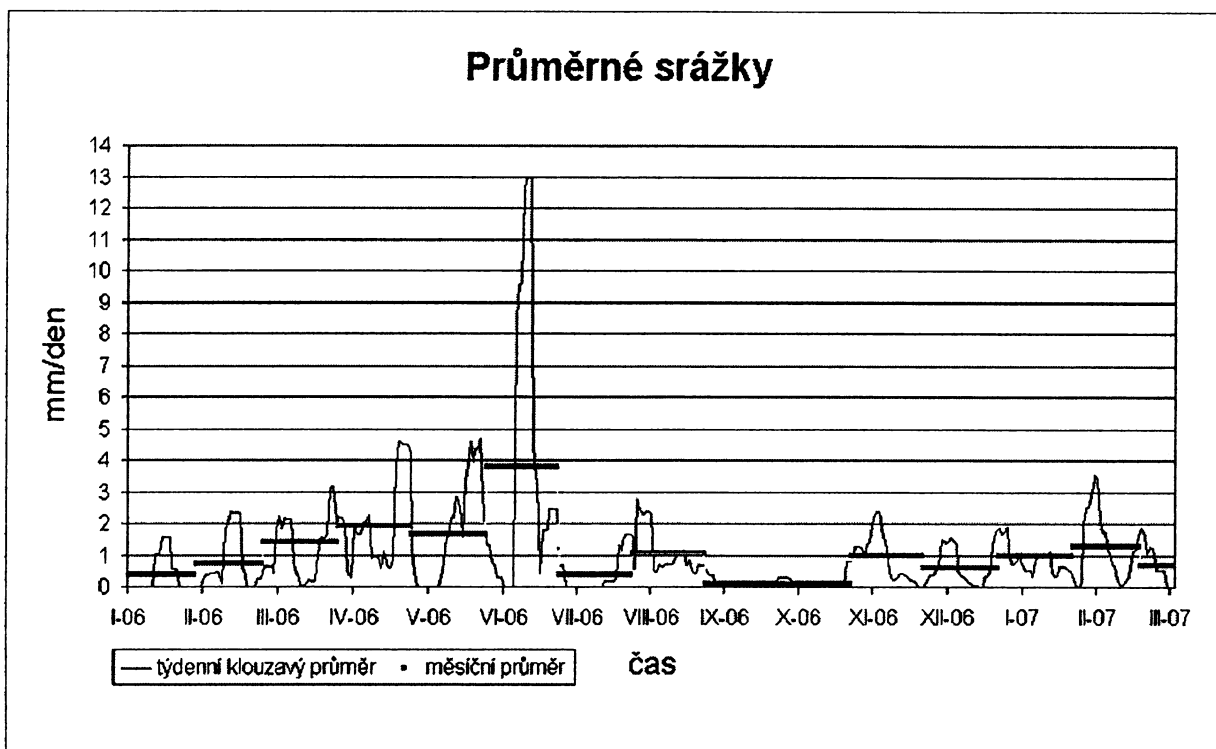
Průměrné denní srážky ve zkoumaném období činily 1,1 mm, přičemž denní maximum nastalo 16. 6. 2006 a činilo 59,4 mm (celkové týdenní srážky v tomto rekordním týdnu činily 91 mm). Měsíční průměry srážek měly přibližně stoupající průběh od ledna do června 2006, pak zhruba klesaly až do prosince 2006, kdy se trend opět obrátil. Relativně

vyšší průměrné srážky vzhledem k okolním měsícům byly zaznamenány v listopadu 2006. Průměrné srážky v lednu a únoru 2007 byly trochu vyšší než o rok dříve. Pokud jde o formu srážek v zimě 2006/2007, teploty byly spíše mírné a sníh jsem na lokalitě zaznamenala pouze při únorové návštěvě. Celkový úhrn srážek ve zkoumaném období (4. 1. 2006–15. 3. 2007) byl 470,3 mm a roční úhrn srážek (od 16. 3. 2006 do 15. 3. 2007) byl 419,6 mm.

Zkoumané období se v porovnání s dlouhodobým vývojem od roku 1870 (in Novotný, 2002) vyznačuje podprůměrnými, nicméně ne ještě minimálními srážkami. Roční úhrn srážek v oblasti v letech 1870–2000 kolísal zhruba mezi 300 a 700 mm, průměrná hodnota je zhruba 490 mm. Hodnoty srážek stejně jako úroveň hladiny podzemní vody (jak bylo popsáno v kapitole 5.3.) procházejí kromě sezónního kolísání také dlouhodobějšími cykly v řádu vyšších jednotek let, přičemž třebenická lokalita se v současné době nachází v sušším období (Novotný et al., 2006). Průběh měsíčních srážek se rok od roku mírně lišil, nicméně v hlavních rysech (maximum v červenci až srpnu, minimum v zimních měsících, přibližně monotónní trend mezi těmito dvěma body) vývoji ve zkoumaném období odpovídá.



Obr. 5 Denní srážky



Obr. 6 Průměrné srážky (týdenní klouzavý průměr a průměr za kalendářní měsíc)

## 6.2. Stručné výsledky a komentář měření půdní objemové vlhkosti

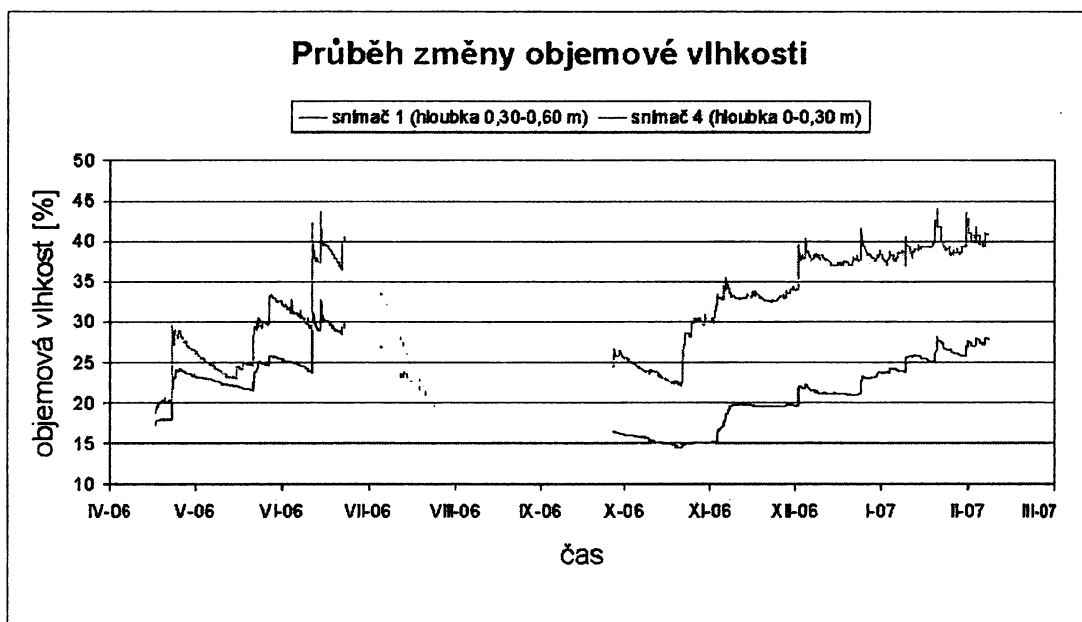
K měření objemové vlhkosti na třebeňském sesuvném území od dubna 2006 slouží snímač VIRRIB, který umožňuje měřit v rozsahu 5–50 % objemové vlhkosti s přesností menší než 0,01 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> (viz <http://www.amet.cz>). Objemová vlhkost byla měřena v blízkosti vrtu JT8 (viz Obr. 11) v hodinových intervalech dvěma snímači ve hloubce 0–0,3 m (snímač 4) a 0,3–0,6 m (snímač 1) pod povrchem terénu. Přenos údajů od 21. 4. 2006 do 16. 2. 2007 z dataloggeru do PC prováděl ing. Novotný. Výpadky v měření způsobené poruchou dataloggeru bohužel zapříčinily neúplnost dat v období 28. 6.–3. 10. 2006. Dostupná data jsem zpracovala v programu MS Excel. Výstupem jsou grafy na Obr. 7, Obr. 22 a Obr. 23, zobrazující změny objemové vlhkosti po hodinách v celém sledovaném období a v detailu pro vliv vysokých („rekordních“) srážek 16. 6. 2006 a (pro porovnání) malých srážek 9. 12. 2006.

Objemová vlhkost ve zkoumaném období se pohybovala v rozmezí 18,7–43,9 % u snímače 4 a 14,5–34,1 % u snímače 1. Celkový trend je stoupající v obou hlavních částech zkoumaného období, oddělených výpadkem v měření. Občasné prudké vzestupy hodnot jsou způsobeny aktuálními srážkami, ale jejich úměrnost množství srážek není zcela proporcionální. Vlhkost naměřená mělčím snímačem byla vždy vyšší než u hlubšího snímače, který na srážky reagoval sice bez zpoždění oproti mělčímu snímači, ale zato méně výrazně.

Rekordní srážky 16. 6. (59,4 mm) jsou výsledkem prudkého deště mezi 17.15 a 18.15, přičemž většina vody (44,7 mm) napršela v první půlhodině. Odpovídající zvýšení vlhkosti nastalo rovněž mezi 17. a 18. hodinou a činilo 13,1 % pro snímač 4 a 10,4 % pro snímač 1. Poté vlhkost v obou snímačích začala klesat. Porovnávací srážky 9. 12. (0,9 mm) jsou (v rámci rozlišovací schopnosti klimatické stanice) výsledkem tří čtvrt hodinových přeháněk začínajících v 15.45, 18.30 a 21.45, přičemž výraznější změnu vlhkosti způsobila pouze první z nich. Mezi 15. a 17. hodinou stoupla vlhkost o 5,1 % u snímače 4 a o 1,5 % u snímače 1. V mělčím snímači po 18. hodině začala vlhkost klesat, zatímco v hlubším ještě hodinu stoupala a poté stagnovala.

Pro vyvozování zásadních závěrů z měření objemové vlhkosti by bylo třeba získat více dat, na základě měření již uskutečněných nicméně lze pozorovat několik rysů proudění v nenasycené zóně, které potvrzují závěry rešeršní části této práce (3. kapitola). Hlavním z nich je nižší odezva hlubšího snímače na aktuální srážky, což (za předpokladu stejné velikosti pórů v obou hloubkách) potvrzuje roli mělce podpovrchového odtoku, popřípadě evapotranspirace. Stejná rychlost odezvy pro oba snímače je oproti tomu pravděpodobně způsobena vlastní instalací snímačů a v neporušeném prostředí by se zřejmě nevyskytovala. K přesnější analýze tohoto jevu by ovšem bylo třeba častější měření vlhkosti.

Za zmínku také stojí fakt, že maximální srážky nemají automaticky za následek maximální hodnoty vlhkosti. 19. 6. 2006, kdy napršelo 20,8 mm srážek, byla zaznamenána ještě mírně vyšší vlhkost než 16. 6., což je nepochybně výsledek kumulativního efektu. Stejně tak celkové maximum sledovaného období, 29. 1. 2007, souvisí spíše s dlouhodobou srážkovou bilancí a nízkou zimní evapotranspirací než s denními srážkami 1,8 mm. Vysoká letní evapotranspirace, převažující nad srážkovou dotací, má nepochybně za důsledek také prudký pokles vlhkosti v období výpadku měření (viz hodnoty před výpadkem a po něm).



Obr. 7 Průběh změny objemové půdní vlhkosti

### 6.3. Korelace srážek a změn objemové vlhkosti s měřeními v nasycené zóně

Předcházející práce zabývající se vodním režimem na třebenickém sesuvném území již nashromáždily množství přesvědčivých údajů a zjištění týkajících se korelace srážek s děním v nenasyčené a nasycené zóně, včetně sesuvných pohybů. Měření půdní objemové vlhkosti je sice novinkou, nicméně vztahy mezi srážkami a děním v nenasyčené zóně již byly nastíněny díky měření sání a výtopové infiltrace (Turek, 2005; Novotný et al., 2006).

Základní charakteristiky průběhu srážek, půdní objemové vlhkosti, hladiny podzemní vody a piezometrických úrovní ve zkoumaném období i v předešlých letech byly podány v příslušných kapitolách. Jejich vzájemné srovnání poskytuje Obr. 9. Hlavní zákonitosti důležité pro správnou vzájemnou korelaci všech zmiňovaných měřitelných veličin jsou vysvětleny v kapitolách 3.2. a 3.3.

Analyzované období se v porovnání s předchozími sledovanými lety vyznačovalo dvěma specifickými rysy (viz kapitola 5.1.). Prvním z nich jsou rekordní srážky 16. 6. 2006, které zapříčinily druhé, lokální maximum hladiny podzemní vody, následující po celkovém maximu sledovaného období (dubnovém), jež bylo výsledkem jarního tání. Druhým specifickým rysem jsou mírné teploty v zimě 2006/2007, jejichž vlivem jen málo zimních srážek mělo podobu sněhu (či v ní delší dobu zůstalo), takže se následně téměř neprojevil efekt jarního tání. Neodpařené srážky do horninového prostředí přecházely průběžně po celou zimu, takže jarní mírné zvýšení hladiny podzemní vody bylo víceméně jen důsledkem mírného zvýšení srážek. To je patrné také ze vzestupného trendu křivky vlhkosti (po výpadku měření), naznačujícího kumulaci vlhkosti v nenasyčené zóně a nízký výpar.

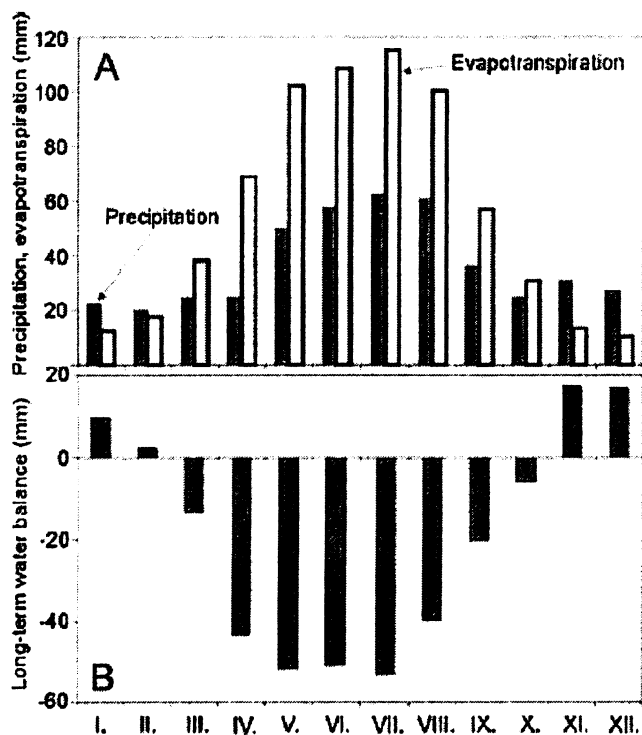
V případě dlouhodobějšího měření by při korelaci srážek a změn hladiny podzemní vody bylo nutné opravit srážkové úhrny o potenciální evapotranspiraci, danou průměrnou teplotou vzduchu, a v dalším přiblížení také o povrchový a mělce podpovrchový odtok. Teprve takto získané efektivní srážky skutečně odpovídají kolísání hladiny podzemní vody. Význam korekce na evapotranspiraci je demonstrován na Obr. 8. Měření v rámci této práce ale sledovala jen velmi krátký časový úsek – z hlediska korelace je tedy zajímavější analyzovat krátkodobé relativní změny v nenasyčené a nasycené zóně vzhledem k předchozímu měření, než zkoumat vliv zmiňované korekce na přesnost korelace v dlouhodobém měřítku.

Např. u rekordních srážek 16. 6. 2006, jež způsobily vzestup hladiny podzemní vody mezi dvěma měřeními, jde o „relativní korelaci“ v rámci jediného měsíce, vliv evapotranspirace lze tedy zanedbat. Přesný průběh reakce nasycené zóny na srážkovou událost takového rozsahu by byl cennou informací, intervaly měření hladiny podzemní vody a piezometrických úrovní jsou pro tento účel ovšem nedostatečné.

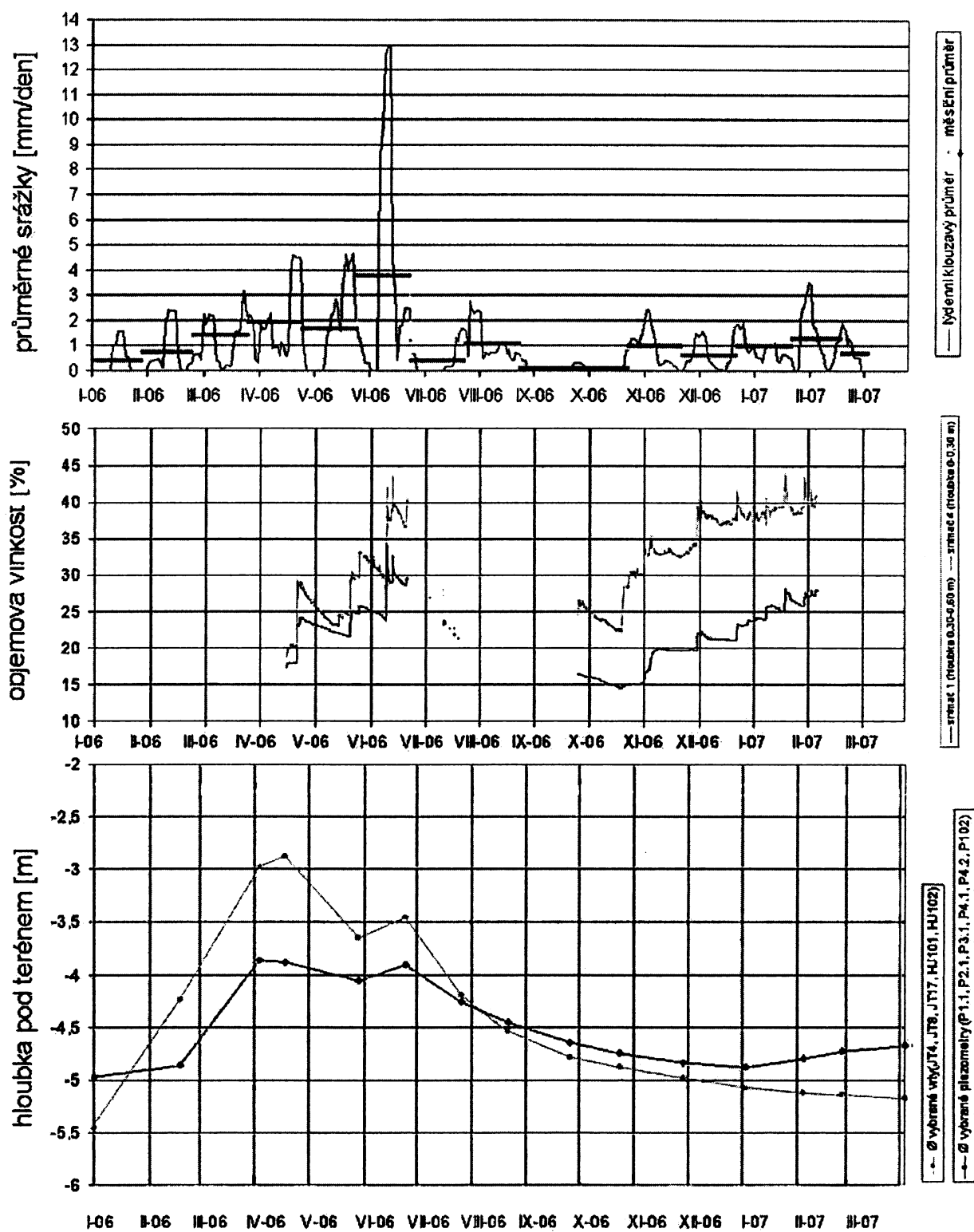
Z měření objemové půdní vlhkosti (viz předchozí kapitola) vyplývá, že reakce nenasyčené zóny na prudký déšť byla rychlá a část srážkové vody měřenou zónu také relativně rychle opustila. Hladina podzemní vody ve vrtech mezi měřeními 1. a 28. 6. 2006 stoupla v průměru o 15 cm a v průběhu dalšího měsíce (kdy byly srážky naopak velmi nízké

a předpokládaná evapotranspirace vysoká) klesla v průměru o 46 cm. Z měření v piezometrech vychází průměrné zvýšení o 23 cm a následné klesnutí rovněž o 46 cm. Není ovšem pravděpodobné, že při tak velkém intervalu měření bylo zachycena skutečná hodnota lokálního maxima hladiny podzemní vody (viz Novotný, 2005). Reálná kulminace mohla nastat jak před 28. 6., tak i později; vzhledem k výpadku měření objemové vlhkosti není možné ani se o tom dohadovat.

Pro podrobnou analýzu rychlosti a míry reakce horninového prostředí na srážky by bylo optimální měřit následky obdobně významné srážkové události především v kratších intervalech, ale i v širším záběru (větší množství sledovaných veličin). Vhodné by bylo např. automaticky měřit množství srážek a objemové vlhkosti ve čtvrt hodinových intervalech a piezometrické úrovně ve vybraném piezometru v hodinových intervalech, dále v denních intervalech ručně měřit hladiny podzemní vody a piezometrické úrovně ve všech sledovaných objektech a případně také sání v různých hloubkách.



Obr. 8 Průměrné měsíční srážky a evapotranspirace (A) v období 1982–2005 a jejich rozdíl: efektivní srážky (B), převzato z [20]



Obr. 9 Srovnání průběhu průměrných srážek, objemové půdní vlhkosti a průměrných hladin podzemní vody a piezometrických úrovní ve sledovaném období

## 7. Závěr

Tato bakalářská práce se zaměřila na komplexní porozumění dějům a jevům souvisejícím s průchodem srážkové vody prostředím jílovitých hornin. Jako modelová lokalita posloužilo sesuvné území u Třebenic, které je jednak bohatě instrumentováno, jednak dlouhodobě hydrogeologicky monitorováno a také dobře zastoupeno v odborné literatuře.

V rešeršní části byl podán stručný výklad problematiky proudění v nenasycené zóně s důrazem na faktory ovlivňující proudění v jílovitých horninách. Rychlost proudění v nenasycené zóně závisí mj. na vlhkosti prostředí, resp. na sání (daném velikostí porů a vzdáleností od hladiny podzemní vody). V případě jílovitých hornin kromě vlastní struktury prostředí hraje velkou roli především přítomnost smršťovacích trhlin, které usnadňují preferenční proudění a zvyšují hydraulickou vodivost. Pro dlouhodobou korelaci srážek se změnami hladiny podzemní vody je (zejména v málo propustných horninách) zásadní korekce na potenciální evapotranspiraci. V letních měsících evapotranspirace převažuje nad srážkami, a tak k doplňování kolektorů dochází zejména v zimě, kdy je efektivní srážková bilance kladná, případně na jaře, kdy do horninového prostředí přecházejí srážky zadržované do té doby na povrchu v podobě sněhu.

Druhá část práce se věnovala výsledkům měření uskutečněných na třebenické lokalitě mezi 4. 1. 2006 a 7. 4. 2007 a jejich interpretaci. Po dobu deseti měsíců jsem měřila hladinu podzemní vody ve vrtech a studnách a piezometrické úrovně v piezometrech a pro účely práce jsem převzala další výsledky měření ing. Novotného, spolu s hodnotami množství srážek a půdní objemové vlhkosti ve sledovaném období. Tato data byla porovnána s výsledky dlouhodobého měření uvedenými v předchozích pracích.

Ve sledovaném období byl zaznamenán vliv jarního tání v roce 2006, přičemž kulminace hladiny podzemní vody byla prodloužena nadprůměrně vysokými srážkami 16. 6. 2006. Jejich účinek na půdní vlhkost a význam pro podrobné studium reakce hladiny podzemní vody na srážky byly podrobněji rozebrány. Mírná zima 2006/2007 se projevila menšími změnami hladiny podzemní vody na jaře 2007 oproti předchozímu roku. Třebenicke sesuvné území se v současné době nachází v dlouhodobě sušším období vyznačujícím se celkově sestupným trendem hladiny podzemní vody. To se projevuje i dlouhodobým či krátkodobým vysycháním vzrůstajícího množství vrtů a piezometrů.

Pro přesnou korelaci klimatu a změn v nenasycené zóně by bylo třeba zejména doplnit pravidelná měsíční měření ve vrtech a piezometrech o kvazikontinuální sledování pomocí automatického snímače. Piezometr P101, v němž byl v srpnu 2002 takový snímač za tímto účelem nainstalován, je naneštěstí od dubna 2006 suchý. Existence dlouhodobých i krátkodobých změn hladiny podzemní vody a zpoždění reakcí nenasycené zóny v málo propustném prostředí podtrhují význam dlouhodobého sledování.



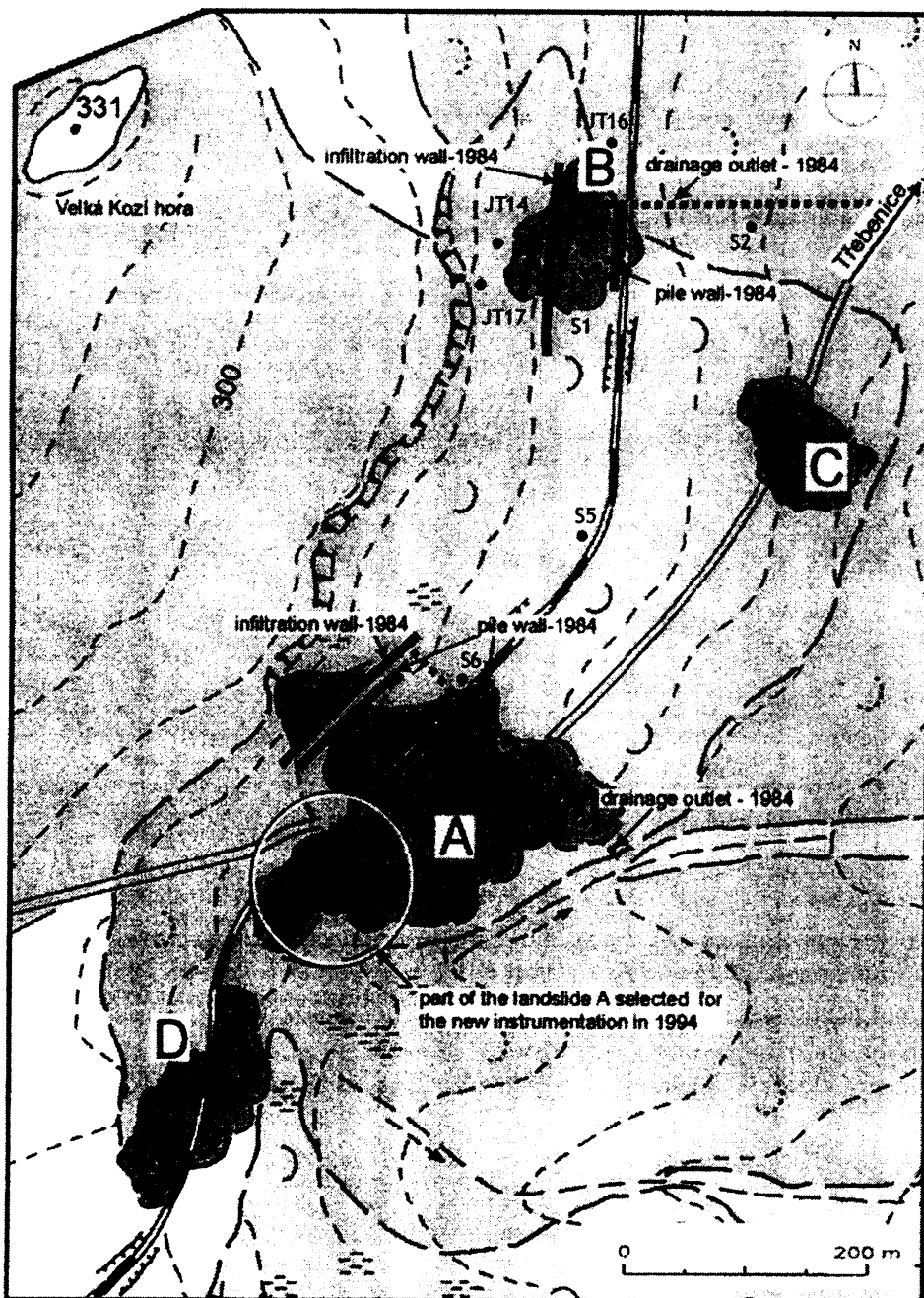
## 8. Použitá literatura

- [1] ANDERSON M. G., HUBBARD M. G., KNEALE P. E. (1982): The influence of shrinkage cracks on pore-water pressures, within a clay embankment. Q. J. eng. Geol. Vol. 15. London. 9–14.
- [2] BÍBA L. (2005): Analýza svahových pohybů sesuvného území v Třebenicích. Diplomová práce. MS. PřF UK. Praha.
- [3] BOHÁČ J. (2006): Chování nenasycených jílu. In: Stručné obsahy přednášek. Pražské geotechnické dny 2006. Praha 22. 5. 2006. Praha. 3–4.
- [4] BOUMA J., RAO P. S. C., BROWN R. B. (1982): Basics of soil-water relationships Part I-III. University of Florida. Elektronický dokument přístupný z <http://edis.ifas.ufl.edu> (1. 3. 2007).
- [5] CÍSLEROVÁ M., ŠIMŮNEK J., VOGEL T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. Journal of Hydrology 104 (1988). Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam. 1–15.
- [6] DOMAS J., ČECH S., KOPECKÝ L., SHRBNÝ O., SCHOVÁNEK P. (1989): Geologická mapa ČSR 1 : 50 000, list 02-34 Bílina. Ústřední ústav geologický. Praha.
- [7] FREDLUND D. G., RAHARDJO H. (1993): Soil mechanics for unsaturated soils. John Wiley & Sons. New York.
- [8] GULLA G., SORBINO G. (1996): Soil suction measurements in a landslide involving weathered gneiss. In: Senneset (ed.): Landslides / Glissements de terrain Vol. 2. Proc. of 7<sup>th</sup> International symposium on landslides. Trondheim 17.–21. 6. 1996. Balkema. Rotterdam. 749–753.
- [9] HERBSTOVÁ V., BOHÁČ J. (2005): Kapilární sání rekultivovaných výsypek. In: Kurka J., Štrosová M., Kernal J. (eds.) (2005): 25. mezinárodní seminář Polní geotechnické metody. Ústí nad Labem. 34–39.
- [10] <http://www.amet.cz> (2. 4. 2007).
- [11] [http://www.clas.ufl.edu/users/screaton/06fall/Unsaturated\\_Zone.doc](http://www.clas.ufl.edu/users/screaton/06fall/Unsaturated_Zone.doc) (23. 4. 2007).
- [12] <http://maps.google.com> (23. 4. 2007).

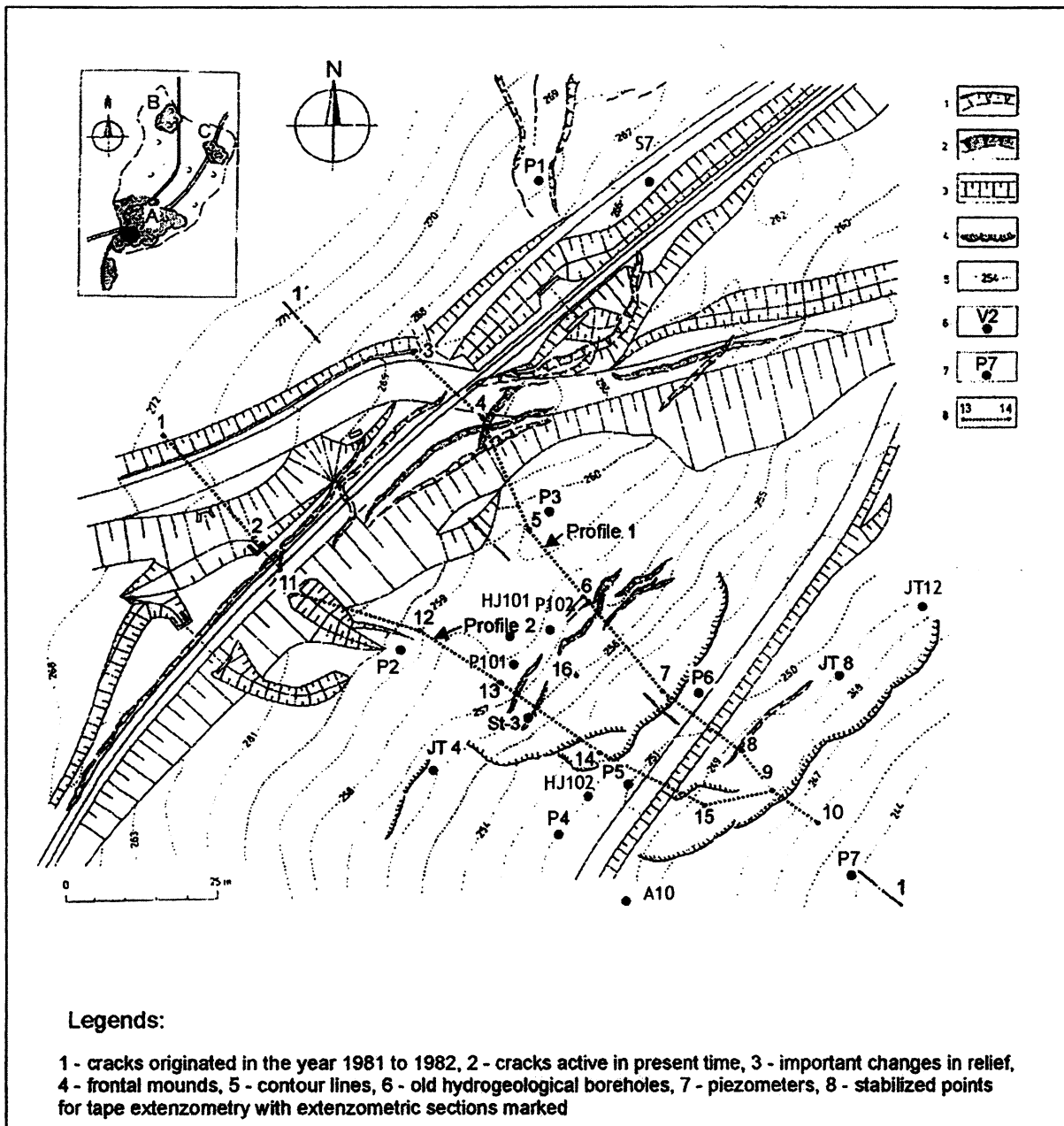
- [13] <http://www.usgs.gov> (23. 4. 2007).
- [14] KOHUT M. (2002): Vlhkost půdy na území ČR v srpnu 2002 v období povodňové situace. Meteorologické zprávy 55. 198–203.
- [15] KOHUT M., LITSCHMANN T. (2005): Využití účelových meteorologických stanic k výpočtu referenční evapotranspirace. In: XII. Posterový den s mezinárodní účastí „Transport vody, chemikálií a energie v systéme půda-rastlina-atmosféra“, CD-ROM, ISBN 80-85754-13-4. Bratislava 10. 11. 2005. Ústav hydrologie a Geofyzikální ústav SAV. Bratislava. 257–263.
- [16] NG C. W. W., PANG Y. W., CHUNG S. S. (2000): Influence of drying and wetting history on the stability of unsaturated soil slopes. In: Bromhead E., Dixon N., Ibsen M.-L. (eds.) (2000): Landslides in research, theory and practice Vol. 3. Proc. of 8<sup>th</sup> International symposium on landslides. Cardiff 26.–30. 6. 2000. Thomas Telford. London. 1093–1098.
- [17] NIMMO J., PERKINS K. S. (2006): Effect of soil disturbance on aquifer recharge: case study on the Snake River Plain, Idaho National Laboratory, USA. 34<sup>th</sup> Congress of International Association of Hydrogeologists. Beijing, China. Electronic proc.
- [18] NOVOTNÝ J. (2002): Analysis of water effect on slope stability in clayey rocks. Acta Montana IRSM AS CR No. 10 (127). 7–47.
- [19] NOVOTNÝ J. (2005): Hydrogeological conditions of shallow aquifer in cretaceous claystones in view of engineering geology. 7<sup>th</sup> Hellenic hydrogeological conference. Athens, Greece. 167–173.
- [20] NOVOTNÝ J., KOHUT M., MOŽNÝ M., HERBSTOVÁ V. (2006): Climatic impact to water conditions in the unsaturated and saturated zone of clayey rocks. 34<sup>th</sup> Congress of International Association of Hydrogeologists. Beijing, China. Electronic proc.
- [21] ROGERS N. V., SELBY M. J. (1980): Mechanism of shallow translational landsliding during summer rainstorms: North Island, New Zealand. Geogr. Ann. 62 A (1–2). 11–21.
- [22] TUREK V. (2005): Vodní režim svahu křídových slínovců na sesuvném území u Třebenic. Diplomová práce. MS. PřF UK. Praha.
- [23] VALENTOVÁ J. (2007): Hydraulika podzemní vody. České vysoké učení technické, Nakladatelství ČVUT. Praha.

[24] VORÁČEK F. (1991): Hodnocení stabilitních poměrů v okolí Třebenic. Diplomová práce. MS. PřF UK. Praha.

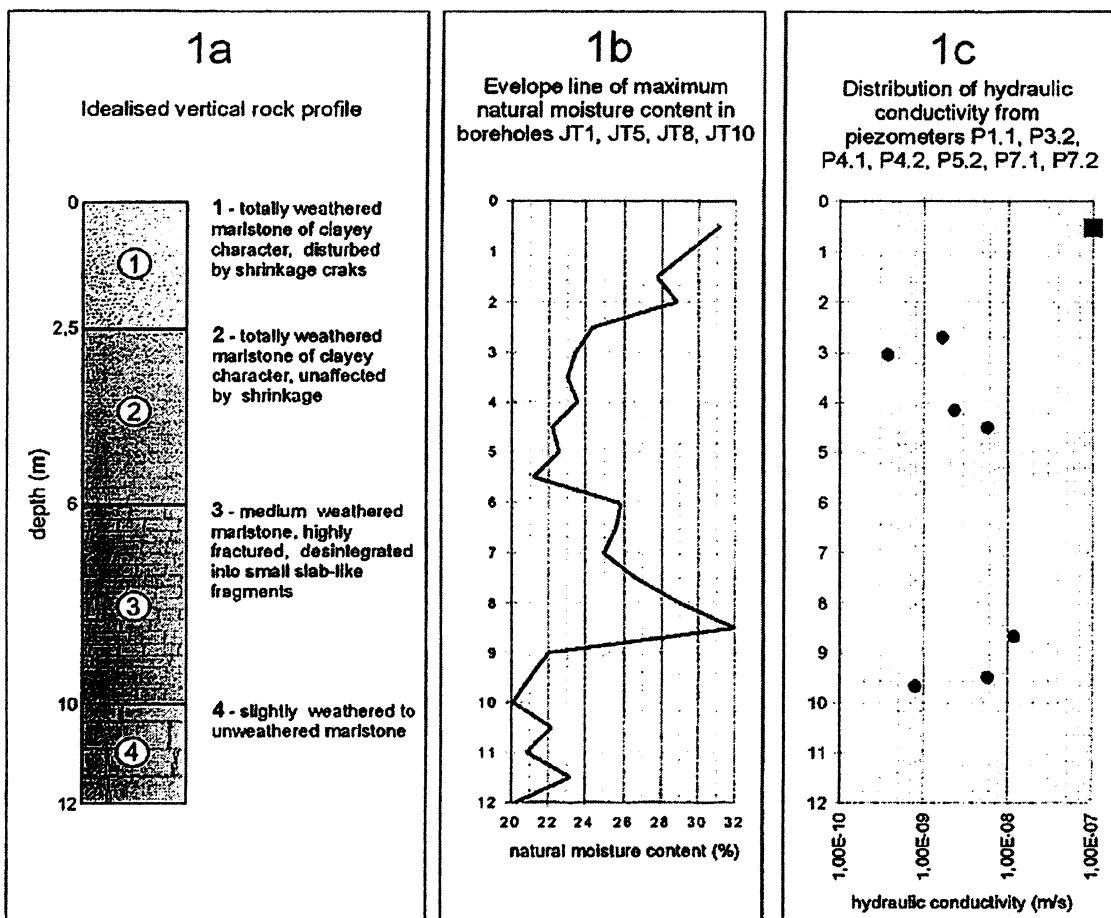
## 9. Příloha



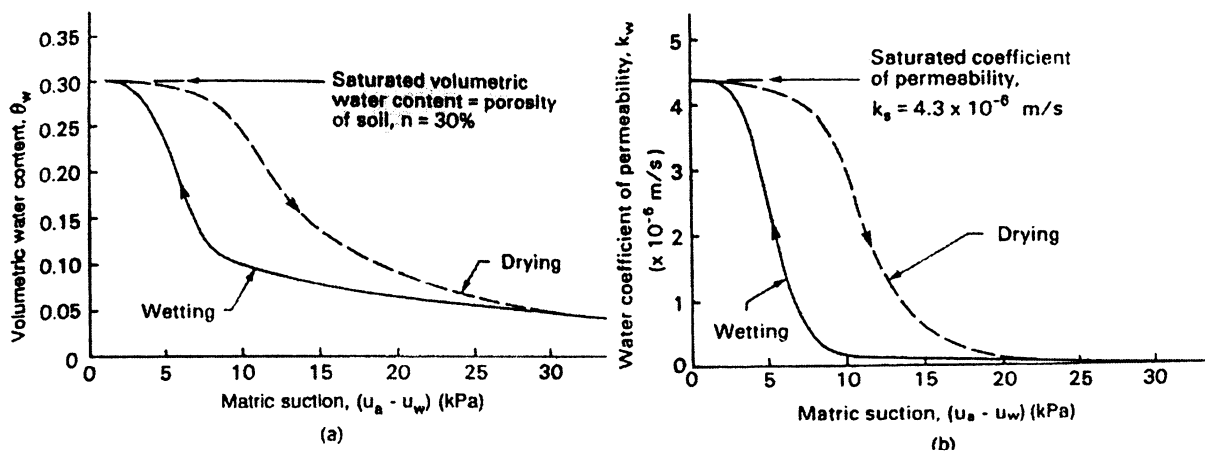
Obr. 10 Plán sesuvného území, převzato z [18], upraveno



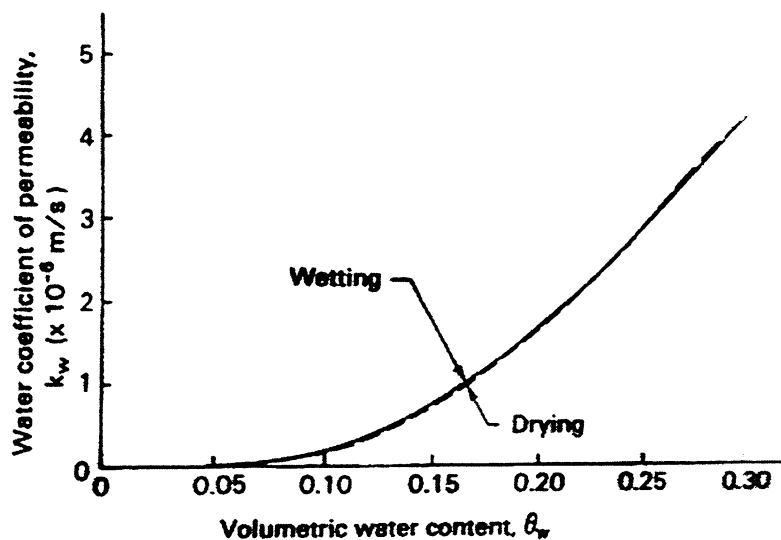
Obr. 11 Nákres instrumentace sesuvu A, převzato z [18], upraveno



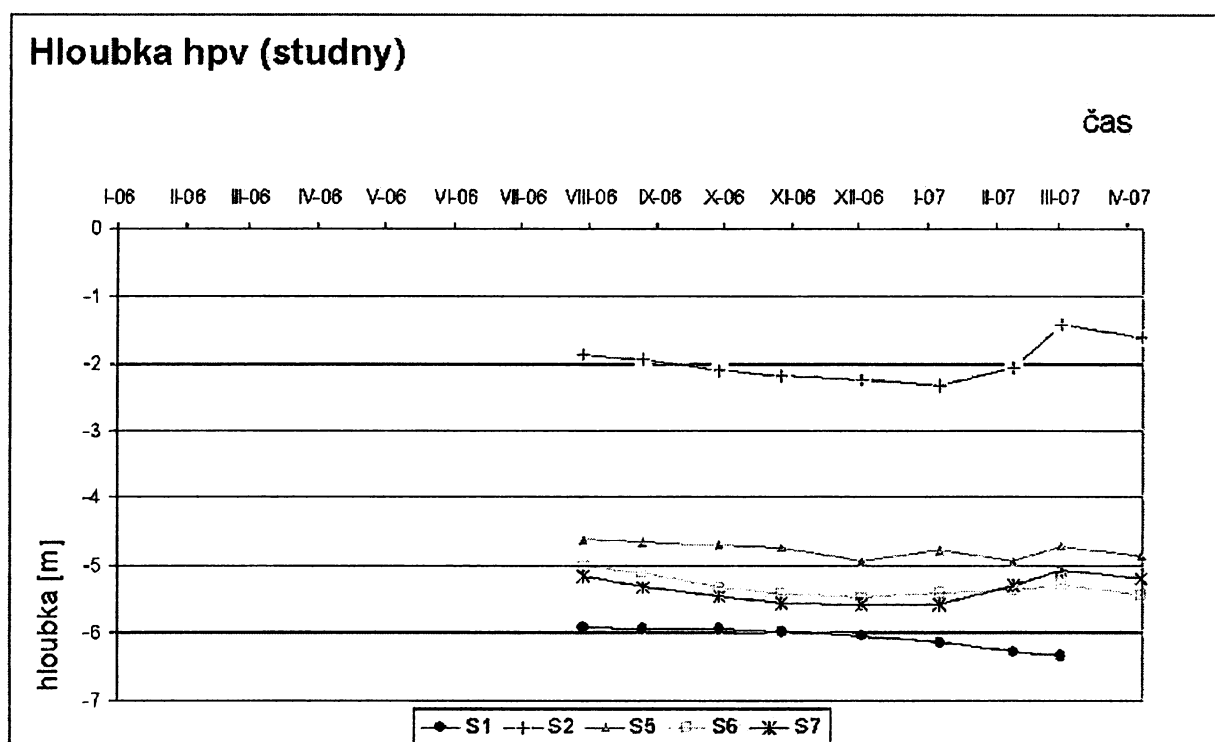
Obr. 12 Vertikální profil horninovým prostředím třebeňického sesuvného území, převzato z [18]



Obr. 13 Závislost objemové vlhkosti, resp. hydraulické vodivosti, na sání, převzato z [7]

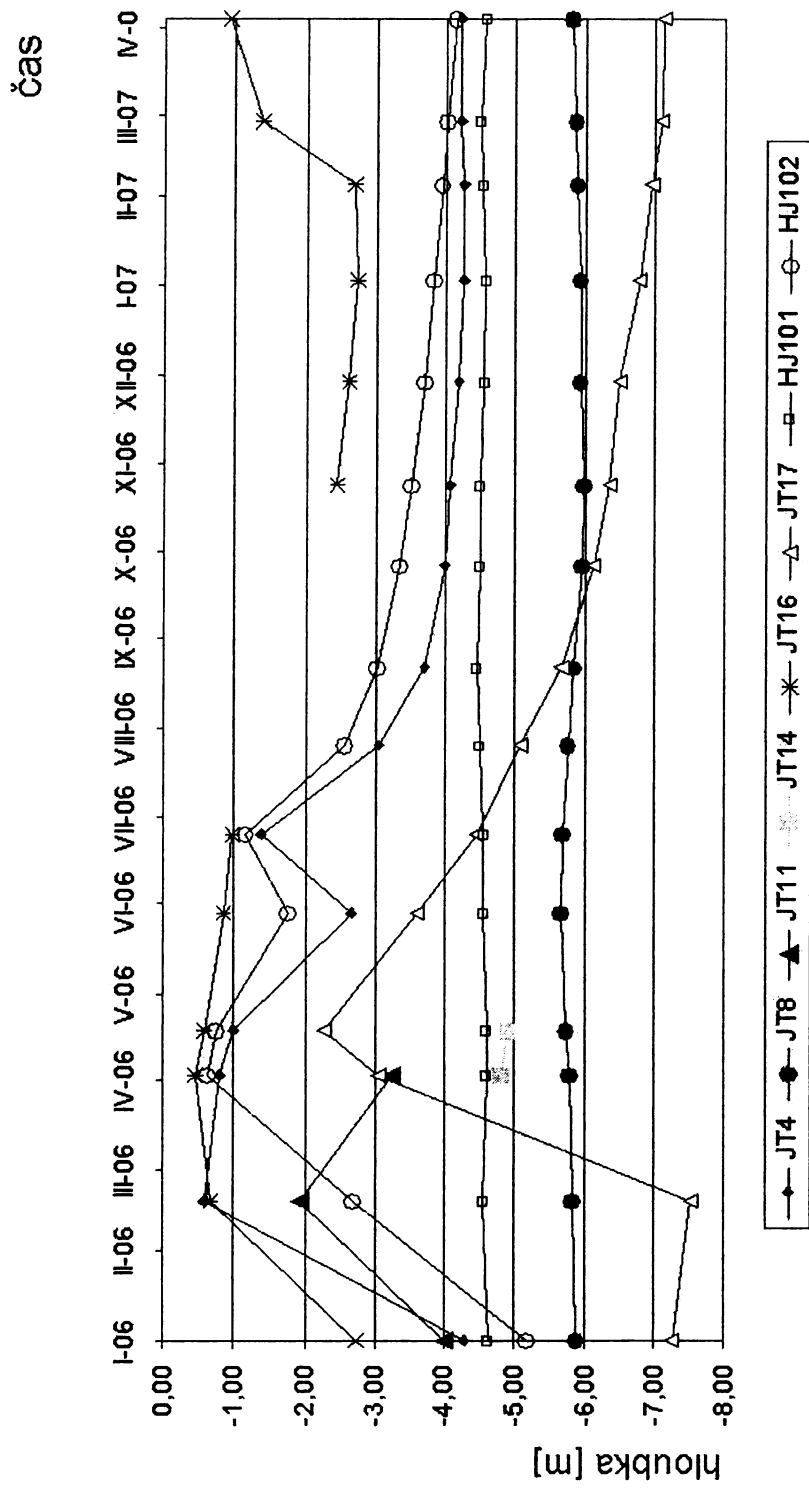


Obr. 14 Závislost hydraulické vodivosti na objemové vlhkosti, převzato z [7]



Obr. 15 Průběh hladiny podzemní vody ve všech sledovaných studnách

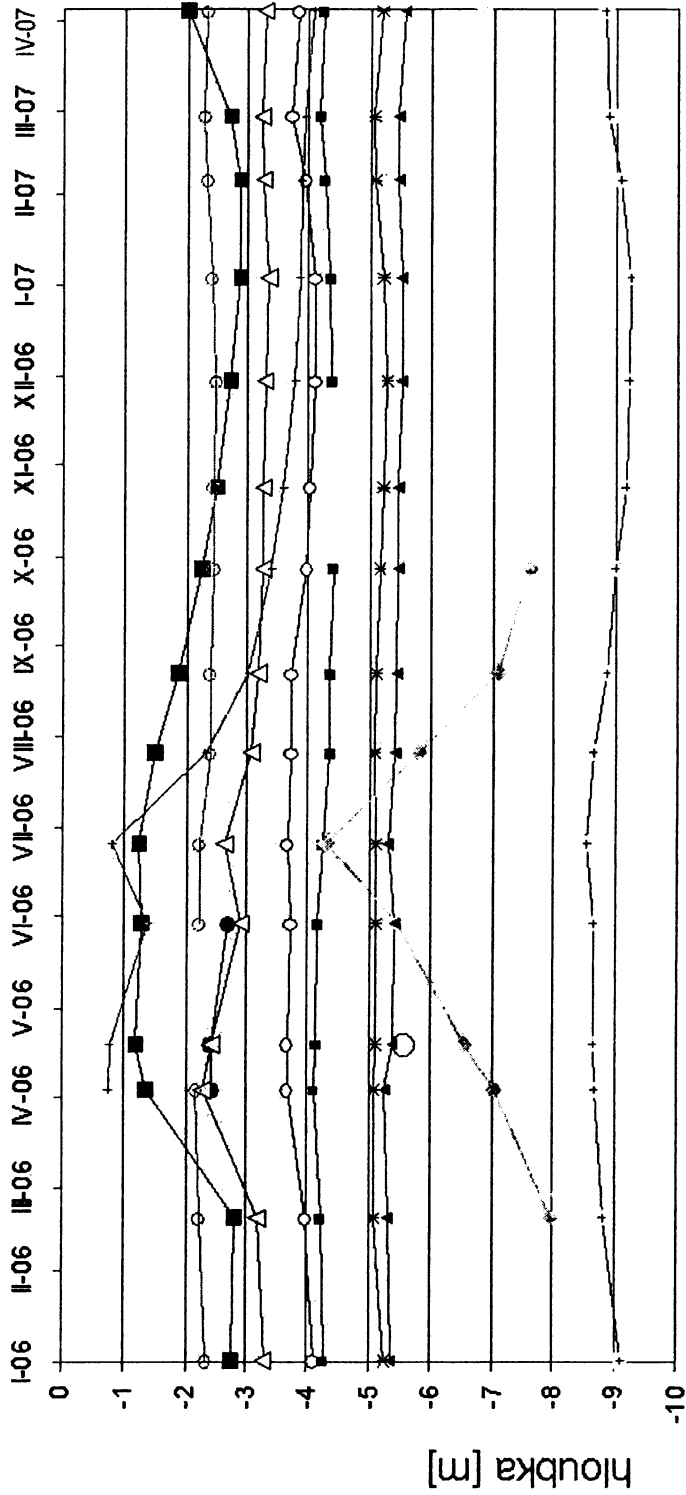
# Hloubka hpv pod terénem (vrty)



Obr. 16 Průběh hladiny podzemní vody ve všech sledovaných vrtech

# Hloubka piezometrické úrovně pod terénem

čas



hloubka [m]

---P1.1 ---P2.1 ---P2.2 ---P3.1 ---P3.2 ---P4.1 ---P4.2 ---P5.1 ---P6.1 ---P7.1 ---P101 ---I

Obr. 17 Průběh piezometrických úrovní ve všech sledovaných piezometrech

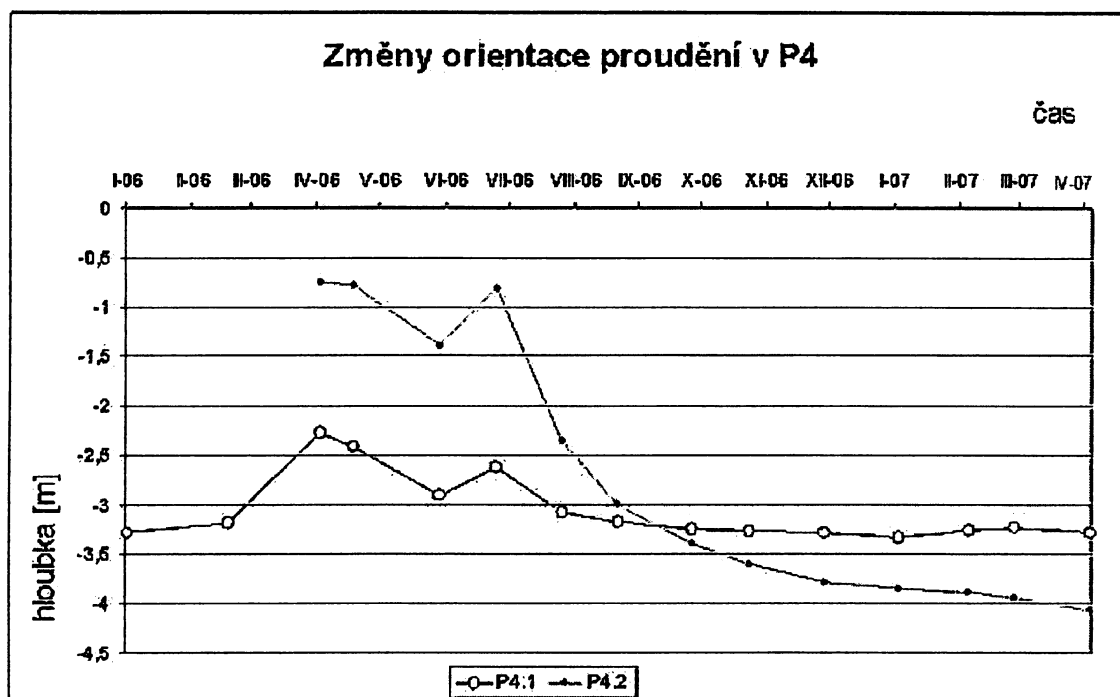


úroveň hladiny podzemní vody pod terénem													
datum	JT4	JT8	JT11	JT14	JT16	JT17	HJ101	HJ102	S1	S2	S5	S6	S7
4.1.2006	-4,3	-5,89	-3,99		-2,75	-7,28	-4,64	-5,18					
21.2.2006	-0,59	-5,85	-1,94		-0,67	-7,54	-4,56	-2,68					
6.4.2006	-0,81	-5,8	-3,26	-4,82	-0,47	-3,06	-4,6	-0,64					
21.4.2006	-1	-5,75		-4,93	-0,57	-2,28	-4,6	-0,75					
1.6.2006	-2,66	-5,68			-0,86	-3,61	-4,55	-1,76					
26.6.2006	-1,37	-5,7			-0,97	-4,47	-4,56	-1,16					
29.7.2006	-3,06	-5,76				-5,09	-4,5	-2,56	-5,92	-1,86	-4,62	-5,01	-5,15
25.8.2006	-3,71	-5,85				-5,67	-4,45	-3,02	-5,93	-1,95	-4,66	-5,1	-5,32
29.9.2006	-4	-5,97				-6,14	-4,5	-3,35	-5,93	-2,1	-4,7	-5,31	-5,45
27.10.2006	-4,08	-5,98			-2,46	-6,34	-4,5	-3,52	-5,98	-2,18	-4,74	-5,41	-5,56
2.12.2006	-4,19	-5,95			-2,62	-6,5	-4,55	-3,7	-6,03	-2,24	-4,93	-5,48	-5,58
6.1.2007	-4,27	-5,95			-2,74	-6,79	-4,58	-3,84	-6,14	-2,32	-4,77	-5,39	-5,58
8.2.2007	-4,26	-5,9			-2,69	-6,95	-4,53	-3,96	-6,28	-2,07	-4,93	-5,36	-5,29
2.3.2007	-4,23	-5,86			-1,37	-7,1	-4,51	-4,03	-6,33	-1,43	-4,72	-5,27	-5,08
7.4.2007	-4,23	-5,81			-0,93	-7,12	-4,58	-4,15		-1,61	-4,86	-5,43	-5,19

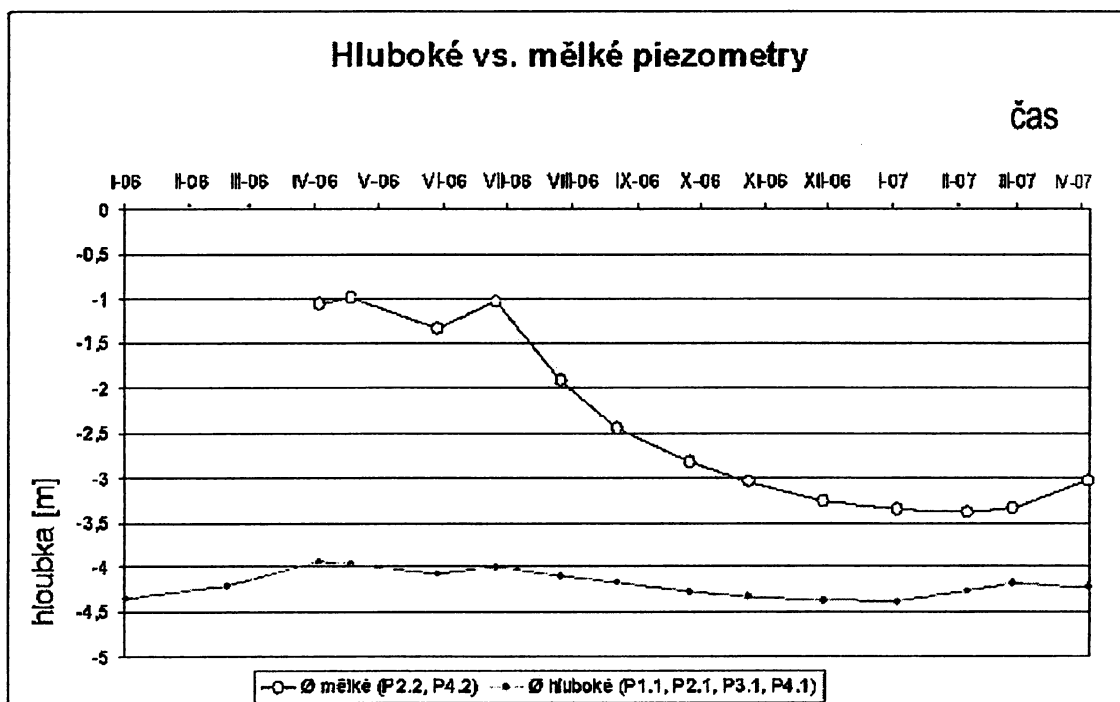
Obr. 18 Naměřené hodnoty hladiny podzemní vody

hloubka piezometrické úrovně pod terénem (m)												
datum	P1.1	P2.1	P2.2	P3.1	P3.2	P4.1	P4.2	P5.1	P6.1	P7.1	P101	P102
4.1.2006	-9,1	-4,11	-2,75	-5,24		-3,28		-4,26	-2,34			-5,35
21.2.2006	-8,81	-3,96	-2,8	-5,09		-3,19		-4,2	-2,23	-7,95		-5,31
6.4.2006	-8,67	-3,66	-1,37	-5,085	-2,42	-2,27	-0,75	-4,11	-2,18	-7,04		-5,25
21.4.2006	-8,64	-3,67	-1,2	-5,1	-2,41	-2,41	-0,79	-4,12		-6,55	-5,57	-5,37
1.6.2006	-8,64	-3,71	-1,28	-5,1	-2,68	-2,9	-1,39	-4,16	-2,23	-5,47		-5,4
26.6.2006	-8,54	-3,68	-1,25	-5,1		-2,63	-0,81	-4,25	-2,24	-4,28		-5,31
29.7.2006	-8,65	-3,73	-1,49	-5,08		-3,08	-2,35	-4,36	-2,38	-5,82		-5,42
25.8.2006	-8,85	-3,73	-1,87	-5,11		-3,18	-3,01	-4,36	-2,4	-7,1		-5,44
29.9.2006	-9	-3,96	-2,25	-5,17		-3,25	-3,4	-4,4	-2,45	-7,6		-5,46
27.10.2006	-9,17	-4,03	-2,5	-5,21		-3,27	-3,6		-2,44			-5,47
2.12.2006	-9,22	-4,09	-2,73	-5,28		-3,29	-3,79	-4,38	-2,47			-5,51
6.1.2007	-9,25	-4,1	-2,87	-5,23		-3,33	-3,85	-4,36	-2,43			-5,52
8.2.2007	-9,07	-3,93	-2,87	-5,08		-3,26	-3,89	-4,26	-2,34			-5,47
2.3.2007	-8,89	-3,73	-2,73	-5,05		-3,24	-3,95	-4,19	-2,27			-5,47
7.4.2007	-8,83	-3,82	-2	-5,2		-3,28	-4,07	-4,24	-2,34	-6,86		-5,57

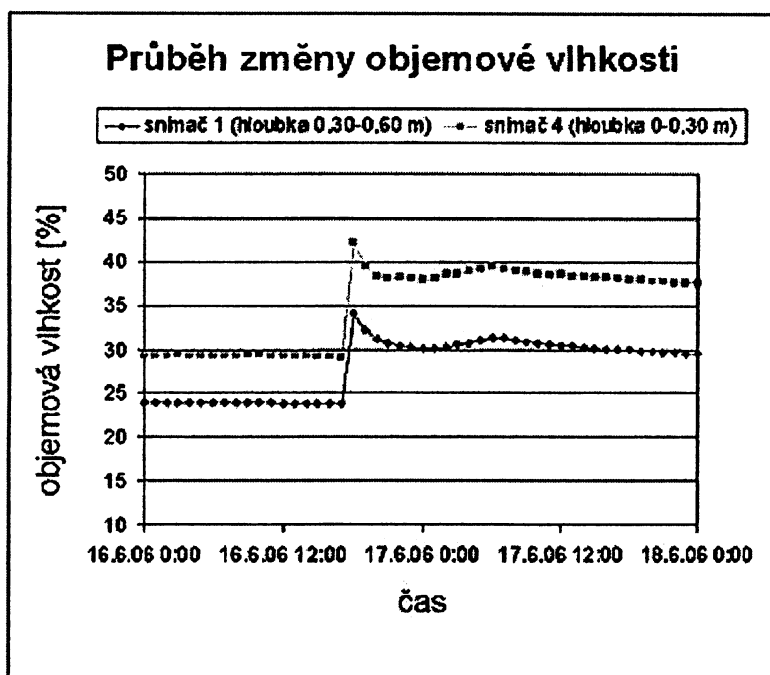
Obr. 19 Naměřené hodnoty piezometrické úrovně



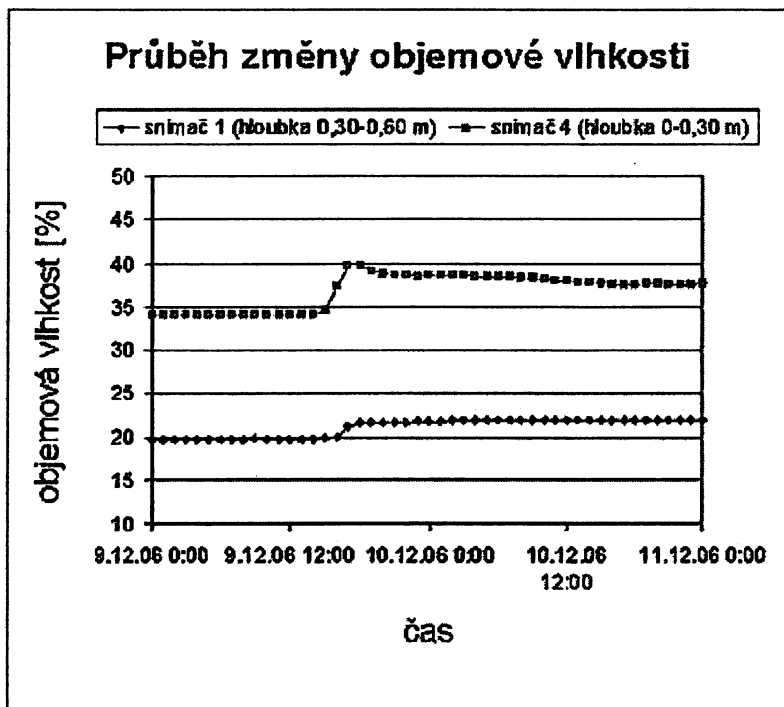
Obr. 20 Změny orientace proudění v P4



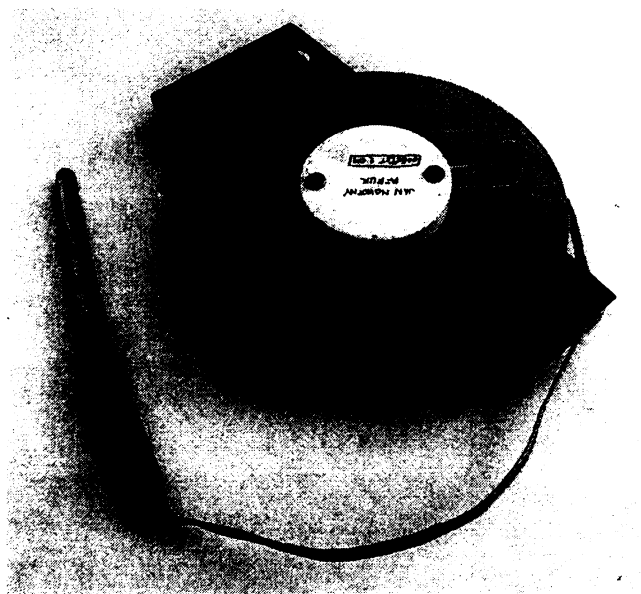
Obr. 21 Průměrné hodnoty piezometrické úrovně v hlubokých a mělkých piezometrech



Obr. 22 Průběh změny objemové půdní vlhkosti pro rekordní srážky 16. 6. 2006



Obr. 23 Průběh změny objemové půdní vlhkosti pro porovnávací srážky 9. 12. 2006



*Obr. 24 Elektrický hladinoměr použitý k měření hladiny podzemní vody a piezometrické úrovně*



*Obr. 25 Deformace silničního tělesa pod křížením se železníci (březen 2007)*



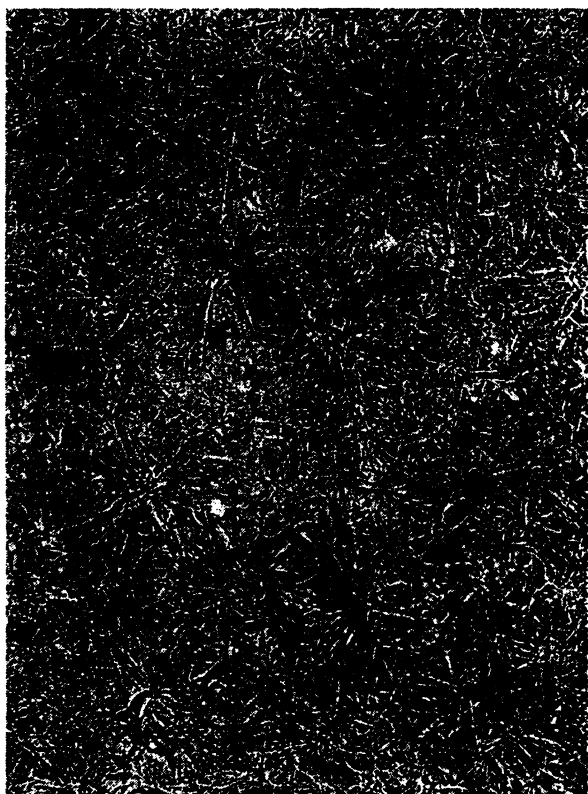
*Obr. 26 Vrt JT14, poškozený svahovými pohyby*



*Obr. 27 Piezometry P4.1 a P4.2*



*Obr. 28 Odlučná oblast starého sesuvu severně od křížení silnice s tratí; terénní výškový rozdíl je zvýrazněn*



*Obr. 29 Smršťovací trhliny na lokalitě (duben 2007)*