

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie



**Mgr. Vladimír Stejskal**

**Studium současných geodynamických procesů v oblasti hronovsko-poříčského zlomového pásma**

Study of present-day geodynamic processes in the area of Hronov-Poříčí Fault Zone

Disertační práce

Školitel: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc

Praha, 2011

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 30.5. 2011

Podpis

**Poděkování** patří především mému školiteli Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc., za veškerou pomoc a podnětné připomínky při vedení disertační práce. Dále bych rád poděkoval ing. Lumíru Skalskému CSc. (Geofyzikální ústav AV ČR, v.v.i.) za cenné konzultace ohledně zpracování hydrologických data, ing. Ladislavu Kašpárkovi, CSc. (Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i.) za ochotné poskytnutí hydrologických dat ze stanice Bučnice a všem zaměstnancům Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i., se kterými jsem měl možnost se zapojit do grantového projektu týkajícího se tématu disertační práce.

## **Obsah**

Abstrakt	4
Abstract	5
1. Úvod	6
1.1. Téma a cíle práce	6
1.2. Struktura práce	7
1.3. Metody a postup zpracování	9
2. Vymezení studované oblasti	11
3. Přehled dosavadních výzkumů	13
4. Geologické poměry	14
4.1. Geologické a tektonické poměry orografických jednotek	16
4.1.1. Žacléřská vrchovina	16
4.1.2. Polická vrchovina	19
4.1.3. Rtyňská brázda a Hronovská kotlina	21
4.2. Kvarterní sedimenty	21
5. Geomorfologie orografických jednotek	23
5.1. Polická stupňovina	23
5.2. Polická pánev	23
5.3. Radvanická vrchovina	25
5.4. Jestřebí hory	25
5.4.1. Žaltmanská část	26
5.4.2. Maternická část	27
5.4.3. Bukovinská část	27
5.5. Rtyňská brázda a Hronovská kotlina	27
6. Současné geodynamické procesy	28
6.1. Endogenní dynamika zemské kůry	28
6.2. Exogenní dynamika zemské kůry	32
7. Výsledky a diskuse	34
8. Seznam citované literatury	44
9. Publikace 1 – 8 s prohlášením spoluautorů upřesňujícím autorský podíl	49

## *Abstrakt*

Předkládaná práce se zabývá studiem současných geodynamických procesů v jihozápadní části Broumovské vrchoviny se zvláštním zřetelem na seismicky aktivní hronovsko – poříčskou zlomovou zónu (HPZZ). Toto území představuje v rámci českého masívu oblast zvýšené tektonické aktivity, která se projevuje například lokální seismicitou nebo výskytem pramenů minerálních uhličitých vod. Studium současné aktivity geodynamických procesů bylo založeno na různých geomorfologických, geotechnických, geofyzikálních a hydrologických metodách. Byla studována aktivita svahových pohybů, seismická aktivita, současné tektonické pohyby a vztahy mezi tvary reliéfu a puklinovou a zlomovou tektonikou. Na základě předchozích zkušeností získaných autorem práce v seismicky aktivní oblasti západních Čech byla založena monitorovací síť podzemních vod v hlubokých vrtech, s cílem detekce anomálií souvisejících s tektonickou aktivitou území.

Práce představuje příspěvek k hlubšímu poznání jak z hlediska studované oblasti tak vzhledem k možnostem aplikace některých nových metod při výzkumu zón relativně zvýšené tektonické aktivity v rámci tektonicky stabilní střední Evropy. Z pohledu geomorfologie území patří k nejdůležitějším poznatkům zpřesnění představ o tektonické stavbě HPZZ a o kvartérních tektonických pohybech v jejím širším okolí. Pomocí geoelektrického profilování byla prokázána přítomnost zlomu paralelního s hlavním přesmykem HPZZ, který odděluje sníženinu Rtyňské brázdy od hřbetu Jestřebích hor. Navíc podrobnější studium morfologie údolní sítě a rozmístění starokvartérních terasových sedimentů Úpy na rozhraní mezi Rtyňskou brázdou a sousední Trutnovskou pahorkatinou jasně poukazuje na mladé, kvartérní tektonické poklesy Rtyňské brázdy. Z hlediska výzkumu endogenní geodynamické aktivity je nejvýznamnějším přínosem realizace monitorovací sítě podzemních vod s cílem detekce projevů lokální seismické a tektonické aktivity. Podařilo se najít vysoce citlivou lokalitu pro sledování těchto efektů, kterou je vrt VS 3 nedaleko Teplice nad Metují. Ve vrtu byla identifikována anomální kolísání hladiny podzemní vody, která měla charakter prekurzorů zemětřesení z 10.8. 2005 ( $M = 2.4$ ) a 25.10. 2005 ( $M = 3.3$ ). Další anomální změny hladiny podzemní vody byly zaznamenány ještě v první polovině roku 2006. V tomto případě se s největší pravděpodobností jednalo o odezvu na aseismické pohyby v soustavě dislokací HPZZ. Tyto pozitivní výsledky opravňují použitelnost metody pro studium projevů tektonické aktivity, včetně případných prekurzorů zemětřesení, v oblasti s relativně nízkou tektonickou aktivitou, jakou představuje český masív.

## *Abstract*

The presented PhD thesis deals with present-day geodynamic processes in the southwestern part of Broumov Highland, with a special attention paid to the seismoactive Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ). Compared to the rest of the Bohemian Massif the studied area exhibits relatively increased level of tectonic activity, which is evidenced by local seismicity and by presence of CO<sub>2</sub>-rich mineral waters. The present-day activity of geodynamic processes is studied by means of various geomorphological, geotechnical, geophysical and hydrological methods. Following processes and features were studied: activity of slope movements, seismic activity, present-day tectonic movements, relations between landforms and joint and fault tectonics. Based on the previous experience obtained by the author in the seismoactive area of Western Bohemia, groundwater observational network was set up in deep boreholes, in order to detect anomalies related to the tectonic activity of the studied area.

The thesis represents a contribution to the deeper understanding of the studied area and also a contribution in respect of possible applications of some new methods that can be used in research of zones with relatively increased tectonic activity inside of stable areas of Central Europe. From geomorphological point of view, the most important are the new findings about the tectonics of HPFZ and quaternary tectonic movements in its broader area. Using the field geoelectric survey the presence of a fault parallel to the main overthrust of HPFZ was detected. This fault represents a boundary between the ridge of Jestřebí Mountains and Rтынě Furrow. In addition to that, a more detailed study of the river network morphology and geographical distribution of quaternary terraces of the Úpa River gives a clear evidence of young, quaternary tectonic subsidence of Rтынě Furrow. From the point of view of studying the endogeneous geodynamic activity, the main contribution is an implementation of the groundwater observational network, focused on a detection of possible indications of local seismotectonic activity. A highly sensitive location – VS 3 borehole close to Teplice nad Metují – was found. Anomalous fluctuations of water level were identified in this borehole before earthquakes at August 8, 2005 ( $M = 2.4$ ) and October 25, 2005 ( $M = 3.3$ ). In both cases the anomalies exhibited clear precursory character. Further anomalous changes in groundwater level were observed in the first half of 2006. In this case the anomalous behaviour most likely represented a response to the aseismic movements along the HPFZ. All these positive results justify the method as applicable, when studying the tectonic activity, including possible earthquake precursors, in relatively stable areas, like Bohemian Massif.

## 1. Úvod

### 1.1. Téma a cíle práce

Předkládaná doktorská disertační práce se zabývá studiem současných exogenních a endogenních geodynamických procesů v jihozápadní části Broumovské vrchoviny se zvláštním zřetelem na seismicky aktivní poruchové pásmo hronovsko – poříčského zlomu. Toto území představuje v rámci českého masívu zónu zvýšené seismické aktivity, a tudíž se jeví jako mimořádně vhodné zejména z hlediska studia projevů endogenní dynamiky zemské kůry. Řešené téma bylo též součástí grantového projektu GA ČR 205/05/H20 Účinky seismicity na režim podzemních vod v oblasti hronovsko-poříčského zlomového pásma, řešeného ve spolupráci Přírodovědecké Fakulty UK a Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i. (ÚSMH), jehož byl autor v době řešení projektu zaměstnancem. Disertační práce navazuje jak regionálním tak tematickým zaměřením na magisterskou práci autora (Stejskal, 2003), zaměřenou na fyzicko-geografickou interpretaci monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály. Současně práce také rozvíjí některé předchozí výzkumy (např. geomorfologické mapování Demka, 1992a) a navazuje na aktuální monitorovací aktivity prováděné v oblasti mimo rámec výše zmíněného grantového projektu (např. hydrologický monitoring prováděný Výzkumným ústavem vodohospodářským, nebo monitoring pohybů pískovcových skalních bloků prováděný ÚSMH).

Cíle práce je možné definovat v následujících bodech:

- Analyzovat projevy recentní tektonické aktivity v reliéfu území na podkladu existujících geologických a geomorfologických studií, a vlastních terénních výzkumů.
- Analyzovat tektonickou podmíněnost tvarů reliéfu na základě zlomové a puklinové analýzy.
- Na základě studia geomorfologie oblasti upřesnit představy o zlomové tektonice a pokusit se ověřit hypotézy formulované na základě geomorfologický výzkumů některou z metod geofyzikálního průzkumu.
- Geomorfologicky interpretovat monitoring blokových svahových deformací prováděný ÚSMH ve střední části Polické vrchoviny.
- Realizovat režimní měření podzemních vod s cílem detekce projevů tektonické aktivity. Na základě předchozích zkušeností autora s touto problematikou v seismicky aktivní oblasti západních Čech bylo třeba nejprve shrnout a analyzovat dosavadní výsledky hydrologického monitoringu a na jejich základě založit vhodným způsobem monitorovací síť ve studovaném území Broumovské vrchoviny a poté ověřit obecnou použitelnost této metody v regionech s relativně slabou tektonickou aktivitou.

## 1.2. Struktura práce

Předložená doktorská disertační práce se skládá ze tří hlavních částí. První část vymezuje studované území, shrnuje dosavadní výzkumy a podává přehled geomorfologických a geologických poměrů. Vzhledem k tématu práce se rovněž zabývá dosavadní úrovní poznání současné dynamiky reliéfových procesů. Hlavní část práce se skládá z tematicky řazených autorových prací publikovaných v odborných recenzovaných časopisech. Výjimkou je publikace 3 (srov. seznam níže), která prošla recenzním řízením a v době odevzdání disertační práce byla doporučena k publikaci po úpravách. Ke každé z publikací je připojen zvlášť seznam použité literatury v původní podobě. Pro větší přehlednost a snažší orientaci v textu jsou publikace vloženy až na samý závěr práce, za kapitolu 7. Zahrnuty jsou i dvě publikace, které se věnují seismicky aktivní oblasti západních Čech a tudíž se vymykají z regionálního vymezení práce. Jejich význam nicméně spočívá v metodologické stránce hydrologických měření. V západočeské oblasti jsou dostupná jak starší monitorovací data z období zemětřeseného roje na přelomu let 1985 a 1986 tak nejnovější data z monitoringu zahájeného v průběhu roku 2000 v epicentrální oblasti Nový Kostel. Zkušenosti nabyté autorem práce v západočeské oblasti byly poté využity při návrhu nové monitorovací sítě v oblasti Broumovské vrchoviny a následné interpretaci získaných dat. Závěrečná část práce (kapitola 7. Diskuse a výsledky) pak představuje hodnotící syntézu publikovaných poznatků a sleduje cíle disertační práce.

Hlavní část práce je složena z následujících článků, jejichž stručný obsah bude rozebrán níže:

1. Stejskal, V. – Štěpančíková, P. – Vilímek, V. (2006): Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí fault zone. *Geomorphologica Slovaca*, 6, 14 - 22.
2. Valenta, J. – Stejskal, V. – Štěpančíková, P. (2008): Tectonic pattern of the Hronov-Poříčí Furrow as seen from pole-dipole geoelectrical measurements. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 5, No. 2 (150), 185 - 195.
3. Stejskal, V. – Valenta, J. – Vilímek, V. (2011): Using field measurements and geophysical survey in research of relations between landforms and joint tectonics in Broumovská vrchovina (Czech Republic). *AUC Geographica*, submitted on March 21, 2011.
4. Stejskal, V. (2005): Geomorfologické aspekty monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály. *Sborník ČGS*, 110, 2, 10 – 18.
5. Stejskal, V. – Málek, J. – Novotný, O. (2008): Variations in discharge and temperature on mineral springs at the Františkovy Lázně spa, Czech Republic, during a nearby earthquake swarm in 1985/1986. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 52, No. 4, 589 - 606. **IF (2009) = 1.0**
6. Stejskal, V. – Skalský, L. – Brož, M. (2005): Analysis of factors forming the groundwater regime in the West Bohemian seismoactive region. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 2, No. 4(140), 23 – 37.
7. Stejskal, V. – Skalský, L. – Kašpárek, L. (2007): Results of two-years' seismo-hydrological monitoring in the area of the Hronov-Poříčí fault zone, Western Sudetes. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 4, No. 4 (148), 59 – 76.



8. Stejskal, V. - Kašpárek, L. - Kopylova, G. N. - Lyubushin, A. A. - Skalský, L. (2009): Precursory groundwater level changes in the period of activation of the weak intraplate seismic activity on the NE margin of the Bohemian Massif (Central Europe) in 2005. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 53, No. 2, 215 – 238. **IF (2009) = 1.0**

**Publikace 1** se zabývá neotektonickým vývojem širší oblasti hronovsko – poříčské zlomové zóny (HPZZ). Pomocí vybraných morfometrických metod se zde sleduje míra současné tektonické aktivity zlomové pásma. Na základě geomorfologických indicií je zde formulována hypotéza možného tektonického ohraničení Rtyňské brázdy, namísto doposud předpokládaného ohraničení flexurního.

**Publikace 2** volně navazuje na publikaci 1 a zabývá se ověřením hypotézy o zlomovém ohraničení Rtyňské brázdy. K tomu je využito geofyzikálního průzkumu, konkrétně geoelektrického profilování.

**Publikace 3** se zabývá puklinovou a zlomovou analýzou v celém studovaném území, s důrazem na možné odlišnosti mezi jednotlivými tektonickými bloky a sedimentárními formacemi. Analyzuje se závislost lineárně uspořádaných prvků reliéfu na zlomové a puklinové tektonice a rovněž i na mechanických vlastnostech puklin, k jejichž určení se využívá mělkého seismického průzkumu.

**Publikace 4** se věnuje geomorfologické interpretaci monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály ve střední části Polické vrchoviny. Z velké části se jedná o shrnutí výsledků diplomové práce autora, doplněné o některé novější poznatky.

**Publikace 5** detailně analyzuje a interpretuje režimní měření na minerálních pramenech ve Františkových Lázních v období zemětřeseného roje na přelomu let 1985 a 1986. Identifikuje se zde několik typů anomálních změn vydatnosti a teploty pramenů a dále se interpretují jejich příčiny.

**Publikace 6** bilancuje režimní měření podzemních vod v západočeské seismicky aktivní oblasti, které bylo ÚSMH zahájeno v roce 2000. Kvantifikují se účinky vnějších (atektonických) faktorů na kolísání hladiny podzemních vod a analyzuje se anomální chování zaznamenané v průběhu zemětřeseného roje v druhé polovině roku 2000.

**Publikace 7** se věnuje nově založené monitorovací síti podzemních vod ve studovaném území Broumovské vrchoviny. Je zde navržena univerzálně použitelná metoda zpracování režimních dat ve smyslu jejich očištění od vnějších atektonických vlivů a analyzují se anomální kolísání hladiny podzemní vody ve vrtu VS 3 ve vztahu k lokální seismické aktivitě.

**Publikace 8** navazuje na publikaci 7 a zabývá se detailní interpretací prekurzorů dvou zemětřesení zaznamenaných v srpnu a říjnu 2005 ve vrtu VS 3. Kvantifikuje se citlivost dvou blízkých vrtů VS 3 a V 28 k objemovým deformacím zemské kůry a analyzují se specifické podmínky vrtu VS 3, které zavdaly vzniku prekurzorních anomálií.

### 1.3. Metody a postup zpracování

Výzkumné práce probíhaly v několika fázích. Vlastnímu výzkumu předcházela přípravná fáze, která zahrnovala studium literárních pramenů, map a digitálního modelu terénu, dále následovaly terénní práce včetně realizace hydrologického monitoringu a na závěr proběhlo zpracování a interpretace získaných údajů.

Přípravná fáze zahrnovala především studium regionálně i tematických zaměřených publikovaných i nepublikovaných podkladů, geologických a hydrogeologických posudků, vrtné dokumentace, geologických a geomorfologických map. Vzhledem k tomu, že území Polické vrchoviny již bylo předmětem diplomové práce autora, byla z regionálního hlediska zaměřena pozornost především na oblast hronovsko – poříčského zlomu. Z pohledu regionálního geomorfologického členění se jednalo o geomorfologické okrsky Jestřebí hory, Radvanická vrchovina, Rtyňská brázda a Hronovská kotlina. Topografickým podkladem pro veškeré výzkumy byla Základní mapa ČR 1:10 000 a její digitalizovaná verze ZABAGED (ČÚZK, Praha), která byla použita při stanovení morfometrických parametrů zaměřených na detekci tektonické aktivity v oblasti HPZZ (Stejskal et al. 2006) a vytyčení lineárních prvků reliéfu, tzv. morfolineamentů (Stejskal et al., 2011). Digitální mapové podklady byly zpracovány v prostředí ArcGIS. Data pro podélné profily toků byla pro dosažení větší přesnosti odečtena manuálně z topografického podkladu Základní mapy ČR 1:10 000.

Přípravné práce pro režimní monitoring podzemních vod spočívaly kromě studia publikovaných a nepublikovaných archivních materiálů také v konzultacích s hydrogeology s dlouholetou praxí v území (Doc. Jiří Krásný, PřF UK Praha a RNDr. Vojtěch Kněžek, Hydrogeologická společnost) a v interpretaci starších dat monitoringu podzemních vod v oblasti Západních Čech (Františkovy Lázně a Nový Kostel) i Broumovské vrchoviny (vrty Bučnice VS 3 a V 28). Data z Františkových Lázní pocházejí z archívu Doc. Oldřicha Novotného (MFF UK), režimní měření v oblasti Nový Kostel byla prováděna v ÚSMH AV ČR, kde byl autor práce zaměstnán do konce roku 2008. Měření z vrtů VS 3 a V 28 poskytl ing. Ladislav Kašpárek z VÚV Praha.

Terénní práce představovaly realizaci režimních měření podzemních vod, geoelektrického profilování, 3D seismické tomografie a geomorfologické práce. Plošné geomorfologické mapování studované oblasti již bylo provedeno dříve v měřítku 1:50 000 (Demek 1992a, Voženílek, 1992), vybrané oblasti byly mapovány dokonce v měřítku 1:5 000 (Demek 1990, 1991 a 1992b). Z tohoto důvodu již nebylo prováděno další systematické geomorfologické mapování a pozornost při terénních pracích byla soustředěna na identifikaci tvarů souvisejících se zlomovou tektonikou, přípravné práce pro geofyzikální měření a puklinová měření na skalních výchozech. Geoelektrické profilování s cílem detekce dosud neznámých zlomů a 3D seismickou tomografií pro zjištění mechanických parametrů tektonických puklin provedl a interpretoval RNDr. Jan Valenta z ÚSMH AV ČR.

Interpretační a vyhodnocovací práce spočívaly v syntéze údajů získaných různými shora uvedenými metodami. Významnou část interpretačních prací představovalo zpracování výsledků režimních měření podzemních vod. Toto zpracování obnášelo jednak kvantifikaci slapových efektů na kolísání podzemní vody, eliminaci rušivých vlivů vyvolaných změnami atmosférického tlaku a rozklad naměřených dat na nízkofrekvenční a vysokofrekvenční složku kolísání s hraniční periodou 30 hodin. K eliminaci tlaku vzduchu byly použity dvě různé metody – metoda regresní dekonvoluce (Toll, Rasmussen, 2007), použitá v práci Stejskal et al. (2007) a metoda frekvenčně závislé přenosové funkce (Lyubushin, 1994), použitá v práci Stejskal et al. (2009). Porovnáním obou metod bylo dosaženo velmi podobných výsledků a obě lze doporučit jako vhodné pro experimenty podobného typu. Korekce naměřených dat pomocí první zmíněné metody byla provedena ve volně šiřitelném programu Betco 1.0 (Toll, Rasmussen, 2007), korekci pomocí metody Lyubushina (1994) provedla Dr. Galina N. Kopylova z Geofyzikální služby Ruské Akademie Věd (РАН). Slapové analýzy a frekvenční rozklad naměřených dat byl proveden v modifikovaném programu ETERNA 3.0 (Wenzel, 1993) ing. Lumíra Skalského z Geofyzikálního ústavu AV ČR v.v.i.

## 2. Vymezení studované oblasti

Z pohledu regionálního geomorfologického členění zabírá studované území západní část Broumovské vrchoviny a přiléhající části sousedních geomorfologických celků Krkonošské podhůří a Podorlická pahorkatina (viz. obr. 2). V hierarchii nižších geomorfologických jednotek je studované území pokryto okrsky Polická stupňovina, Polická pánev, Radvanická vrchovina, Jestřebí hory a přiléhajícími částmi okrsků Rtyňská brázda a Hronovská kotlina. Pozice těchto jednotek v rámci nižšího geomorfologického členění (Demek, ed. 1987) je přehledně podána v Tab. 1 a v mapě na obr. 1. Další členění okrsků na podokrsky je převzato z práce Sládka (1977).

### **Celek**

*Podcelek*

Okrsek

Podokrsek

---

### **I Broumovská vrchovina**

*IA Žacléřská vrchovina*

1 Jestřebí hory

1a Žaltmanská část

1b Maternická část

1c Bukovinská část

2 Radvanická vrchovina

*IB Polická vrchovina*

3 Polická stupňovina

3a Stárkovské kuesty

3b Janovické kuesty

3c Zdoňovské kuesty

3d Broumovské stěny

4 Polická pánev

4a teplická část

4b machovská část

### **II Krkonošské podhůří**

*IIA Podkrkonošská pahorkatina*

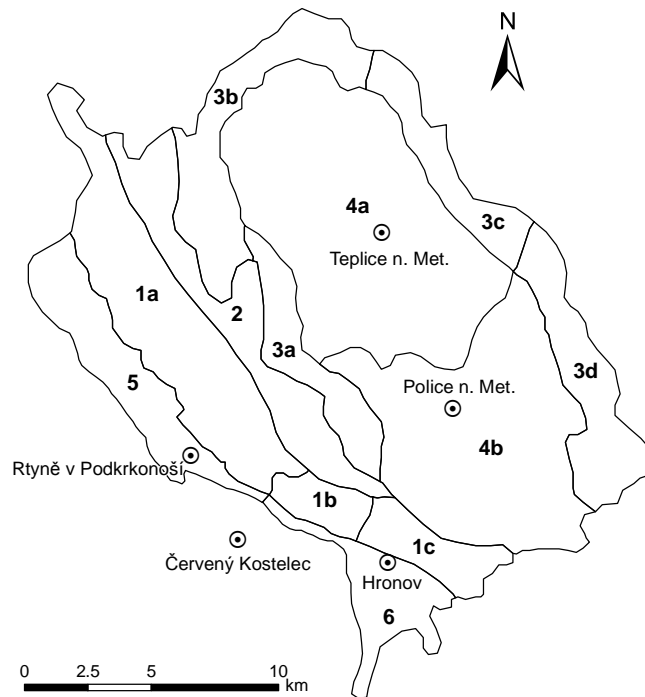
5 Rtyňská brázda

### **III Podorlická pahorkatina**

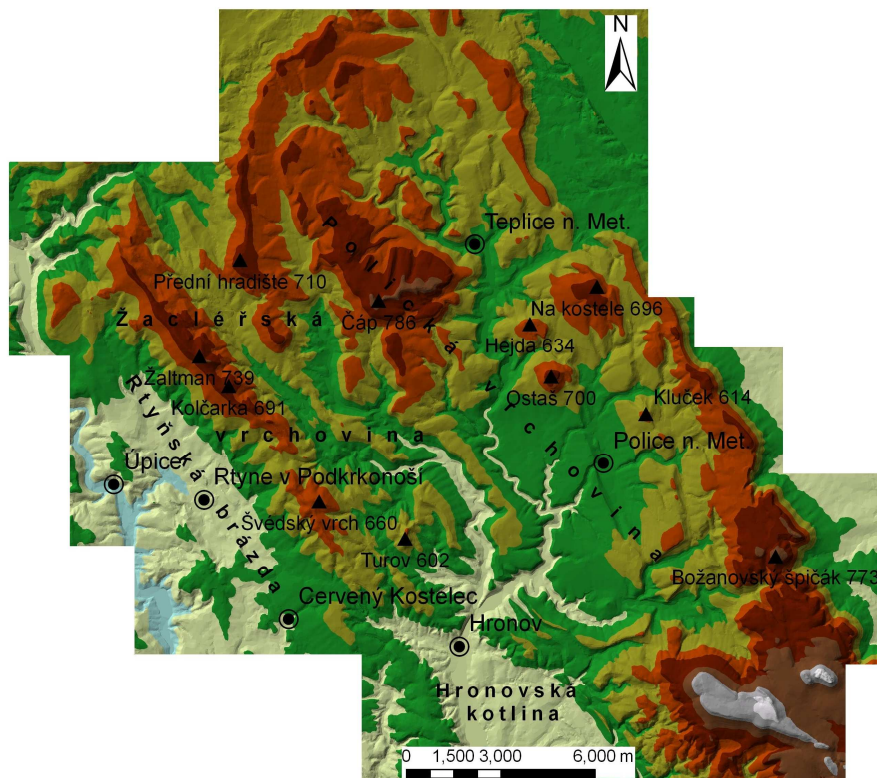
*IIIA Náchodská vrchovina*

6 Hronovská kotlina

Tab. 1. Geomorfologické členění studovaného území. Podle Demek, ed. (1987) a Sládek (1977).



Obr. 1. Geomorfologické členění studovaného území. Podle Demek, ed. (1987) a Sládek (1977).



Obr. 2. Výškopisná mapa studované oblasti s vyznačením hlavních orografických jednotek a význačnějších výškových bodů.

### 3. Přehled dosavadních výzkumů

První studie zabývající se geologií a geomorfologií studovaného území byly zpracovány na počátku 20. století německým geologem Walterem Petrascheckem (Petrascheck, 1904, 1908). Velký význam má zejména pozdější souhrnná studie (Petrascheck, 1934), kde se autor věnuje především geologickým poměrům, tektonice a litologii permokarbonu a svrchní křídý české části vnitrosudetské pánve. Z hlediska geomorfologie je nejdůležitější pasáž věnovaná studiu říčních teras v povodí Metuje, kde jsou rozlišeny celkem čtyři terasové úrovně. Metujským terasám se okrajově věnuje i mladší práce Engelmana (1938). Oproti předchozí zmiňované práci zde autor rozlišuje, včetně štěrku údolního dna, celkem sedm terasových úrovní.

Po druhé světové válce vzniká další významná studie (Řezáč, 1955), týkající se říčních teras Metuje a geomorfologie kvádrových pískovců Adršpašsko-teplických skal. Autor se zabývá detailním mapováním teras Metuje, na základě něhož vymezuje celkem sedm terasových úrovní, včetně terasy pliocenní a štěrku údolního dna. Kromě terasových akumulací se práce dále zabývá morfologií a genezí údolních tvarů a specifických mezo- a mikroforem reliéfu kvádrových pískovců Adršpašsko-teplických skal. Pro studium geomorfologického vývoje studovaného území má velký význam i dřívější práce Krále (1949), která se zabývá terasami řeky Úpy, kde je rozlišeno celkem šest terasových úrovní.

Z pozdějších studií geomorfologického zaměření je třeba zmínit práci Vítka (1979), která se zabývá komplexním hodnocením tvarů reliéfu kvádrových pískovců v oblasti Broumovské vrchoviny. Tato práce má značný význam i v obecné rovině, a to zejména z hlediska poznání geneze a klasifikace tvarů pseudokrasového reliéfu. Kromě této souhrnné práce se autor věnoval v pozdějších letech také některým geomorfologicky význačným lokalitám na území Polické vrchoviny, především z hlediska problematiky pseudokrasu (např., Vitek 1981, 1982, 1987 a 1997).

K velkému nárůstu výzkumných aktivit dochází ve studovaném území od konce osmdesátých let, v souvislosti s vyhlášením CHKO Broumovsko. Zpracovány jsou komplexní studie zabývající se geologickými poměry (Tásler, Kotlář, 1987) a geomorfologií CHKO (Vitek 1986). Značná pozornost je věnována výzkumu a evidenci pseudokrasových jeskyní (Kopecký, 1999). V první polovině devadesátých let probíhá v oblasti velkoplošné geomorfologické mapování. V měřítku 1:50 000 jsou zmapovány listy základní mapy 04-33 Náchod (Demek, 1992a) a 04-31 Meziměstí (Voženílek, 1992). Významné geomorfologické lokality střední části Polické pánve - Ostaš, Hejda a Kočičí skály - byly spolu s jejich okolím podrobně zmapovány v měřítku 1:5 000 (Demek 1990, 1991, 1992b). Výše uvedené nepublikované mapové studie byly shrnuty v pozdějších pracích Demka a Kopeckého (1992, 1994a, 1994b).

Studie s ryze geologickou tematikou, vyjma dvou předválečných prací Petraschecka (1934) a Engelmana (1938), vycházejí do značné míry z bohatého vrtného průzkumu, zaměřeného na vyhledávání nerostných surovin (především černého uhlí) v oblasti Jestřebích hor

a zdrojů podzemní vody v Polické pánvi. O vrtná data se opírají významné poznatky o tektonice oblasti publikované Vejlupekem a Kněžkem (1984), Vejlupekem (1986) a nejnověji pak Krásným et al. (2002). Souhrnná publikace pojednávající o geologii vnitrosudetské pánve je sestavena Táslerem et al. (1979). Značná pozornost byla věnována rovněž stratigrafickému dělení svrchní křídly (Klein 1961, Dvořák 1968). Nejasnosti panovaly po dlouhou dobu ohledně stratigrafického zařazení nejmladších kvádrových pískovců Adršpašsko-teplických skal, Ostaše, Hejdy a Stolových hor. Teprve paleontologické nálezy (Vejlupek, 1984) umožnily s jistotou zařadit tyto pískovce do coniacu.

Celé studované území je pokryto geologickými mapami v měřítku 1:50 000. Jedná se o listy 04-33 Náchod (Vejlupek, ed. 1990) a 04-31 Meziměstí (Tásler, ed. 1995). V měřítku 1:25 000 byla zmapována pouze část Polické pánve na dvou listech – 04-314 Teplice nad Metují (Tásler, 1987) a 04-332 Police nad Metují (Tásler – Vejlupek, 1988). Z novějších mapových prací zasluhuje pozornost především tektonická mapa Cymmermana (2004) v měřítku 1:200 000, která pokrývá celou studovanou oblast, s tím že pokračuje i dále na polské území.

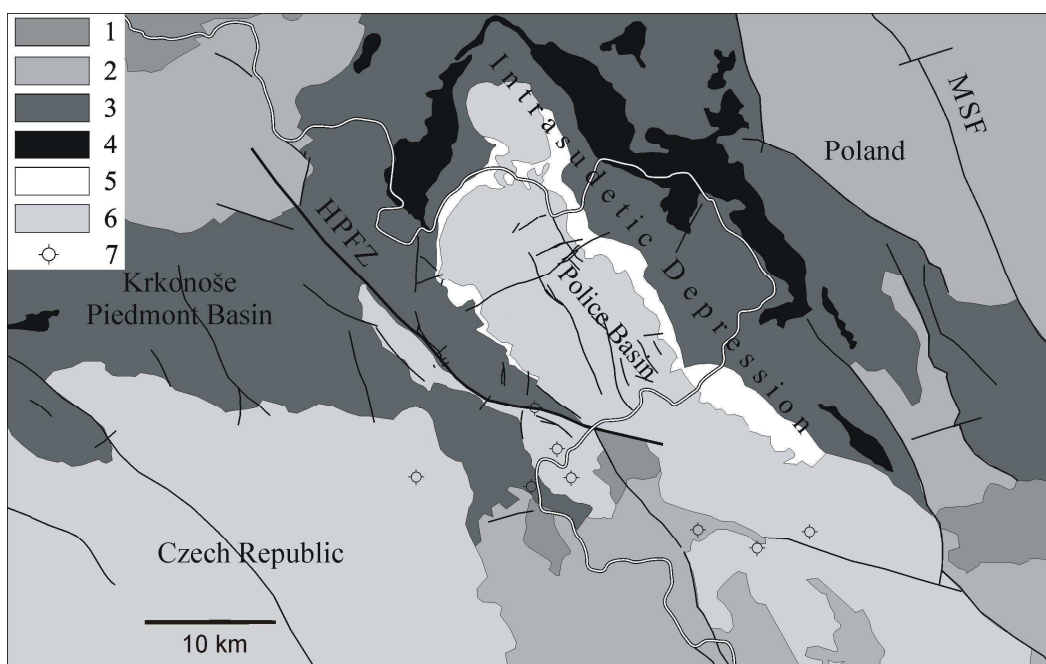
Kromě ryze geomorfologických a geologických prací nabývá ve studované oblasti v posledních letech na významu také výzkum zaměřený na sledování současných geodynamických procesů. Monitoringem pohybů pískovcových skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš a Hejda s cílem detekce aktivity blokových svahových pohybů a tektonických pohybů se věnují Stemberk et al. (1994) či Košťák (2000). Touto problematikou se rovněž zabývala diplomová práce autora (Stejskal, 2003), jejíž výsledky byly později aktualizovány a shrnuty v publikaci Stejskal (2005). Zahájen byl rovněž monitoring tektonických pohybů pomocí dvou lokálních sítí GPS bodů. GPS síť Góry Stolowe (Cacoň et al., 2003) je určena ke sledování pohybů na lokálních tektonických poruchách v Polické pánvi (polický a bělský zlom), zatímco rozsáhlejší síť West Sudeten (Schenk et al., 2006) pokrývá oblast sv. části Českého masívu od Krkonoš po Orlické hory. Tato síť má velký význam především z hlediska detekce možných pohybů podél hronovsko-poříčského zlomu.

#### *4. Geologické poměry*

Z regionálně geologického hlediska spadá převážná část studovaného území do oblasti vnitrosudetské pánve - sedimentární jednotky, jejíž současný rámec je dán plošným rozsahem karbonských a permských sedimentů na území sv. Čech a přiléhajících částí Polska (Tásler et al. 1979). Na obvodu pánve vystupují krystalické masívy proterozoického a staropaleozoického stáří (krkonošsko - jizerské, orlicko - kladské a sowiegórské krystalinikum). Tyto masívy se noří pod sedimentární výplň pánve a tvoří její podloží. Pouze na JZ sousedí vnitrosudetská pánev s další sedimentární jednotkou - mladopaleozoickou podkrkonošskou pánví, od které je oddělena hronovsko - poříčskou poruchou (Tásler, Kotlář 1987). Nejzápadnější okraj studovaného území

(tj. geomorfologické jednotky Rtyňská brázda a Hronovská kotlina) tedy již spadají do oblasti podkrkonošské pánve.

Vnitrosudetská pánev vznikla během rané variské tektogeneze a byla postupně vyplňována kontinentálními, v malé míře i mořskými sedimenty a vulkanity od spodního karbonu až po svrchní křídou. Výrazné pohyby v období variské tektogeneze a z části i během mezozoika před uložením svrchní křídou způsobily diskordance mezi stratigrafickými jednotkami, a to zejména při okrajích pánve, kde byly pohyby nejintenzivnější. Nerovnoměrnost pohybů má za následek dnešní asymetrickou stavbu pánve. Osy rozšíření hlavních souvrství se navzájem nekryjí. Dnešní osa, výrazně asymetrická vzhledem ke tvaru pánve, vznikla v průběhu saxonské tektogeneze. Je totožná s osou dnešního rozsahu křídových uloženin a má směr SZ-JV. Ústředními strukturními jednotkami jsou dvě synklinály: centrální synklinála, v níž se zachovala svrchní křídou a jejíž osa je totožná s dnešní hlavní osou celé pánve, a pak menší synklinála rožmitálská ve v. části Broumovské kotliny. Pánevní výplň je porušena zlomy radiálního i přesmykového charakteru všech hlavních směrů (viz obr. 2 a 3). Geneticky se zlomy projevují jako mladší element vzhledem ke stáří vrásových struktur. Nejčastější jsou poruchy SZ-JV (směrné) a SV-JZ směru (příčné). Méně četné jsou poruchy směru S-J a V-Z.



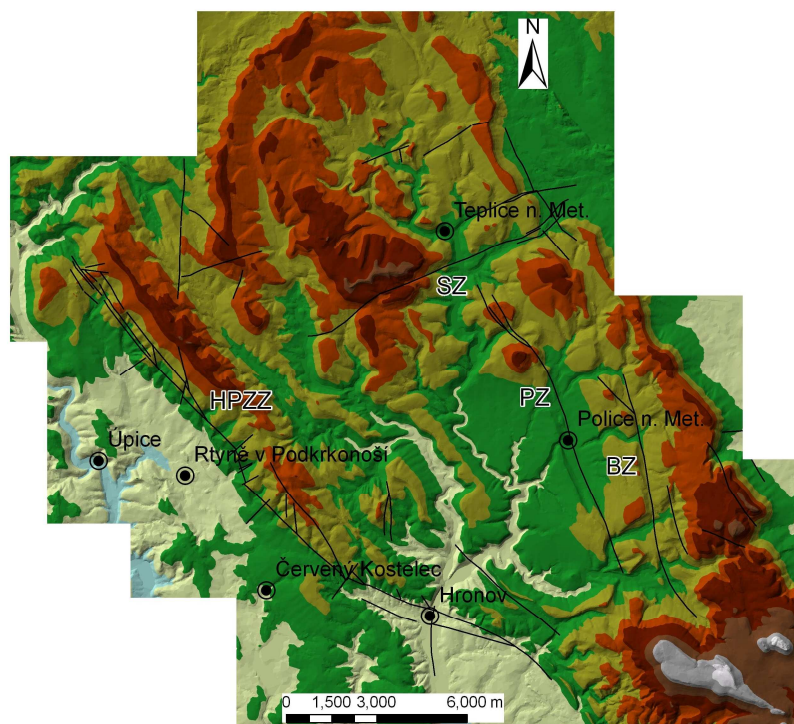
Obr. 2. Geologie a tektonická stavba studované oblasti (podle Biely et al., 1968; Cymerman, 2004; Jetel - Rybářová, 1979). 1 – hlubinné vyvřeliny (granity, granodiority), 2 – krystalinikum (ruly, svory, migmatity, granulity), 3 – permokarbonské sedimenty, 4 – permské vulkanity, 5 – triasové sedimenty, 6 – svrchní křídou, 7 – prameny uhličitých minerálních vod. HPFZ – hronovsko-poříčská zlomová zóna, MSF – okrajový sudetský zlom.



#### 4.1. Geologické a tektonické poměry orografických jednotek

##### 4.1.1. Žacléřská vrchovina

Žacléřská vrchovina je budována sedimentárními jednotkami svrchního karbonu a permu (podrobnější popis litostratigrafických jednotek je uveden v Tab. 2). Ze strukturně tektonického pohledu je totožná s dílčí strukturou jihozápadního křídla vnitrosudetské pánve s převážně monoklinální stavbou. Permokarbonská souvrství zde mají generelní směr SZ-JV se zapadáním k SV. Směrem od hronovsko-poříčského přesmyku na SV (tedy do centra pánve) se úklony snižují. V závislosti na této poloze se pak hodnoty úklonů pohybují v rozmezí 15 – 80°. Na rozhraní Žaltmanské a Maternické části Jestřebích hor se směr vrstev začíná měnit a to tak, že při postupu k JV se stále více stáčí do směru ZSZ-VJV. Tento úsek představuje přechod k brachysynklinálnímu uzavírání permokarbonu pánve na JV, které je skryto pod diskordantně uloženou svrchní křídou. V místě jv. ukončení Bukovinské části Jestřebích hor se u obce Žďárky z podloží svrchní křídly vynořuje klenba svrchnokarbonských sedimentů s krystalinickým jádrem. Úklony vrstev se zvyšují od středu klenby k jejím okrajům, kde dosahují až 40°.



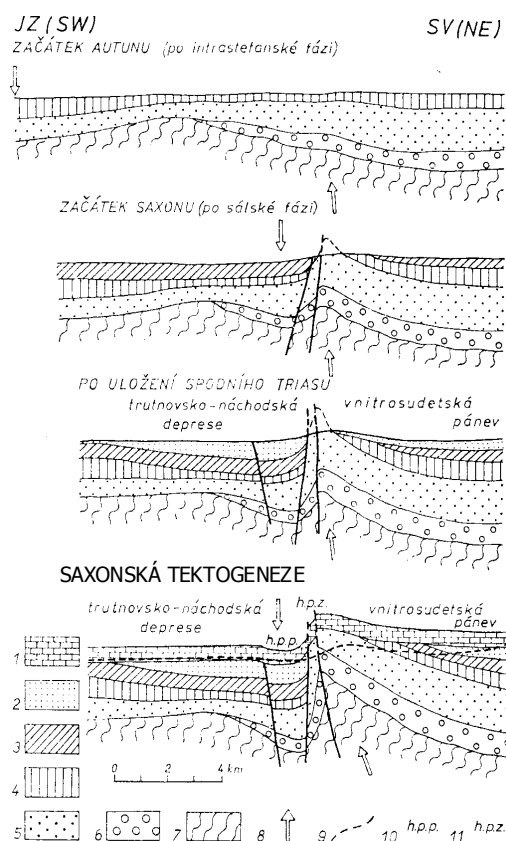
Obr. 3. Zlomová tektonika studované (Podle Tásler, 1995 a Vejlupek, 1990). HPZZ – hronovsko-poříčská zóna, SZ – skalský zlom, PZ – polický zlom, BZ – bělský zlom.

Bezesporu nejvýznamnější tektonickou poruchou nejen v oblasti Žacléřské vrchoviny, ale i v celém studovaném území je hronovsko-poříčská zóna (dále jen HPZZ). Jedná se o pásmo paralelních podélných zlomů, z nichž hlavní má charakter přesmyku. Poruchové pásmo probíhá v délce asi 30 km ve směru SZ-JV od Žacléře k Hronovu. Jeho šířka dosahuje nejvýše 500 m. Šířka intenzivně porušeného pásma vázaného na hlavní přesmyk dosahuje v důlních

dílech 30 – 50 m. Od Rtně v Podkrkonoší dále na JV se poruchová zóna jeví již jen jako jediná tektonická linie, která se stále více stáčí do ZSZ-VJV směru (viz obr. 2 a 3). Východně od údolí Metuje hlavní přesmyk vyznívá a na HPZZ navazuje tzv. žďárecký zlom stejného směru, ale s opačným smyslem pohybu.

Svým založením spadá HPZZ do mladšího paleozoika. Celá zóna se postupně vyvinula z původní asymetrické vrásky s vergencí k JZ, jejíž příkře ukloněné jz. rameno bylo druhotně porušeno zlomy. Ze střední, tektonicky nejvíce postižené části poruchy vznikl postupně přesmyk, na němž byla severovýchodní kra relativně přesunuta přes jihozápadní (viz obr. 4). Během dlouhého vývoje se jednotlivé zlomy reaktivovaly a smysl pohybů byl v některých případech protichůdný. Na několika místech v sz. části HPZZ bylo na povrch vyvečeno krystalinické podloží permokarbonu, což svědčí o značné amplitudě pohybů podél poruch zlomového pásma.

HPZZ a navazující žďárecký zlom jsou na mnoha místech dislokovány mladšími příčnými poruchami směru SV-JZ. K nejvýznamnějším zřejmě patří poklesy na JV od Zlíčka, kde se na poklesové poruchy váží dva levostranné přítoky Metuje. Výrazné jsou rovněž příčné zlomy směru S-J, k nimž patří např. tzv. celestýnská porucha s amplitudou pohybu až 100 m, či zlom mezi Velkým Dřevíčem a Hronovem, na kterém je založeno údolí Metuje.



Obr. 4. Tektonický vývoj hronovsko-poříčského zlomového pásma (podle Tásler et al., 1979). 1 – svrchní křída, 2 – trias, 3-6 – permokarbon, 7 – krystalinikum, 8 – hlavní směry předpokládaných pohybů, 9 – současný povrch terénu, h.p.p. – hronovsko-poříčský příkop, h.p.z. - hronovsko-poříčský zlom.

Útvar	Stupeň	Litostratigrafická jednotka		Litologická charakteristika
<b>PERM</b>	<b>durynk</b>	bohuslavické souvrství		dolomitické pískovce, rudohnědé pískovce až arkózy
	<b>saxon</b>	trutnovské souvrství		netříděné psefity rozdílného složení, červené aleuopelity s polohami pískovců
	<b>autun</b>	broumovské souvrství	martínkovické vrstvy	střídání červených aleuopelitů s prachovito-písčitymi horninami
			olivětínské vrstvy	aleuopelity, pískovce, vulkanodetritické psamity a psefity
			noworudské vrstvy	střídání červených aleuopelitů s pískovci, ryolitový komplex ve stropě
		chvalečské souvrství	bečkovské vrstvy	střídání polymiktních slepenců, pískovců a aleuopelitů
	stefan C	verneřovické vrstvy		
<b>KARBON</b>	<b>stefan B</b>	odolovské souvrství	jívecké vrstvy	střídání červených nebo pestrých aleuopelitů, arkózových a polymiktních pískovců, polohy uhelných slojí, žaltmanské arkózy a araukarity jíveckého souvrství
	<b>stefan A - kantabr</b>		svatoňovické vrstvy	
	<b>vestfál D</b>			
	<b>vestfál C</b>	žacléřské souvrství	petrovické vrstvy	
	<b>vestfál B</b>		dolsko-žďárské vrstvy	
	<b>vestfál A</b>		lampertické vrstvy	
	<b>namur C/B</b>			
	<b>namur A - visé</b>	blážkovské vrstvy	slepence s polohami drob, podřadné vločky aleuopelitů	

Tab. 2 - Stratigrafická tabulka permokarbonu vnitrosudetské pánve. Podle Tásler et al. (1979).

Z hlediska litologie permokarbonských souvrství se poněkud odlišují oba geomorfologické podcelky – Jestřebí hory a Radvanická vrchovina. Hřeben Jestřebích hor je budován především jíveckými vrstvami ve vývoji žaltmanských arkóz, charakteristických přítomností zkřemenělých kmenů stromů (araukaritů). Dále jsou ve stratigrafii jíveckých vrstev zastoupeny slepence, jemnozrnné pískovce a aleuopelity. V místě, kde komplex žaltmanských arkóz nabývá své největší mocnosti (1100 m), dosahují Jestřebí hory maximální výšky. Tásler a Kotlář (1987) kladou snižování hřebene Jestřebích hor ve směru na JV a SZ od Žaltmanu do přímé souvislosti s postupným ubýváním arkóz ve stavbě jíveckých vrstev na úkor méně odolných aleuopelitů

Radvanická vrchovina geologicky odpovídá svrchní části jíveckých vrstev, chvalečskému a broumovskému souvrství. V litologickém složení převládá střídání jílovců, slepenců, pískovců a prachovců. Výskyt uhelných slojí je vázán na tzv. radvanické souslojí. V oblasti pokleslé kry mezi obcemi Rokytník a Chlívce se zachovaly denudační zbytky svrchní křídý, které v současnosti představují morfoloicky nápadný stolový vrch Turov (602 m).

#### 4.1.2 Polická vrchovina

Geomorfologická jednotka Polická vrchovina se kryje s geologickou jednotkou polická pánev<sup>1</sup>, která je vymezena povrchovým rozšířením svrchnokřídových sedimentů v centrální části vnitrosudetské pánve. Polická pánev se vyznačuje brachysynklinální strukturou s osou sudetského směru (SZ - JV) vzniklou během saxonské tektogeneze. V její starší fázi byl povrch horizontálně uložených křídových sedimentů zvlněn příčnými antiklinálami a synklinálami a v mladší fázi pak porušen příčnými a podélnými dislokacemi (Tásler et al. 1979).

Mocnost svrchnokřídových sedimentů dosahuje až 500 m. Díky brachysynklinálnímu uložení vystupují starší jednotky symetricky na obvodu pánve, nejmladší pak leží při její ose. Na povrchu jsou nejvíce rozšířeny horniny jizerského souvrství (střední až svrchní turon), bělohorského souvrství (spodní turon) a korycanských vrstev (cenoman). Nejmladším svrchnokřídovým sedimentům připisuje Vejlupek (1984), na základě paleontologických výzkumů, coniacké stáří. Jedná se o křemenné kvádrové pískovce Adršpašsko - teplických skal, Ostaše, Hejdy, Hejšoviny, Boru a několika dalších méně významných elevací, které se uchovaly jako denudační zbytky podél osy pánve. Tyto pískovce, jejichž neúplná mocnost dosahuje až 130 m, řadí Tásler a Kotlář (1987) k březenskému souvrství. Podrobnější popis jednotlivých litostratigrafických jednotek svrchní křídý je uveden v Tab. 3.

Úložné poměry svrchnokřídových souvrství jsou závislé na vzdálenosti od osy pánve. V důsledku brachysynklinálního uložení se souvrství uklánějí vždy směrem do středu pánve, přičemž maximálních hodnot (až 15°) dosahují úklony při jejích okrajích. Naopak podél osy pánve jsou souvrství ukloněna horizontálně či subhorizontálně s hodnotou úklonu nepřesahující 5°. Kromě brachysynklinálního prohnutí se ve struktuře svrchní křídý projevuje také zvrásnění příčné k ose pánve. Od SZ k JV na sebe navazují tyto dílčí struktury: adršpašská synklinála, dědovská antiklinála (sz. rameno antiklinály je redukováno skalským zlomem), žďárská synklinála, antiklinála Řeřišného, machovská synklinála a zlíčská antiklinála.

---

<sup>1</sup> Pouze pro větší přehlednost se v této kapitole budeme přidržovat geologické terminologie.

Litostratigrafická jednotka	Stupeň (podstupeň)	Litologie	Mocnost (m)
březenké souvrství	coniak	křemenné kvádrové pískovce	130
teplické souvrství	svrchní turon až coniak	jemnozrné pískovce, prachovité slínovce	5 - 15
jizerské souvrství	střední až svrchní turon	vápnité spongilitické prachovce, prachovité pískovce a slínovce, hlízy vápenců, kvádrové pískovce Broumovských stěn	120 - 160
bělohorské souvrství	cenoman až střední turon	slínovce, prachovité slínovce, vápnité prachovce, prachovité slínovce, prachovité glaukonitické pískovce, spongilitické prachovce s čočkami silicitů	30 - 50
korycanské vrstvy	cenoman	glaukonitické pískovce, na SZ hrubé pískovce s příměsí valounů, ve svrchní části jílovito - prachovité pískovce s fukoidy	30 - 85

Tab. 3 - Stratigrafická tabulka svrchní křídly polické pánve. Podle Tásler red. (1995) a Tásler, Kotlář (1987).

Z hlediska zlomové tektoniky je polická pánev rozdělena příčným skalským zlomem (směr ZJZ - VSV) na dvě odlišné části: severní, s převažujícími příčnými dislokacemi a jižní, která podle skalského zlomu poklesla asi o 65 m, s převažujícími směrnými dislokacemi (Tásler et al. 1979). K významným poruchovým zónám dále náleží polický zlom (směr SZ - JV), který zapříčinil pokles Hejdy a v. části Ostaše (tzv. Kočičích skal) o cca 60 m a bělský zlom (směr SSZ - JJV), podél něhož poklesla v. kra s Broumovskými stěnami také asi o 60 m (Demek, Kopecký 1994a). Zlomové poruchy polické pánve jsou zobrazeny v mapě na obr. 3.

Nejnovější zpřesnění představ o zlomové tektonice polické pánve přináší práce Krásného et al. (2002). Nejvýznamnější poznatky, založené převážně na analýzách vrtného průzkumu lze shrnout v následujících bodech:

- Polický zlom představuje poruchové pásmo alespoň dvou paralelních zlomů o šířce minimálně 60 m. Oproti starším představám (např. Vejlupek 1986) pokračuje polický zlom dále na SZ, kde po křížení se skalským zlomem probíhá údolím Metuje. Největší amplitudy skoku (90 – 100 m) dosahuje jz. od Police nad Metují. Směrem na SZ a JV se výška skoku snižuje a zlom postupně vyznívá. Výška skoku odhadnutá z vrtných profilů dosahuje na různých místech následujících hodnot: 80 – 90 m u Bukovic, 60 m mezi Ostašem a Hejdou a 40 – 50 m v okolí Teplice nad Metují.
- Při jižní straně skalského zlomu bylo identifikováno složité poruchové pásmo, cca 700 m široké, vytvářené systémem zlomů rovnoběžných jak se skalským, tak s polickým zlomem. Výšky skoku podél těchto zlomů dosahují hodnot až 50 m. Maximální výška skoku na dílčích dislokacích zlomového pásma dosahuje až 130 m.
- Na severozápadní zakončení bělského zlomu navazuje zlom směru ZSZ-VJV (tzv. zlom Klučku), který probíhá směrem k Ostaši, kde se kříží se zlomem polickým. Podle tohoto zlomu poklesla sv. kra o 40 – 50 m. Na příčném zlomu Klučku dochází zřejmě k posunu

bělského zlomu západním směrem. Od místa křížení pokračuje bělský zlom dále SZ při menší výšce skoku (15 – 20 m) až postupně vyznívá.

#### 4.1.3. Rtyňská brázda a Hronovská kotlina

Oba geomorfologické podokrsky ležící na západním okraji studovaného území se kryjí s tektonickou strukturou tzv. hronovsko-poříčského příkopu (v některých pracích je pro tuto jednotku používáno též názvu svatoňovicko-hronovská pánev, srov. např. Vejlupek, 1986). Hronovsko-poříčský příkop probíhá paralelně s HPZZ a je geneticky spjat s vývojem této zlomové zóny. Jeho vznik spadá do neotektonické etapy a fakticky představuje zakleslou tektonickou strukturu se zachovalými sedimenty svrchní křídly (Tásler et al., 1979). Ve své sz. části (Rtyňská brázda) dosahuje příkop šířky nejvýše 2.5 km. Mezi Rtyní v Podkrkonoší a Hronovem se zužuje na pouhých 500 m a poté se rozšiřuje v Hronovskou kotlinu (viz obr. 1). Na povrchu jsou nejvíce rozšířeny prachovce, slínovce či jemnozrnné pískovce jizerského a bělohorského souvrství analogické ke svrchní křídě polické pánve (viz. Tab. 3). Ve středu příkopu jsou sedimentární souvrství uložena ploše, při jeho okrajích však úklony dosahují hodnot 40 – 60° směrem k ose příkopu.

Podle Táslera et al. (1979) je hronovsko-poříčský příkop omezen vůči svému okolí flexurami, které jsou místy dislokovány zlomy. Průběh těchto zlomů je však pouze předpokládaný, neboť v monotónní litologii svrchní křídly je geologickými metodami jejich přítomnost těžko zjištělná (Dr. Vladimír Prouza, ČGS – osobní komunikace). V dostupných geologických mapách (Svoboda a Chaloupský, 1961; Vejlupek, ed. 1990; Cymerman, 2004) jsou zaznamenány zlomy omezující hronovsko-poříčský příkop pouze lokálně na jeho jz. okraji (srov. obr. 3). Další zpřesnění představ o tektonickém omezení hronovsko-poříčského příkopu bylo jedním z cílů této disertační práce.

#### 4.2. Kvartérní sedimenty

Pokryvné útvary kvartérního stáří jsou v popisované oblasti rozšířeny jen málo, neboť celé studované území náleží především k oblastem snosu. Vzhledem k velké výškové členitosti reliéfu převažují deluviální uloženiny nad eluviálními (Tásler, Kotlář 1987). Mocnější eluvia jsou nejvíce rozšířena na plošinách v centrální části Polické pánve, kde jsou nejvíce chráněna před odnosem. Eluvia mají nejčastěji charakter písčitých hlín až hlinité písků malých mocností (max. do 2 m) s kamenitou příměsí, jejíž množství kolísá v závislosti na litologii podložního skeletu (Tásler et al., 1979).

Svahové sedimenty petrograficky představují hlíny, písčité hlíny až hlinité písky, často s kamenitou příměsí. Specifická deluvia vytvářejí kvádrové pískovce v Polické vrchovině. Jsou to blokové suti s až desetimetrovými bloky pískovců zapadlých v písčité svahovině. Suti vznikly mrazovým zvětráváním především v pleistocénu a působením soliflukčních procesů byly

rozvečeny do značných vzdáleností od své zdrojové oblasti. Plošně největší jsou blokové sutě v Broumovských stěnách, Adršpašsko-teplických skalách, na svazích Ostaše, Závory a Boru. Méně rozsáhlé a mocné jsou balvanité svahoviny z tvořené karbonskými arkózami na svazích Jestřebích hor.

Terasové sedimenty řeky Metuje se ve studovaném území dochovaly pouze v omezeném rozsahu. Z celkem jedné neogenní a sedmi pleistocenních terasových úrovní vymezených Řezáčem (1955) se setkáváme se čtyřmi nejstaršími pleistocenními úrovněmi (I až IV) v Hronovské kotlině mezi obcemi Hronov a Žďárky. Plošně málo rozsáhlé výskyty terasové úrovně IV se také nacházejí v okolí Žabokrk mezi Policí nad Metují a Hronovem. Mocnost terasových sedimentů dosahuje ve studovaném území až 18 m a báze nejstarší terasy leží 48 m nad současnou údolní nivou Metuje (podrobněji viz Tab. 4). Údolí vodních toků vyplňují pouze štěrky až hrubé písky würmského stáří (terasa VIb - podle Řezáče 1955), s holocenními povodňovými hlinami v nadloží. Mocnost těchto údolních sedimentů kolísá od 2 m v úzkém údolí Metuje v Adršpašsko - teplických skalách až po 10 m na soutoku Metuje a Židovky (Vejlupek 1986). Deprese ve svazích a závěry říčních údolí vyplňují málo mocné (do 1 m) splachové hlíny jílovitého až písčitého charakteru.

Z eolických sedimentů jsou ve studovaném území přítomny sprašové hlíny, které se vyskytují např. na pravém údolním svahu Metuje mezi Dědovem a Dolní Teplicí nebo jižně od Ostaše - mezi údolími Metuje a Pěkovského potoka. Plošně rozsáhlé sprašové pokryvy se nacházejí v nadloží terasových sedimentů v Hronovské kotlině.

<b>Metujská terasa (Řezáč, 1955)</b>	<b>Maximální mocnost</b>	<b>Výška báze nad údolní nivou</b>	<b>Úpská terasa (Kráal, 1949)</b>	<b>Stáří</b>
I.	18 m	48 m	I.	praegünz
II.	14 m	32 m	II.	günz
III.	15 m	21 m	III.	mindel
IV.	11 m	16 m	IV.	riss
V.	-	-		
VIa	-	-	V.	würm I
VIb	11 m	0 m		würm II, III

Tab. 4. Přehled pleistocenních teras řeky Metuje ve studovaném území (podle Řezáče, 1955). Maximální mocnost a výška báze terasy nad údolní nivou platí pouze pro lokality v Hronovské kotlině a v Polické vrchovině u Žabokrk. Terasy stupně V a VIa a ani neogenní terasy se ve studovaném území nevyskytují.

## 5. Geomorfologie orografických jednotek

Reliéf studované oblasti je silně podmíněn geologickou stavbou. Povrchové tvary jsou nápadně ovlivněny úložnými poměry a litologickými vlastnostmi hornin. Jedná se zřejmě o nejklašičtější příklad strukturního reliéfu na území České vysočiny. Z hlediska typologického členění reliéfu (Czudek et al., 1972) spadá převážná část území do kategorie tektonicky a litologicky podmíněných sedimentárních stupňovin (Jestřebí hory, Polická Stupňovina) a pánví synklinální stavby (Polická pánev). V následujícím přehledu bude podána stručná geomorfologická charakteristika studovaného území na úrovni geomorfologických okrsků.

### 5.1. Polická stupňovina

Selektivní denudací nestejně odolných, brachysynklinálně uložených souvrství svrchní křídly vnitrosudetské pánve byly vytvořeny dvě pásma kuest lemující po celém obvodu okraj Polické vrchoviny a strukturní plošiny s tabulemi kvádrových pískovců v jejím středu. Vnější kuestové pásmo, jehož součástí jsou i Broumovské stěny na JV se kryje s geomorfologickým okrskem Polická stupňovina. Celé pásmo je v reliéfu velmi dobře sledovatelné a jeho souvislost je pouze na několika místech přerušena hluboce zaříznutými údolími vodních toků (Dřevíč, Jívka, Zdoňovský a Bohdašínský potok). Převážná část geomorfologické jednotky je tvořena prachovci a pískovci korycanských vrstev a slínovci až prachovci bělohorského souvrství. Horniny bělohorského souvrství tvoří mírnější svahy kuest ukloněné ke středu Polické pánve. Horniny korycanských vrstev se na stavbě kuestového pásma nejvýrazněji uplatňují v jeho sz. a j. části, kde jsou pískovce vyvinuty v kvádrové facii (Závora, 710 m a Hraniční hřbet, 676 m), s výskytem některých příznačných tvarů zvětrávání a odnosu.

Broumovské stěny, které představují morfologicky nápadné jv. rameno kuestového pásma jsou budovány převážně křemennými až arkózovitými kvádrovými pískovci jizerského souvrství, jejichž mocnost dosahuje až 90 m (Tásler et al. 1979). V kvádrových pískovcích jsou vyvinuty charakteristické tvary zvětrávání a odnosu - skalní hříby, voštiny, pseudoškrapy apod. Mírnější jz. svahy kuesty jsou rozbrázděny hlubokými kaňony, z nichž nejvýraznější je tzv. Kovářova rokle. V jv. části Broumovských stěn leží v nadmořské výšce 773 m nejvyšší bod Polické stupňoviny - Božanovský Špičák.

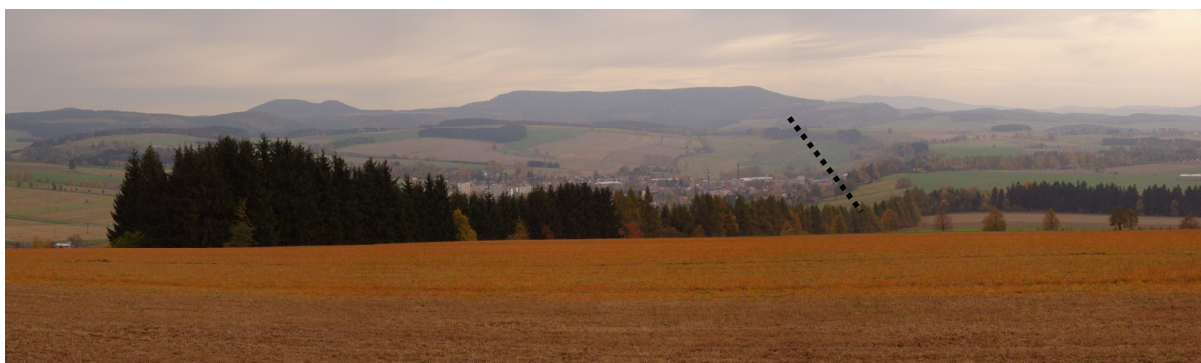
### 5.2. Polická pánev

Na povrchu Polické pánve jsou nejvíce zastoupeny horizontálně až subhorizontálně uložené sedimenty jizerského souvrství, na kterých jsou vyvinuty ve středu pánve strukturní plošiny a na jejích okrajích pásmo kuest, souběžné s vnějším kuestovým pásmem Polické vrchoviny.

Na základě zlomové stavby rozdělují Balatka a Sládek (1984) celou Polickou pánev, včetně výše popsaného kuestového pásma, na dva podokrsky: Teplickou pánev na SZ, kde



převládají příčné dislokace a Machovskou pánev na JV, s převládajícími dislokacemi směrnými. Hranice mezi oběma jednotkami probíhá v linii skalského zlomu.



Obr. 5. Plochý reliéf Polické pánve v okolí Police nad Metují. Ve střední a levé části snímku je dobře patrný vyšší sklon povrchu na V od polického zlomu (přerušovaná čára). V pozadí uprostřed Bor a vlevo Szczeliniec.

V reliéfu Machovské pánve převažují strukturální plošiny a strukturální svahy se sklonem 0 - 15° (viz obr. 5), které jsou rozčleněny hlubokými neckovitými údolími Metuje a jejích přítoků. Povrch v. části pánve (na V od polického zlomu) je více ukloněn (7 - 10° k Z nebo JZ) a má spíše erozně strukturální charakter, neboť méně respektuje úklon vrstev než povrch v její z. části (Demek, Kopecký 1994a). Nejvýraznější elevace Machovské pánve představují denudační zbytky kvádrových pískovců březenského souvrství - Ostaš (700 m), Na kostele (690 m), Hejda (634 m) a Kluček (614 m).

Značnou část Teplické pánve zabírá morfologicky výrazná plošina Adršpašsko - teplických skal, která nápadně vystupuje nad své okolí. Plošina je rozbrázděna sítí kaňonů a soutěsek, z nichž nejvýraznější je tzv. Vlčí rokle, která probíhá od ZSZ k VJV a tvoří hranici mezi Adršpašskými a Teplickými skalami. Údolí Metuje od Adršpašsko - teplických skal odděluje na S, SV a V tabulové plošiny Křížového vrchu (667 m), Lady (623 m) a Lysého vrchu (611 m), na J je poklesem podél skalského zlomu oddělena pískovcová kra Skály (694 m). V Adršpašsko - teplických skalách je přítomna široká škála tvarů zvětrávání a odnosu kvádrových pískovců. V typické podobě jsou vyvinuta skalní města (viz obr. 6), pozornost zasluhuje mimo jiné také největší skalní brána v CHKO Broumovsko - Čertův most, nebo suťová jeskyně Kořenka s popsaným výskytem tzv. kořenových stalagmitů (Jeník, Kopecký 1985). Nejvyšším bodem Adršpašsko - teplických skal a zároveň celé Polické pánve je 786 m vysoký vrchol Čáp.



Obr. 6. Pískovcové skalní věže Adršpašského skalního města – útvary Starosta a Starostová.

### 5.3. Radvanická vrchovina

Radvanická vrchovina představuje pás nižšího reliéfu, táhnoucí se ve směru SZ-JV mezi Jestřebími horami a vnějším kuestovým pásmem Polické vrchoviny. V geologické stavbě převládají permokarbonské arkózy a aleuropelity. Střídání méně odolných aleuropelitů a odolnějších arkóz zde podmiňuje výskyt hřbetů a sníženin generelního směru SZ-JV. Nejvýraznější elevací je stolový vrch Turov (602 m), který představuje tektonicky zakleslou kru křídových sedimentů. K výrazným erozním tvarům na území Radvanické vrchoviny patří hluboce zaříznutá údolí potoků Rokytník a Jívka. Za pozornost stojí zakleslé meandry na dolním toku Jívky, jižně od obce Jívka.

### 5.4. Jestřebí hory

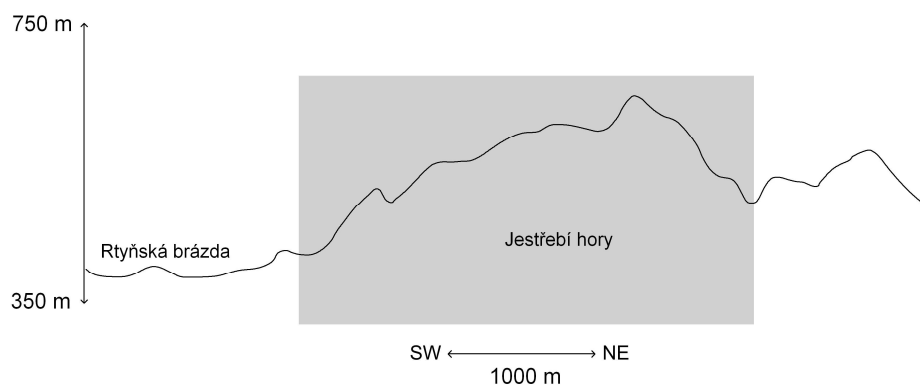
Z hlediska typologie reliéfu je možné ve studovaném území vyčlenit tři oblasti, které se kryjí s regionálními geomorfologickými jednotkami nižšího řádu, vymezenými Sládkem (1977). Jedná se o Žaltmanskou, Maternickou a Bukovinskou část Jestřebích hor, jejichž stručná charakteristika je podána níže.

#### 5.4.1. Žaltmanská část

V této části nabývá hřbet Jestřebích hor nejvyšších nadmořských výšek (Žaltman 739 m, Kolčarka 691 m), které jsou vázány na maximální mocnosti odolných arkóz a slepenců jíveckých vrstev. Hřbet má v těchto místech charakter kuesty. Ústupový svah pod čelem kuesty orientovaný k JZ je vyvinut v méně odolných aleuropelitech svatoňovického souvrství, strukturní svah kuesty, orientovaný k SV se uklání více méně souhlasně (sklon nejčastěji 10-20° k SV) se sklonem arkóz a slepenců jíveckých vrstev (25-30° k SV). Hřbetní linie Žaltmanské části Jestřebích hor probíhá paralelně s HPZZ a není téměř vůbec narušena zpětnou erozí vodních toků rozčleňujících nižší partie obou okrajových svahů. Ve vrcholových částech jsou hojně rozšířené skalní výchozy arkóz a slepenců jíveckých vrstev, které mají charakter mrazových srubů. Typickým příkladem jsou tzv. Kryštofovy kameny východně od Odolova. Na ústupový svah pod čelem kuesty navazuje v dolní části podstatně příkřejší svah (viz obr. 7) o sklonu překračujícím místy i 20°, který zřetelně odděluje Jestřebí hory od plochého reliéfu Rtyňské brázdy. I přesto, že dostupné geologické mapy přítomnost zlomu v těchto místech neuvádějí, má svah mnohé znaky typické pro zlomový svah jako je relativně přímý průběh úpatí, nápadný lom sklonu bez souvislosti s litologií či trojúhelníkové facety. Přítomnost zlomu byla prokázána až v rámci této disertační práce (Valenta et al., 2008).

Hlavní přesmyk HPZZ vychází na povrch v nižší části jz. okrajového svahu Jestřebích hor. Lokálně se projevuje výskytem stupňů ve svahu, morfologicky je však podstatně méně nápadný než předpokládané poklesy omezující hřbet Jestřebích hor při úpatí. Původ méně výrazného projevu přesmyku v morfologii lze spatřovat ve dvou příčinách:

- a) Podle Táslera (1979) se jednoduché poklesy v oblasti HPZZ uplatňují jako mladší prvek. To znamená, že mladší poklesy jsou morfologicky více patrné než starší přesmyk.
- b) Denudace méně odolných aleuropelitů svatoňovického souvrství ve svahu nad přesmykem, probíhá rychleji, což má za následek stírání tvarů podmíněných přítomností přesmyku.



Obr. 7. Příčný profil vedený Žaltmanskou částí Jestřebích hor (podle Stejskal et al., 2006).

#### 5.4.2. Maternická část

Tato část hřbetu Jestřebích hor se vyznačuje nižšími nadmořskými výškami (Maternice 546 m). Hřbetní linie je oproti Žaltmanské části podstatně více narušena zpětnou erozí vodních toků rozčleňujících okrajové svahy. Nejvýraznější je hluboce zaříznuté údolí Zbečníka, který se při úpatí Jestřebích hor stáčí do směru SZ-JV a v Hronově se vlévá do Metuje. V litologii horninových souvrství převládají aleuropelity nad arkózami a slepenci, což se projevuje převahou měkkých tvarů reliéfu, s výrazně menším výskytem skalních výchozů. Ve vrcholových partiích se výrazněji uplatňují plošiny s minimálním sklonem, které Demek (1992) klasifikuje jako paleogenní zarovnané povrchy. Hlavní přesmyk HPZZ probíhá v úbočí JZ svahu, bez výraznějších morfologických projevů. Zlomový svah oddělující Jestřebí hory od sousedních pánevních jednotek (Rtyňská brázda a Hronovská kotlina) je oproti Žaltmanské části nižší a méně výrazný.

#### 5.4.3. Bukovinská část

Sládek (1977) vyčleňuje podokrsek Bukovinská část jako jv. část hřbetu Jestřebích hor, táhnoucí se východně od hluboce zaříznutého, antecedentního údolí Metuje. Tento krátký úsek se vyznačuje poněkud vyšší nadmořskou výškou než Maternická část (Bukovina 600 m, Borek 552 m) a převážně plochým povrchem ve vrcholových partiích (paleogenní zarovnaný povrch). Na j. okraji je plochý hřbet Bukovinské části Jestřebích hor omezen zlomovým svahem založeným na poruše poklesového charakteru, která představuje pokračování HPZZ východně od údolí Metuje. Jižní okrajový svah Bukovinské části Jestřebích hor je rozčleněn přítoky Metuje, z nichž nejvýraznější je antecedentní údolí potoka Brlenky, který překonává hřbet Jestřebích hor mezi pánevními jednotkami Hronovské kotliny a Polické pánve.

#### 5.5. Rtyňská brázda a Hronovská kotlina

Rtyňská brázda a Hronovská kotlina jsou tektonické sníženiny ležící při úpatí Jestřebích hor, které se z převážné části kryjí s geologickou strukturou hronovsko-poříčského příkopu. Vyznačují se plochým reliéfem na svrchnokřídových sedimentech, údolí vodních toků jsou rozevřená a málo zaříznutá. Na území Hronovské kotliny se vyskytují plošně rozsáhlé pozůstatky terasových sedimentů Metuje s pokryvy spraší. Na okrajích jsou tyto poklesové pánevní jednotky omezené oproti vyššímu okolí výraznými svahy, vázanými na pokřídové flexury či poklesové zlomy. Morfologicky výrazné je především sv. omezení vázané na okrajový svah Jestřebích hor. Jedinou výraznější elevací na území těchto geomorfologických jednotek je svědecký vrch Čertův vršek (410 m) ležící ve střední části Rtyňské brázdy u Batňovic (viz obr. 8).



Obr. 8. Plochý reliéf Rtyňské Brázdy mezi Malými Svatoňovicemi a Rtní v Podkrkonoší. Uprostřed Čertův vršek, v pozadí hřeben Jestřebích hor.

## 6. *Současné geodynamické procesy*

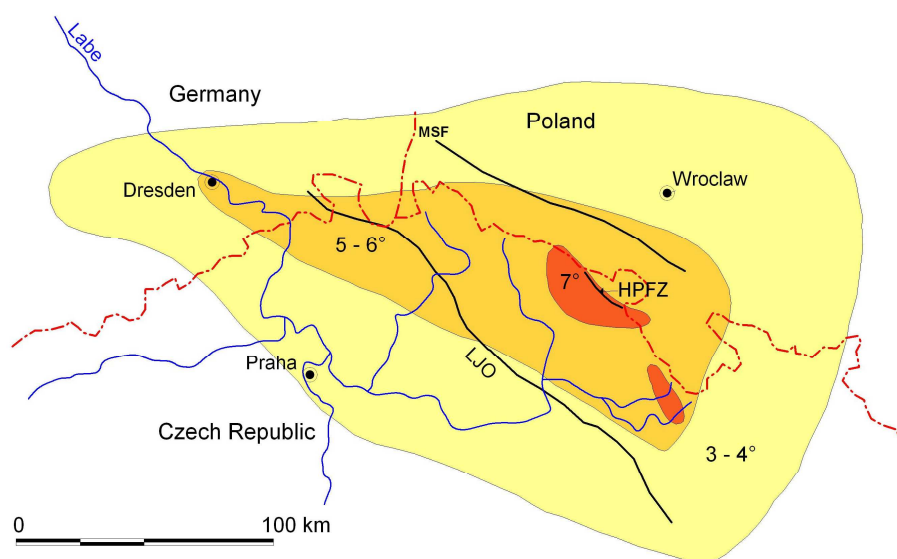
### 6.1. *Endogenní dynamika zemské kůry*

Zřejmě nejvýraznějším projevem současné endogenní dynamiky zemské kůry studované oblasti je opakovaná seismická aktivita. Spolu s oblastí Západních Čech (Kraslicka a Chebska) náleží zóna podél hronovsko-poříčského zlomu k seismicky nejaktivnější částem českého masívu s předpokládaným maximem makroseismické intenzity I = VII.

Možnými příčinami současné mobility v oblasti HPZZ se zabývá Schenk et al. (1989). Studie navrhuje lokální geodynamický model, podle něhož HPZZ vyrovnává kompresi způsobenou pohyby podél tzv. novopackého a vrchlabského lineamentu, které ohraničují HPZZ na severu a jihu. Tyto předpoklady podporují také interpretace opakovaných geodetických měření (Vyskočil 1985 a 1988, které indikují významné kompresní tendence napříč HPZZ. Kromě toho opakovaná nivelační měření na dvou pořadech křížících tektonickou poruchu odhalila anomální zdvihy, které předcházely lokálním zemětřesením ze 7. 5. 1984 (magnitudo  $M = 3.4$ ) a 20. 10. 1985 ( $M = 3.0$ ). Novější údaje o tektonických pohybech jsou k dispozici díky GPS měřením podél okrajového sudetského zlomu, probíhajícího paralelně s HPZZ podél SV okraje českého masívu. Předběžné výsledky v této oblasti indikují laterální pohyby po obou stranách okrajového sudetského zlomu (Kaploun, Cacan, 2009). Pohybové tendence podél vlastní HPZZ, které by měla odhalit GPS síť West Sudeten nejsou zatím dostatečně zřetelné (srov. Schenk et al., 2006, Schenk et al., 2010).

Výzkum současných pohybů zemské kůry provedený pro celé území ČR Vyskočilem (1984), prostřednictvím rozborů opakovaných geodetických měření umožnil stanovit pro oblast Broumovské vrchoviny poklesy v rozmezí 1 - 1,5 mm za rok. Obdobných hodnot bylo nezávisle dosaženo i v polských Górach Stołowych. Opakovaná přeměrování státní nivelační sítě zde odhalily poklesové tendence o velikosti 2 mm za rok (Wyrzykowski in Cacoń 1996). K těmto výsledkům je však třeba přistupovat s určitou dávkou obezřetnosti (srov. např. Stemberk 1995), neboť chyby geodetických měření spadají právě do rozmezí 1 - 2 mm.

Za účelem monitorování současných pohybů na místních tektonických dislokacích - polickém a bělském zlomu - byla vybudována geodynamická síť „Góry Stołowe“ (Cacoń et al. 1994). Síť GPS a gravimetrických bodů byla vytvořena v roce 1993 propojením lokálních sítí „Szczeliniec“ a „Ostaś“, již dříve vybudovaných tehdejší Zemědělskou univerzitou (Akademia Rolnicza) v polské Wroclawi. Interpretace dosažených výsledků (Cacoń et al. 2010) zatím ukazuje na minimální pohyby ve svislé složce (u jednotlivých bodů vesměs pod hranici přístrojové přesnosti). V případě horizontálních pohybů je jejich hodnota výrazně vyšší a velmi pravděpodobně souvisí s pohyby podél polického a bělského zlomu. Pro další interpretaci monitoringu vzhledem k lokální tektonice je potřeba dalších souvislých měření.



Obr. 9. Mapa rozložení intenzity zemětřesení z 10.1. 1901. Podle Woldřicha (1901). HPFZ – hronovsko-poříčský zlom, MSF – okrajový sudetský zlom, LJO – lužicko-jílovický přesmyk.

O současných tektonických pohybech v oblasti HPZZ tedy neexistují zatím přesnější údaje, nicméně jejich přítomnost jednoznačně potvrzuje probíhající seismická aktivita. První historicky doložené zemětřesení spadá již do roku 1011 (Procházková, 2002). Zřejmě nejsilnější historicky doložené zemětřesení bylo zaznamenáno 10.1. 1901. Maximální intenzita zemětřesení dosáhla stupně VII makroseismické škály a jeho účinky byly pocítěny na ploše okolo 50 000 km<sup>2</sup>.

Předpokládané magnitudo otřesu dosáhlo hodnoty  $M = 4.6$  (Woldřich, 1901). Makroseismická pole byla zřetelně protažena ve směru SZ-JV, tedy v souladu s průběhem hronovsko-poříčského zlomu (viz obr. 9). V podrobné studii Woldřicha (1901) jsou z mnoha míst popisovány škody na budovách a výrazné změny hloubky a zakalení podzemní vody ve studnách. Projevy zemětřesení v reliéfu až na ojedinělé výskyty trhlin v půdě však popsány nebyly.

Podobně silná nebo jen o málo slabší zemětřesení postihla studovanou oblast ještě v letech 1751, 1799 a 1883. Intenzita všech tří seismických jevů dosáhla hodnoty okolo  $I = VII$ . Celkově bylo od roku 1900 zaznamenáno 18 seismických jevů (resp. v některých případech krátkodobých sekvencí zemětřesení) s makroseismickými účinky (viz Tab. 5). Slabších seismických jevů, registrovaných pouze přístrojově však bylo pozorováno ve studované oblasti podstatně více. Díky lokálním stanicím Úpice (v provozu od roku 2002) a Ostaš (zprovozněna v říjnu 2005, viz Brož et al., 2006) existují poměrně detailní data o lokální makroseismické aktivitě. Nejnovější poznatky o seismické aktivitě v oblasti HPZZ lze shrnout v následujících bodech:

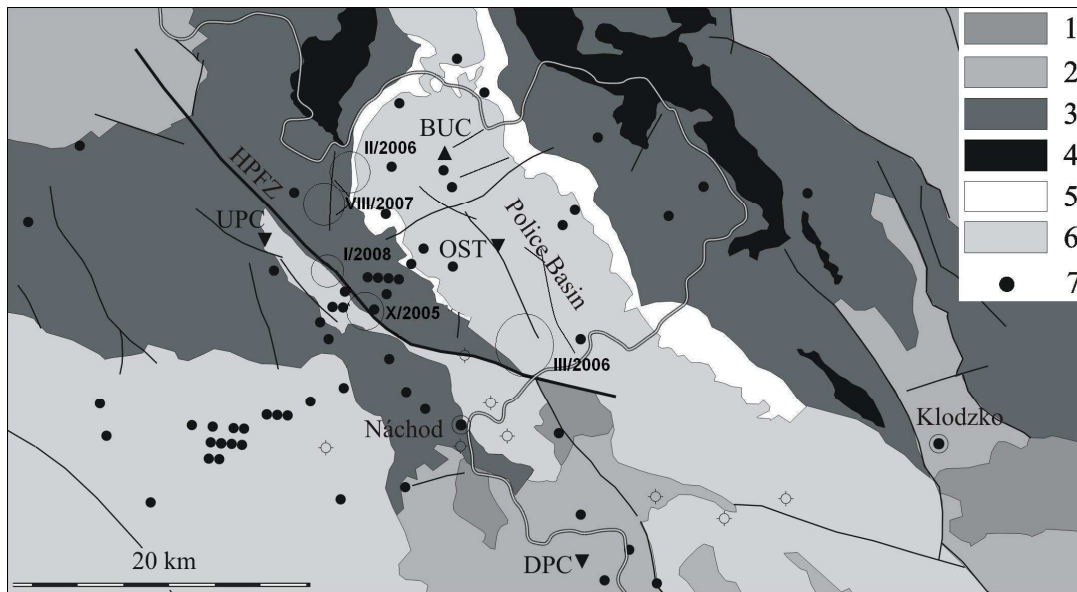
- Od roku 2005 bylo zaznamenáno více než 250 seismických jevů (převážná většina pouze přístrojově), které se v některých případech shlukují do tzv. zemětřesných rojů, které nevykazují přítomnost dominantního jevu následovaného podstatně slabšími dotřesy. Typickým příkladem je roj 189 mikrozemětřesení s maximálním magnitudem  $M = 1.6$ , který byl registrován ve dnech 22.1.–27.1. 2008 (Málek et al., 2008b).
- Rozložení ohnisek seismických jevů vykazuje určitý rozptyl a seismická aktivita není koncentrována pouze v linii HPZZ (viz obr. 10). To je zřejmě částečně ovlivněno nepřesnou lokací ohnisek v dřívějších letech, nicméně i vysoce přesné lokace získané s pomocí seismické stanice Ostaš tento fakt potvrzují (srov. Málek et al., 2008a).
- Historicky nejsilnější seismické jevy jsou koncentrovány ve střední části HPZZ poblíže Rтынě v Podkrkonoší. Korelace výskytu ohnisek lokalizovaných s vyšší přesností (tj. od října 2005 po spuštění seismické stanice Ostaš) se zlomovou tektonikou oblasti ukazuje na probíhající tektonickou aktivitu ve střední části HPZZ, podél jv. ukončení polického zlomu a v oblasti zlomového porušení permokarbonu mezi HPZZ a sz. okrajem křídý polické pánve (viz obr. 10).

<b>Datum</b>	<b>Souřadnice</b>	<b>Epicentrální intenzita I<sub>0</sub> (MSK-64)</b>
10. 1. 1901	50.50°N 16.10°E	7°
28. 8. 1903	50.60°N 15.70°E	3°
21 - 22. 12. 1905	50.30°N 16.10°E	3-4°
13. 5. 1908	50.60°N 15.70°E	4°
9. 9. 1910	50.30°N 16.30°E	3°
26. 3. 1928	50.40°N 16.10°E	3-4°
30. 1. 1949	50.50°N 16.10°E	4-5°
24. 4. 1957	50.50°N 16.00°E	5°
2. 12. 1961	50.60°N 16.30°E	4-5°
3. 11. 1963	50.60°N 15.90°E	5°
21. 11. 1979	50.50°N 16.00°E	5°
5 - 15. 5. 1984	50.52°N 16.09°E	5°
20. 3. 1985	50.60°N 16.15°E	4°
22. 4. 1992	50.40°N 16.30°E	4-5°
24. 8. 1992	50.50°N 16.00°E	3°
24. 6. 1999	50.50°N 16.00°E	4°
10. 8. 2005	50.52°N 16.08°E	2°
25. 10. 2005	50.50°N 16.10°E	5°

Tab. 5. Zemětřesení pocítená v oblasti hronovsko – poříčského zlomu od roku 1900 (podle Procházkové, 2002 a seznamu pocítených seismických jevů na území ČR od roku 1991, zpracovaného Geofyzikálním ústavem AV ČR a dostupného na <http://www.ig.cas.cz>).

Na zvýšenou endogenní dynamiku studované oblasti poukazuje kromě seismické aktivity také výskyt minerálních vod se zvýšeným obsahem CO<sub>2</sub>. Prameny těchto vod se nacházejí na našem území v Náchodě-Bělovsi, Hronově, Malé Čermné a Třticích u České Skalice a dále i na mnoha místech v Kladské kotlině na území Polska (viz také obr. 1). Předpokládá se, že transport hlubinného CO<sub>2</sub> obohacujícího minerální vody probíhá podél tektonických poruch jakou je např. HPZZ (Jetel, Rybářová, 1979).





Obr. 10. Seismická aktivita v širší oblasti hronovsko-poříčské zlomové zóny. Legenda geologické stavby (1 - 6) viz Obr. 2, 7 – epicentra zemětřesení zaznamenaných před rokem 2005 (podle Procházková, 2002 a <http://web.ig.cas.cz>). Seismické stanice: OST – Ostaš, UPC – Úpice, DPC – Dobruška Polom. BUC – hydrologická stanice Bučnice. Seismické jevy od roku 2005, přesněji lokalizované s pomocí seismické stanice Ostaš jsou vyznačeny pomocí kružnic udávajících nejistotu lokace (podle Málek et al., 2008a,b). Lokace jsou popsány ve formátu měsíc/rok.

## 6.2. Exogenní dynamika zemské kůry

Z exogenních geodynamických procesů zasluhují pozornost zejména erozní procesy a svahové pohyby. Ukládání povodňových a splachových sedimentů probíhá s různou intenzitou v průběhu celého holocénu. V současnosti je možné pozorovat mnohé aktivní strže, při jejichž vyústění dochází po silných deštích nebo tání sněhu ke vzniku náplavových kuželů, případně i k hromadění suti, nadále pokračuje i vývoj úpadů (Demek 1991 a 1992). Během extrémních přívalových srážek může dojít i k náhlým změnám v morfologii erozních rýh a údolí menších toků. Takový případ, ke kterému došlo během místní bouřky 19. 5. 1994 v roklích potoků Pušvíza I a Pušvíza II (pravé přítoky Metuje mezi Českou Metují a Dědovem), popisují Demek a Kopecký (1997).

Nejrůznější typy svahových pohybů jsou soustředěny především na čela kuest, svahy údolí vodních toků a okraje pískovcových plošin. Častým jevem kromě sesuvů jsou i blokové svahové pohyby a skalní řícení. Ke skalním řícením dochází, zejména v místech antropogenního narušení svahů např. v lomech (viz obr. 11), a komunikačních zářezech, nejčastěji při náhlých dešťových přívalech. Nedávná řícení většího rozsahu byla zaznamenána například na Strážné hoře v Broumovských stěnách nebo na Hejšovině ve Stolových horách (Demek, Kopecký 1994a). K posledně jmenovanému řícení došlo 11. 5. 1921 a bylo při něm poškozeno několik domů v obci

Machov. Blokové svahové pohyby jsou vázány na hrany kuest a okraje pískovcových plošin. K jejich nejběžnějším morfologickým projevům patří výskyt rozsedlinových jeskyní a blokových rozsedlin. Typickými lokalitami výskytu blokových svahových deformací jsou stolové vrchy Ostaš a Hejda, kde jsou blokové deformace vyvinuty v kvádrových pískovcích coniacu, nebo tzv. Vysoký kámen u Stárkova, kde došlo ke vzniku blokových rozsedlin na čele kuesty budované slínovci středního až svrchního turonu. Vysoce přesný 3-D monitoring blokových svahových pohybů v lokalitách Ostaš a Hejda probíhá již od roku 1989 (srov. např. Stemberk et al., 1994).



Obr. 11. Nedávné skalní zřícení v bývalém lomu na sv. okraji Adršpašsko-teplických skal.

## 7. Výsledky a diskuse

Studium současné geodynamické aktivity v modelovém území západní části Broumovské vrchoviny bylo založeno na několika různých geomorfologických, geotechnických, geofyzikálních a hydrologických metodách. Byla studována aktivita svahových pohybů, seismická aktivita, současné tektonické pohyby a vztahy mezi tvary reliéfu a puklinovou a zlomovou tektonikou. Pomocí geofyzikálních metod došlo také k upřesnění představ o tektonické stavbě území a k ověření tektonických dislokací dosud pouze předpokládaných na základě nepřímých geomorfologických údajů. Na základě předchozích zkušeností získaných autorem práce v seismicky aktivní oblasti západních Čech bylo založeno několik nových stanic pro vysoce přesná pozorování hladiny podzemních vod v hlubokých vrtech, s cílem detekce anomálií souvisejících se seismotektonickou aktivitou území. V závěrečné kapitole práce se shrnují nejdůležitější nové poznatky související se současnou geodynamickou aktivitou Broumovské vrchoviny a rovněž i výsledky prací provedené autorem v seismicky aktivní oblasti západních Čech, které byly stěžejní z hlediska metodologie, a interpretace hydrologických měření zaměřených na sledování současné tektonické aktivity.

Studované území se v rámci českého masívu vyznačuje projevy zvýšené tektonické aktivity, což je možné identifikovat jak přímými (např. seismickými měřeními) tak nepřímými příznaky (např. prostřednictvím geomorfologických metod). Přítomnosti neogenních až kvartérních pohybů podél lokálních tektonických dislokací nasvědčuje již na první pohled výskyt hluboce zaříznutých antecedentních údolí toků tekoucích napříč zlomovými strukturami. Jedná se například o údolí Metuje na křížení s HPZZ či levostranné přítoky Metuje – Ledhujku a Pěkovský potok na křížení polického a bělského zlomu. V povodí Úpy se pak jedná o levostranný přítok Metuje Rtyňku při přechodu tektonického ohraničení západního okraje tektonické sníženiny Rtyňské brázdy.

Kvartérní terasové sedimenty se ve studovaném území dochovaly jen v omezeném rozsahu v povodí Úpy, nicméně i přesto lze z jejich současného rozmístění usuzovat na mladé tektonické pohyby západně od HPZZ. Důkazem tektonických pohybů z přelomu neogénu a kvartéru jsou stupně v podélném profilu nejstarších (miocén-pliocén) terasových sedimentů Úpy, které na bázi teras dosahují velikosti až 30 m (na jejich přítomnost poukazuje již Král, 1949). Na existenci tektonických pohybů ve starším kvartéru soudíme na základě polohy Úpského údolí vzhledem ke Rtyňské brázdě. Z rozšíření starších kvartérních teras (stupně 1 a 2) je patrné, že tehdejší tok Úpy protékal v těsné blízkosti dnešního okraje Rtyňské brázdy ve větší nadmořské výšce, než v jaké leží současné dno sníženiny. Pokud vyloučíme možnost, že v období ukládání nejstarších kvartérních teras protékala Úpa mělkým údolím na okraji vyššího reliéfu, aniž by ke svému toku využila sníženinu sousední Rtyňské brázdy, pak lze předpokládat, že se v tomto období nacházely obě geomorfologické jednotky ve stejné výškové úrovni. Relativní poklesy na jz. okraji Rtyňské brázdy tedy klademe až do období staršího kvartéru.

Za účelem ověření možných projevů recentních tektonických pohybů podél vlastní HPZZ, probíhající v jz. úbočí hřbetu Jestřebích hor bylo použito několika vybraných morfometrických metod. Byla provedena analýza podélných a příčných profilů údolí vodních toků křížících poruchové pásmo a kromě ukazatelů založených na morfometrických parametrech údolní sítě byl použit ukazatel míry zakřivení úpatní linie, udávající poměr mezi délkou tektonicky podmíněné úpatní linie horského pásma a přímou délkou horského hřbetu. Analýza podélných profilů byla zaměřena pouze na sledování anomálního průběhu při přechodu tektonických dislokací. Analýza příčných profilů a míry rozčlenění úpatní linie byla založena na následujících dvou kvantitativních parametrech:

- Poměr hloubky a šířky erozního údolí R (Burbank, Anderson 2001). Nízké hodnoty parametru R indikují úzká hluboce zaříznutá údolí často vázaná na zóny aktivního zdvihu a naopak vysoké hodnoty jsou typické pro mělká široká údolí v oblastech tektonického klidu s převažujícími degradačními geomorfologickými procesy.
- Míra zakřivení úpatní linie Smf (Bull, Mc Fadden, 1977), indikující přítomnost erozně nerozčleněných úpatních liniích v zónách aktivního tektonického zdvihu, kde index Smf nabývá hodnot blízkých 1.0.

S použitím výše uvedených morfometrických metod se podařilo identifikovat pouze slabé a neurčité náznaky projevů tektonické aktivity, což je v souladu s představami o míře současné tektonické aktivity v oblasti českého masívu (Stejskal et al., 2006).

Na základě detailnější geomorfologické analýzy území nicméně vyvstávají otázky o způsobu tektonického ohraničení sníženiny Rtyňské brázdy mezi Jestřebími horami a Trutnovskou pahorkatinou. Její okrajové svahy, a především pak sv. svah při okraji relativně vyzdvížené kry Jestřebích hor mají některé znaky typické pro zlomové svahy, jako je relativně přímý průběh úpatí, nápadný lom sklonu bez souvislosti s litologií či trojúhelníkové facety. Podle Táslera et al. (1979) je hronovsko-poříčský příkop (s jehož sz. částí se prostorově kryje geomorfologická jednotka Rtyňská brázda) omezen vůči svému okolí flexurami, které jsou místy dislokovány zlomy. Průběh těchto zlomů je však pouze předpokládaný, neboť v monotónní litologii svrchní křídly je geologickými metodami jejich přítomnost těžko zjištělná (Dr. Vladimír Prouza, ČGS – osobní komunikace). V dostupných geologických mapách jsou zaznamenány zlomy omezující hronovsko-poříčský příkop pouze lokálně na jeho jz. okraji, mimo oblast Rtyňské brázdy. Za účelem zpřesnění představ o tektonickém omezení Rtyňské brázdy bylo provedeno geoelektrické profilování na obou okrajových svazích podél pěti profilů křížících předpokládané tektonické dislokace. Díky vyššímu stupni mechanického porušení a následnému urychlenému průběhu zvětrávacích procesů se zlomové zóny vyznačují zvýšenou přítomností vodivých jílovitých částic a jsou tudíž detekovatelné jako zóny zvýšené vodivosti. Na profilech vedených napříč okrajovými svahy Rtyňské brázdy byly zóny zvýšené vodivosti indikující průběh zlomů nalezeny pouze při sv. okraji na úpatí Jestřebích hor. Potvrdil se tak předpoklad o

zlomovém původu svahu oddělujícího Jestřebí hory od Rtyňské brázdy, formulovaný na základě geomorfologických charakteristik. Jihozápadní okrajový svah Rtyňské brázdy, který omezuje pánevní jednotku od vyššího reliéfu Trutnovské pahorkatiny, je však s největší pravděpodobností založen na flexuře, bez přítomnosti výraznějšího zlomového porušení.

Studované území představuje velmi dobrý příklad strukturního reliéfu, silně podmíněného zlomovou tektonikou, úložnými poměry a litologií svrchnokřídových a permokarbonských sedimentů. Makroformy reliéfu se vyznačují přítomností strukturních plošin (především v centrální části Polické vrchoviny), strukturních a zlomových svahů a kuest. Specifikem je pseudokrasový reliéf svrchnokřídových kvádrových pískovců Polické vrchoviny. Vzhledem k tomu, že při vývoji reliéfu v sedimentárních oblastech hraje značnou roli puklinová a zlomová tektonika, byla provedena analýza lineárně uspořádaných prvků reliéfu (tzv. morfolineamentů) na prostorovém uspořádání zlomů a saxonských tektonických puklin (Stejskal et al, 2011, submitted to Acta Universitatis Carolinae). K morfolineamentům se řadí např. přímočará úpatí svahů, údolní síť, hřbetní linie, lineárně uspořádané prameny podzemních vod, atd. (srov. např. Badura et al., 2003). Puklinová měření byla provedena v různých horninových souvrstvích svrchní křídly a permokarbonu a v různých tektonických blocích, tak aby bylo možné identifikovat případné variability paleo-napětového režimu ve studovaném území. Celkem bylo provedeno 1446 měření. Orientace morfolineamentů byla stanovena z topografických map v měřítku 1:10 000 v prostředí ArcGIS. Celkem bylo vymezeno 105 km morfolineamentů v permokarbonských sedimentech a 259 km ve svrchní křídě Polická vrchoviny. Analýza prostorového uspořádání morfolineamentů vzhledem k orientaci zlomů a tektonických puklin přinesla následující výsledky:

- Puklinová tektonika v oblasti Broumovské vrchoviny (tedy na východ od HPZZ) vykazuje dva dominantní směry – přibližně SV-JZ a SZ-JV. Tyto puklinové systémy jsou vždy mírně pootočeny směrem k severu vzhledem k orientaci lokálních tektonických poruch. Směry puklin zjištěné v pískovcích trutnovského souvrství v údolí Úpy (na západ od HPZZ) vykazují podstatně odlišné dominantní směry, přibližně S-J a V-Z. Příčinu odlišné orientace puklin v oblasti na V a na Z od HPZZ spatřujeme v odlišné orientaci napětových polí existujících po obou stranách zlomového systému v době vzniku puklin. Ve svrchní křídě Polické vrchoviny se naopak výraznější odlišnosti v orientaci puklin mezi lokalitami situovanými v různých tektonických blocích nevyskytují.
- Celkově je dobře patrné nenahodilé usměrnění morfolineamentů, charakteristické výskytem jednoho nebo dvou maxim v SV-JZ, resp. SZ-JV kvadrantu. V případě výskytu dvou maxim se jedno kryje s orientací zlomů a druhé s orientací tektonických puklin.
- Jak ve svrchní křídě Polické vrchoviny, tak v permokarbonských sedimentech Jestřebích hor a Radvanické vrchoviny převažují u morfolineamentů směry situované v SZ a JV kvadrantech. Za účelem vysvětlení převažující SZ-JV orientace morfolineamentů byl proveden mělký seismický průzkum (3-D tomografie) v testovací lokalitě ve střední části Polické vrchoviny, s

cílem detekce mechanických vlastností tektonických puklin. Podloží sledované lokality tvořily jemnozrnné pískovce jizerského souvrství. Interpretace seismického průzkumu ukazuje stejně jako přímá měření na přítomnost dvou kolmých subvertikálních puklinových systémů směru SZ–JV a SV–JZ. Pukliny SV–JZ směru jsou jakožto mechanické diskontinuity patrné pouze do úrovně cca 9 m pod povrchem, což znamená, že se směrem do hloubky podstatně rychleji svírají. Naopak pukliny směru SZ–JV jsou velmi dobře detekovatelné i v hloubce 15 m, která je považována za hodnověrný hloubkový dosah použité metody (Valenta et al. 2008). Příčinou vyšší frekvence morfolineamentů směru SZ–JV jsou evidentně rozdílné mechanické vlastnosti obou puklinových systémů. Po více rozevřených puklinách směru SZ–JV probíhají podstatně snáze zvětrávací a erozní procesy, což vedlo k většímu soustředění tvarů reliéfu do těchto směrů.

Vzhledem ke geologické stavbě charakteristické vertikálním střídáním sedimentárních souvrství odlišné litologie je studovaná oblast značně náchylná ke vzniku svahových pohybů různého typu. Nejruznější svahové deformace jsou soustředěny především na čela kuest, příkré svahy hluboce zaříznutých údolí vodních toků a okraje pískovcových plošin. Předmětem detailního monitoringu jsou od počátku devadesátých let svahové pohyby blokového typu při okrajích pískovcových plošin Ostaše a Hejdy (viz příložená publikace Stejskal, 2005), kde je výskyt blokových deformací vázaný na rozhraní pevných a propustných kvádrových pískovců březenského souvrství a relativně tvárných a nepropustných slínovců jizerského souvrství. Na relativně malém území je zde umístěno celkem 8 měřicích stanovišť, jejichž cílem není pouze detekce svahových pohybů, ale rovněž i detekce tektonických pohybů podél polického zlomu. Prostřednictvím monitoringu pohybů skalních bloků se podařilo na jednotlivých sledovaných lokalitách odhalit různé zřetelné projevy současné aktivity blokových svahových pohybů. Blokové deformace v pseudokrasových oblastech střední části Polické vrchoviny tedy nelze považovat za vyloženě fosilní jevy. Současné pohybové chování monitorovaných objektů se v některých případech odlišuje od morfologických záznamů procesů v reliéfu. Mechanismus deformačních svahových procesů, které formovaly pseudokrasový pískovcový reliéf, se tedy ukazuje jako proměnný v čase.

K nejběžnějším morfologickým projevům blokových svahových pohybů patří výskyt rozsedlinových jeskyní, blokových rozsedlin a druhotně rotovaných skalních útvarů. Vznik a vývoj blokových deformací je úzce spjat s geomorfologickými a tektonickými poměry. Stěžejní roli hraje úklon pískovcových souvrství k JZ až JJZ. V souladu s úklonem souvrství jsou nejvíce náchylné ke vzniku blokových deformací svahy se z., jz. až j. expozicí. Zatím se nepodařilo nalézt spolehlivou vazbu naměřených pohybů na lokální seismicitu. Otevřená zůstává rovněž otázka možného projevu současných pohybů v soustavě dislokací polického zlomu. Monitoring pohybů skalních bloků v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal nebyl dosud ukončen. S přibývajícím délkou pozorování je možné očekávat zpřesňování představ o mechanismech

probíhajících deformačních procesů, stejně jako o účincích faktorů působících na deformační chování sledovaných lokalit.

Zcela novým přínosem práce je realizace hydrologických měření v hlubokých vrtech, s cílem detekce současných tektonických pohybů a případných prekurzorů lokálních zemětřesení. Monitoring vychází z experimentů, které byly započaty v různých seismicky aktivních oblastech světa v průběhu sedmdesátých a osmdesátých let (viz např. Rikitake, 1975; Roeloffs, 1988; Thomas, 1988; Kissin a Grinevsky, 1990). Tyto experimenty byly založeny na principu sledování anomálního chování podzemních vod vzhledem k seismické a tektonické aktivitě. Pozornost byla zaměřena jak na sledování kvantitativních parametrů, jako je hladina podzemní vody ve vrtech či vydatnost pramenů, tak na sledování změn kvalitativních parametrů, jako je například změna chemického a izotopového složení, teploty, elektrické vodivosti či turbidity. Většina experimentů potvrdila sepětí mezi tektonickou aktivitou a chováním podzemních vod, nicméně výskyt anomálních jevů (a především pak prekurzorů zemětřesení) se ukazuje být omezen na specifické, citlivé lokality, které se často nacházejí v blízkosti zlomových zón (srov. např. Kumpel, 1992). Obecně platí, že výskyt anomálního chování podzemních vod není vázán pouze na silná zemětřesení. Byly popsány případy anomálních změn hladiny podzemní vody, které doprovázely zemětřesení s magnitudem  $M < 3.0$  (viz např. Kissin et al., 1996 nebo Leonardi et al., 1997). Zemětřesení o této síle nejsou na území českého masívu výjimečným jevem, což dává možnost použít tuto metodu i v našich podmínkách slabé tektonické aktivity.

Stěžejním předpokladem úspěšné detekce anomálií tektonického původu je identifikace jakýchkoliv vnějších, rušivých faktorů, které působí na kolísání režimních parametrů podzemních vod a jejich maximální možná eliminace. V případě kolísání hladiny podzemních vod, jejichž sledování bylo předmětem výzkumu obsaženého v této práci, je třeba zohlednit rušivé vlivy způsobené především změnami atmosférického tlaku, slapových sil, atmosférických srážek, sezónních hydrologických cyklů a samozřejmě i nežádoucích antropogenních jevů jako např. čerpání vody a zásahů do horninového prostředí v důsledku těžby surovin, či hloubení vrtů.

Na území českého masívu byl vůbec první případ anomálního chování podzemních vod v souvislosti se zemětřesením popsán Kissinem (1982), který zmiňuje případ minerálního pramene v lázních Teplice v Čechách, jehož průtok se zcela zastavil krátce po Lisabonském zemětřesení v roce 1755. Tři dny poté se průtok znovu obnovil s podstatně větší vydatností a s výrazně zakalenou vodou. V oblasti severovýchodních Čech, kterou se zabývá tato disertační práce, byl podobný případ popsán v souvislosti se zemětřesením z 10. 1. 1901, jehož epicentrum leželo v linii hronovsko – poříčského zlomu mezi Trutnovem a Náchodem a předpokládané magnitudo dosáhlo hodnoty  $M = 4.6$ . Woldřích (1901) v této souvislosti uvádí případy nápadných změn hladiny, zakalení či úplného vymizení vody ve studních až do vzdálenosti 60 km od epicentra. Pozorované změny se udržely po několik hodin a v některých případech i dní po otřesu.

Extrémem pak bylo půldenní zakalení vody ve 243 m hluboké artéské studni v centru 170 km vzdálených Drážďan.

V oblasti západočeských lázní byly výrazné účinky seismické aktivity na minerální prameny pozorovány především při zemětřeseném roji na přelomu let 1985 a 1986, kdy nejsilnější zemětřesení celé sekvence více než osmi tisíc jevů dosáhlo magnituda  $M = 4.6$ . Díky pravidelným režimním sledováním minerálních pramenů ve Františkových Lázních, byla poprvé na našem území k dispozici objektivním způsobem změřená data umožňující detailnější analýzu účinků seismické aktivity na režim podzemních vod. Anomální chování pramenů bylo poprvé popsáno v práci Novotný et al. (1987) a detailněji analyzováno vzhledem k nejnovějším poznatkům o geologii a tektonice oblasti v publikaci Stejskal et al. (2008). V posledně jmenované publikaci, která je rovněž přílohou této dizertační práce, byla sesbírána a vyhodnocena režimní data (vydatnost a teplota vody) z celkem patnácti minerálních pramenů situovaných na relativně malé ploše Františkových Lázní ve vzdálenosti přibližně 15 km od epicentrální zóny. Vzhledem k časovému výskytu hlavního jevu zemětřeseného roje měly pozorované anomálie charakter prekurzorů i post-seismických změn. V případě vydatnosti pramenů došlo k celkovému nárůstu vydatnosti hydrogeologické struktury, nicméně jednotlivé prameny reagovaly různým způsobem a v některých případech byl zaznamenán pokles vydatnosti před začátkem zemětřeseného roje s následným návratem na původní hodnotu, případně i nárůstem časově korelovaným nejsilnějším jevem z 21.12. 1985 ( $M = 4.6$ ). Celková vydatnost hydrogeologické struktury se vrátila na původní úroveň až počátkem roku 1988. Anomální změny teploty vody měly prekurzorů charakter a na některých pramenech byli patrné již několik měsíců před začátkem zemětřeseného roje. Nejvyšší nárůst teploty ( $+3^{\circ}\text{C}$ ) byl zaznamenán u pramene Glauber IV, který je svým založením nejhlubší. Anomální změny v režimu minerálních pramenů klademe do souvislosti s deformačními procesy v zemské kůře, ke kterým v oblasti docházelo v přípravné fázi zemětřeseného roje i v průběhu roje samotného, tyto deformace měli zřejmě na svědomí zvýšené toky teplé mineralizované vody z krystalinického podloží, které měly za následek nárůst teploty pramenů. Stejně tak lze předpokládat zvýšenou migraci hlubinného  $\text{CO}_2$  směrem k povrchu, která mohla způsobit jak anomální změny ve vydatnosti pramenů tak spuštění samotného zemětřeseného roje.

Na území českého masívu bylo první systematické sledování hladiny podzemní vody zaměřené na detekci anomálií seismotektonického původu zahájeno v seismicky aktivní oblasti západních Čech, konkrétně pak v epicentrální oblasti Nový Kostel, kde se za uplynulých cca 30 let koncentruje maximum seismické aktivity. Sledování byla zahájena ve druhé polovině roku 2000 ÚSMH AV ČR (viz Brož, Bělař, 2002). Dva pozorovací vrty NK 1 a NK 2 hluboké 23 m byly pro účely monitoringu vyhloubeny v těsné blízkosti sz. pokračování mariánskolázeňského zlomu, třetí vrt (HM 1) byl založen cca 30 km na JV od lokality Nový Kostel, na jižním okraji krystalinika Slavkovského lesa, poblíže obce Krásno. Hlavním účelem tohoto vrtu bylo sledování



možných antropogenních účinků na režim podzemních vod v důsledku těžby kamene v blízkém lomu. Všechny pozorovací vrty byly vybaveny automatickými senzory DataCon DCP PLI-03 s rozlišovací schopností 1 mm a se vzorkovací periodou nastavenou na 3 minuty a později (po roce 2004) na 6 minut. Od roku 2004 byl monitoring provozován a vyhodnocován autorem této práce v rámci jeho působení v ÚSMH a jeho hlavní výsledky jsou shrnuty v publikaci Stejskal et al. (2005). Interpretací dat získaných v rozmezí let 2000 – 2004 byly jako hlavní faktory ovlivňující režim sledovaných vrtů identifikovány atmosférické srážky, tlak vzduchu a zemské slapy. Výraznější anomálie související se seismickou aktivitou byly zaznamenány ve vrtu NK 2 v průběhu zemětřeseného roje trvajících od srpna do prosince 2000. Celý roj sestával přibližně ze 7000 seismických jevů v rozmezí magnitud  $M = 0 - 3.3$  (Fischer, 2003). Významnější kolísání hladiny podzemní vody byly pozorovány ve dvou fázích - v rozmezí 15. – 17. 10. a 6. – 8. 11. 2000. Anomálie měly charakter opakovaných oscilací trvajících několik minut a dosahujících amplitudy několika mm. Tyto anomálie byly časově vázány na dvě sekvence zesílené seismické aktivity a byly pozorovány již před prvními jevy obou sekvencí a rovněž i v průběhu sekvencí samotných. Jednalo se tedy částečně i o prekursorů seismické aktivity. Dva zbývající pozorované vrty NK 1 a HM 1 podobně anomální chování nevykazovaly. Na rozdíl od vrtu NK 2 tyto dva vrty nenarážejí napjaté zvodně, a tudíž zde kolísání hladiny podzemní vody vykazuje podstatně menší citlivost k deformacím zemské kůry, což bylo rovněž potvrzeno slapovou analýzou hladinoměrných měření. Potvrdil se tedy obecný předpoklad, že velikost slapového kolísání je možné považovat za dobrý indikátor citlivosti vrtu k tektonickým deformacím zemské kůry (viz např. Igarashi, Wakita, 1990).

- Zkušenosti získané při monitoringu podzemních vod v seismoaktivní oblasti západních Čech byly využity při zakládání obdobné monitorovací sítě v severovýchodních Čechách, v širším okolí hronovsko - poříčské zlomové zóny (viz Stejskal et al., 2007). Při výběru nových pozorovacích stanovišť bylo tedy vzato v úvahu následující:
- Pozorovací vrt by měl mít v ideálním případě napjatou hladinu, s dostatečně vysokou citlivostí na objemové deformace zemské kůry, kterou je možné kvantifikovat například pomocí velikosti odezvy na slapové síly či změny atmosférického tlaku.
- Pozorovací vrt by se měl nacházet v blízkosti zlomové zóny a měl by být dostatečně hluboký, tak aby nebyl ovlivňován mělkou cirkulací podzemních vod silně závislou na chodu atmosférických srážek.
- Minerální vody bývají často spjaty s hluboko zasahujícími zlomovými systémy, nebo mohou být napojeny na cirkulaci hlubinných fluid, což je předurčuje jako místa zvýšené citlivosti k deformacím seismotektonického původu.
- Možnost antropogenní činnosti v místě pozorování je třeba omezit na minimum. Měření mohou být značně komplikovaná čerpáním vody.

V průběhu roku 2005 bylo zahájeno měření na třech již existujících vrtech pod správou ČHMÚ. Jednalo se o 281 m hluboký vrt V 34 procházející skrze zlomovou plochu skalského zlomu poblíž Teplice nad Metují, 100 m hluboký vrt HR 6, ležící 2.5 km na jih od HPZZ při jižním okraji Hronova a 35 m hluboký vrt HJ 2 sledující zvodeň minerální vody poblíž obce Třtice, 8 km na JZ od HPZZ. Kromě těchto tří vrtů byly do pozorovací sítě zahrnuty také vrty VS 3 (305 m) a V 28 (300 m), které jsou součástí experimentální hydrologické stanice Bučnice, provozované Výzkumným ústavem vodohospodářským (VÚV) a automatická měření zde probíhají již od roku 1998. Na nově zřízených měřicích stanovištích je používán výše popsany typ měřicích přístrojů DataCon DCP PLI-03, ve vrtech VÚV jsou instalovány automatické stanice NOEL s nižším rozlišením (1 cm). Vrt VS 3, který se ukázal být mimořádně perspektivní lokalitou, byl později vybaven také přístrojem DataCon s 1 mm rozlišením. Vzorkovací perioda byla ve všech vrtech nastavena na hodnotu 10 minut. Kromě automatického monitoringu hladiny podzemních vod bylo rovněž prováděno pravidelné měření koncentrace CO<sub>2</sub> v minerálním prameni Třtice, který je přirozeným vývěrem minerální vody zachycené vrtem HJ 2. Měření byla prováděna manuálně místním pozorovatelem s denní frekvencí pomocí Haertlova přístroje. Souběžně byla měřena i teplota vody, aby bylo možné naměřené hodnoty normalizovat vzhledem k teplotě.

Analýza výsledků monitoringu podzemních vod v pěti experimentálních vrtech situovaných v širším okolí HPZZ přinesla následující výsledky (Stejskal et al., 2007 a 2009):

- Kolísání hladiny podzemní vody ve všech pěti pozorovaných objektech vykazují odezvu na slapové deformace a zatížení zemského povrchu v důsledku změn tlaku vzduchu. Jak slapové tak barometrické účinky se projevují s dosti odlišnou intenzitou v jednotlivých vrtech, což je důsledkem odlišného stupně napjatosti hladiny podzemní vody a rovněž odlišnými mechanickými vlastnostmi zvodněných souvrství, jakou jsou porosita, či stlačitelnost. Za účelem snažší a objektivnější identifikace anomálních kolísání byla naměřená data podrobena korekci na účinky atmosférického a tlaku a periodická kolísání vyvolaná slapovými silami.
- Ve spojení se dvěma relativně silnými zemětřesením z 10. 8. 2005 ( $M = 2.4$ ) a 25.10. 2005 ( $M = 3.3$ ) byly pozorovány výrazné jednorázové skoky hladiny podzemní vody ve vrtu VS 3. Obě anomálie měly charakter rychlého nárůstu hladiny. První z nich dosáhla velikosti +6 cm a byla zaznamenána s časovým předstihem 11 – 15 hodin před vlastním zemětřesením, jehož epicentrum leželo 11.3 km na JZ od vrtu VS 3. Druhá anomálie dosáhla velikosti +15 cm a byla pozorována s předstihem 32 – 29 hodin před zemětřesením z 25. 10. 2005, jehož epicentrum leželo 16.8 km na JZ od vrtu.
- Další tři anomálie podobného charakteru náhlých skoků byly zaznamenány ve vrtu VS 3 v průběhu února a března 2006. Nicméně tyto anomálie o velikosti 4 – 8 cm nevykazují jasnou vazbu na seismickou aktivitu. V čase jejich výskytu bylo zaznamenáno pouze několik slabých lokálních seismických jevů s magnitudy  $M < 0.3$  v oblasti JV ukončení HPZZ. Stejně jako v

případě anomálií zaznamenaných v průběhu srpna a října, nebyly pozorovány žádné neobvyklé změny v průběhu hladin ostatních pozorovaných vrtů, včetně nedalekého vrtu V 28.

- Vznik anomálních změn hladiny podzemní vody ve vrtu VS 3, které měly v srpnu a říjnu 2005 jasný charakter prekurzorů zemětřesení, vysvětlujeme napojením vrtu VS 3 na mimořádně citlivou zónu proudění podzemní vody, kterou reprezentuje hustý systém vysoce propustných puklin zvodněného souvrství cenomanských rohovců. Preseismický nárůst hladiny podzemní vody lze vysvětlit jako výsledek komprese těchto puklinových zón, které jsou díky regionální spojitosti schopné přenášet účinky větších deformací, ke kterým dochází blíže k aktivnímu zlomovému systému HPZZ. V této souvislosti předpokládáme, že primárním zdrojem deformace, která zavdala vzniku prekurzorních anomálií zaznamenaných ve vrtu VS 3 před zemětřesením ze srpna a října 2005, byli preseismické pohyby creepového charakteru v soustavě dislokací HPZZ. Další tři anomálie pozorované ve vrtu VS 3 v průběhu února a března 2006 vznikly zřejmě nezávisle na slabé seismické aktivitě zaznamenané v tomto období. Spíše než o preseismické nebo postseismické jevy se jednalo o výsledek aseismických pohybů podél HPZZ.
- Přestože vrt V 28 vykazuje ve srovnání s vrtem VS 3 výrazně vyšší citlivost na objemové deformace vyvolávané slapovými silami a tlakem vzduchu a tudíž by bylo oprávněné očekávat i větší citlivost k deformacím tektonického původu, žádná anomální kolísání zde nebyla zaznamenaná. Klíčovou roli zde tedy hraje napojení vrtu VS 3 na zvodněný rohovcového souvrství, v jehož rozsahu je vrt V 28 uzavřen. To předurčuje vrt VS 3 jako mimořádně citlivou a unikátní lokalitu vzhledem ke studiu hydrologických anomálií tektonického původu.
- Měření koncentrací CO<sub>2</sub> se zdají být závislá pouze na změnách teploty vody a nevykazují, žádné jasně prokazatelné změny vázané na seismickou aktivitu. Na tomto místě je však potřeba zmínit, že měření CO<sub>2</sub> nedosahují zdaleka takové přesnosti a ani frekvence vzorkování jako je tomu u měření hladiny podzemních vod, které je z hlediska instrumentálního vybavení podstatně jednodušší a může být zabezpečeno sériově vyráběnými přístroji.

Předložená práce, jejímž cílem bylo studium exogenních a endogenních geodynamických procesů v jz. části Broumovské vrchoviny, představuje příspěvek k hlubšímu poznání jak z hlediska této unikátní okrajové oblasti českého masívu, tak vzhledem k možnostem aplikace některých nových metod v geomorfologickém a geodynamickém výzkumu zón relativně zvýšené tektonické aktivity v rámci tektonicky stabilní střední Evropy. Z pohledu geomorfologie území patří k nejdůležitějším poznatkům především zpřesnění představ o tektonické stavbě hronovsko-poříčského zlomového pásma a o kvartérních tektonických pohybech v jeho širším okolí. Z hlediska výzkumu endogenní geodynamické aktivity je nejvýznamnějším přínosem realizace

monitorovací sítě podzemních vod s cílem detekce projevů lokální seismické a tektonické aktivity. Jedná se o první systematickou a ucelenou studii, která byla v rámci této problematiky provedena na území českého masívu. Realizace a interpretace monitoringu v oblasti Broumovské vrchoviny byla založena na předchozích autorových výzkumech v seismicky aktivní oblasti západních Čech a přinesla důležité závěry, které opravňují použitelnost metody pro studium projevů tektonické aktivity, včetně případných prekurzorů zemětřesení, v oblasti s relativně nízkou tektonickou aktivitou. Výzkum studované oblasti pokračuje i nadále v rámci grantového projektu řešeného Ústavem struktury a mechaniky hornin AVČR.

## 8. Seznam citované literatury

- Badura, J. - Zuchiewicz, W. - Gorecki, A. - Sroka, W. - Przybylski, B. - Zyszkowska, M. (2003): Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana, Ser. A, No.24* (131), 21–49.
- Balatka, B. – Sládek, J. (1984): Typizace reliéfu kvádrových pískovců české křídové pánve. *Rozpravy ČSAV, řada MPV, 94 , 6, Academia, Praha* 79 s.
- Biely, A. - Buday, T. - Dudek, A. - Fusán, O. - Kodym, O. - Kopecký, L. - Kuthan, M. - Malkovský, M. - Matějka, A. - Sattran, V. - Svoboda, J. (1968): *Tektonická mapa Československa. ÚÚG, Praha.*
- Brož, M. - Bělař, F. (2002): Water Table Fluctuations in the West Bohemian Earthquake Region. *Acta Montana, ser. A, No. 20* (124), 133 – 139.
- Bull, W. B. – Mc Fadden, L. D. (1977): Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In Doehring, D. O., ed., *Geomorphology in Arid Regions*, 115 – 138.
- Burbank, D. – Anderson, R. (2001): *Tectonic Geomorphology. Blackwell Science*, 274 s.
- Brož, M. – Stejskal, V. – Štrunc, J. (2006): Lokální seismická mikrosíť Ostaš. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, VI , 2, 23 – 32.*
- Cacon, S. - Kaczalek, M. - Kontny, B. - Kopecký, J. - Košťák, B. - Mąkowski, K. (1994): Monitorowanie deformacji górnej warstwy litosfery na obiektach przyrody nieożywionej w Górach Stołowych. *Zeszyty naukowe akademii rolniczej we Wrocławiu, Nr. 251, 99 - 111.*
- Cacon, S. – Kaplon, J. – Kontny, B. – Weigel, J. – Švábenský, O. – Kopecký, J. (2010): Recent local geodynamics in the central part of the Stolowe Mts. *Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 7, No. 3* (159), 335 – 342.
- Cymerman, Z. (2004): *Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000, Polish Geological Institute, Warszawa.*
- Czudek, T., ed. (1972): *Geomorfologické členění ČSR. Studia Geographica, 23, 1 – 140.*
- Demek, J., ed. (1987): *Hory a nížiny: zeměpisný lexikon ČSR, Academia, Praha, 584 s.*
- Demek, J. (1990): *Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1 : 5 000 Broumov 4 - 2, MS správy CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 24 s.*
- - (1991): *Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1 : 5 000 Broumov 4 - 3, MS správy CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 20 s.*
- Demek, J. (1992a): *Vysvětlivky k přehledné geomorfologické mapě 1:50 000 list 04-33 Náchod, MS správy CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 26 s.*
- - (1992b): *Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1 : 5 000 Broumov 3 - 3, MS správy CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 16 s.*
- Demek, J. - Kopecký, J. (1992): *Geomorfology of Hejda Mesa in the Police Basin. Acta Universitatis Palackinae Olomouensis, Facultas Rerum Naturalium, Geografica - Geologica XXXI, vol. 109, 17 - 28.*
- - (1994a): *Geomorphological processes and landforms in the southern part of the Polická vrchovina Highland (Czech Republic). GeoJournal, 32, 3, 231 - 240.*
- - (1994b): *Geomorfology of Ostaš Mesa in the Polická pánev Basin (Czechia). Acta Universitatis Palackinae Olomouensis, Facultas Rerum Naturalium, Geografica - Geologica XXXIII, vol. 118, 19 - 34.*

- Dvořák, J. (1968): Stratigrafie, litologie a podloží svrchní křídý ve vnitrosudetské pánvi. Věstník ÚÚG, 43, 6, 423 – 430.
- Engelmann, R. (1938): Der Elbedurchbruch: Geomorphologische Untersuchungen in oberen Elbegebiete. Abhandlungen der Geographischen Gessellschaft, 13, 1–139.
- Fischer, T. (2003): The August-December 2000 Earthquake Swarm in NW Bohemia: The First Results Based on Automatic Processing of Seismograms. Journal of Geodynamics, Vol. 35, No. 1-2, 59-81.
- Igarashi, G. - Wakita, H. (1990): Groundwater radon anomalies associated with earthquakes. Tectonophysics 180 (2-4), 237 – 254.
- Jeník, J - Kopecký, J. (1985): Kořenové stalagmity v pískovcových jeskyních. Sborník 2. symposia o pseudokrasu, Knihovna ČSS 10, 26 - 34.
- Jetel, J. - Rybářová, L. (1979): Minerální vody Východočeského kraje, ÚÚG, Praha, 228 s.
- Kaplon, J. – Cacon, S. (2009): Research on the marginal sudetic fault activity with use of GPS and precise levelling techniques. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 6, No. 3 (155), 323 – 329.
- Kissin, I. G. (1982): Zemletrjasenija i podzemnye vody. Nauka, Moskva, 221 s.
- Kissin, I. G. - Grinevsky, I. G. (1990): Main features of the hydrogeodynamic earthquake precursors. Tectonophysics 178 (2 - 4), 277 – 286.
- Kissin, I. G. - Belikov, V. M. - Ishankuliev, G. A. (1996): Short-term groundwater level variations in a seismic region as an indicator of the geodynamic regime. Tectonophysics 265 (3 – 4), 313 – 326.
- Kontny, B. (2004): Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996 – 2002. Acta Geodynamica et Geomaterialia 1 (3), 35 – 39.
- Kopecký, J. (1999): Pseudokrasové jeskyně v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal (Polická vrchovina - CHKO Broumovsko) - příklady jejich geomorfologické a speleologické situace a dokumentace. MS ÚSMH AV ČR, Praha, 12 s.
- Košťák, B. (2000): Pohyby skalních bloků na stolové hoře Ostaš, Etapa 1999. MS ÚSMH AV ČR, Praha, 8 s.
- Král, V. (1949): Terasy řeky Úpy. Sborník ČSZ 54, 3, 179 – 183.
- Krásný, J. - Buchtele, J. - Čech, S. - Hrkal, Z. - Jakeš, P. - Kobr, M. - Mls, J. - Šantrůček, J. - Šilar, J. - Valečka, J. (2002): Hydrogeologie polické křídové pánve: optimalizace využívání a ochrany podzemních vod. Sborník geologický věd, řada HIG, 22, 5 – 100.
- Kümpel, H. J. (1992): About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. Tectonophysics 211 (1 - 4), 317 – 336.
- Leonardi, V. - Arthaud, A. - Tovmassian, A. - Karakhanian, A., S. (1997): Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): Attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies. Tectonophysics 273 (3 – 4), 293 – 316.
- Lyubushin A. A. (1994): Multidimensional analysis of time series for a geophysical monitoring systems. Izvestiya, Physics of the Solid Earth 29, 297 - 301.
- Málek, J. – Brož, M. – Stejskal, V. – Štrunc, J. (2008a): Local seismicity at the Hronov-Poříčí fault (Eastern Bohemia). Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 5, No. 2 (150), 171-175.

- Málek, J. – Stejskal, V. – Zedník, J. (2008b): Seismický roj na hronovsko-poříčském zlomu v lednu 2008. In: Marková, E. (ed.) Člověk ve svém pozemském a kosmickém prostředí. Příspěvky přednesené na konferenci v Úpici ve dnech 20. – 22.5. 2008, 84-91.
- Novotný O. - Čadek O. - Zahradník J. (1987): Changes of the mineral springs in Františkovy Lázně spa in connection with the earthquake swarm 1985-86. In: Procházková D. (Ed.), Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia, 68-75.
- Petrascheck, W. (1904): Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 56, 210 – 222.
- Petrascheck, W. (1908): Die Oberflächen- und Verwitterungsformen in Kreidegebiet von Aderspach und Wekelsdorf. Jahrbuch der K. und K. Geologischen Reichsanstalt, 58, 609 – 620.
- Petrascheck, W. (1934): Der Böhmisches Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, 26, 1 – 134.
- Procházková, D. (2002): Seismické inženýrství na prahu třetího tisíciletí. Vlastní náklad, 168 str.
- Rikitake, T. (1975): Earthquake precursors. Bulletin of the Seismological Society of America 65, 5, 1133 – 1162.
- Roeloffs, E. (1988): Hydrological precursors of earthquakes: a review. Pure and Applied Geophysics 126 (3-4), 177 – 209.
- Řezáč, B. (1955): Terasy řeky Metuje a tabulová plošina adršpašsko - teplická. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 65, 7, Nakladatelství ČSAV, Praha, 75 s.
- Scheck, M. - Bayer, U. - Volker, O. - Lamarche, J. - Banka, D. - Pharaoh, T. (2002): The Elbe Fault System in the North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. Tectonophysics 360 (1 – 4), 281 – 299.
- Schenk, V. - Schenková, Z. - Pospíšil, L. (1989): Fault system dynamics and seismic activity - examples from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. Geophysical Transactions 35 (1-2), 101 - 116.
- Schenk, V. - Schenková, Z. - Grácová, M. - Kottnauer, P. (2006): Preliminary site movements in the GPS West Sudeten Network. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 3, No. 3 (143), 45 – 51.
- Schenk, V. – Schenková, Z. – Cajthamlová, M. – Fučík, Z. (2010): GEONAS – geodynamic network of permanent GNSS stations within the Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 7, No. 1 (157), 99 – 111.
- Sládek, J. (1977): Zeměpisné vymezení a regionální členění. In: Roček, Z. (ed): Příroda Orlických hor a Podorlicka, Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 13 - 87.
- Stejskal, V. (2003): Fyzickogeografické aspekty dlouhodobého monitoringu pohybů skalních bloků na území CHKO Broumovsko. Diplomová práce KFGG PřF UK Praha, 114 s.
- Stejskal, V. (2005): Geomorfologické aspekty monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály. Sborník ČGS, 110, 2, 10 – 18.
- Stejskal, V. (2005): Geomorfologické aspekty monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály. Sborník ČGS, 110, 2, 10 – 18.
- Stejskal, V. – Skalský, L. – Brož, M. (2005): Analysis of factors forming the groundwater regime in the West Bohemian seismoactive region. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 2, No. 4(140), 23 – 37.

- Stejskal, V. – Štěpančíková, P. – Vilímek, V. (2006): Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí fault zone. *Geomorphologica Slovaca*, 6, 14 - 22.
- Stejskal, V. – Skalský, L. – Kašpárek, L. (2007): Results of two-years' seismo-hydrological monitoring in the area of the Hronov-Poříčí fault zone, Western Sudetes. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 4, No. 4 (148), 59 – 76.
- Stejskal, V. – Málek, J. – Novotný, O., (2008): Variations in discharge and temperature on mineral springs at the Františkovy Lázně spa, Czech Republic, during a nearby earthquake swarm in 1985/1986. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 52, No. 4, 589 - 606.
- Stejskal, V. - Kašpárek, L. - Kopylova, G. N. - Lyubushin, A. A. - Skalský, L., (2009): Precursory groundwater level changes in the period of activation of the weak intraplate seismic activity on the NE margin of the Bohemian Massif (Central Europe) in 2005. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 53, No. 2, 215 – 238.
- Stejskal, V. – Valenta, J. – Vilímek, V. (2011): Using field measurements and geophysical survey in research of relations between landforms and joint tectonics in Broumovská vrchovina (Czech Republic). *AUC Geographica*, submitted on March 21, 2011.
- Stemberk, J. - Košťák, B. - Kopecký, J. (1994): Deformations in sandstones due to table hill desintegration. *Zeszyty naukowe akademii rolniczej we Wrocławiu*, 255, 187 - 193.
- Svoboda, J. – Chaloupský, J. (1961): Geologická mapa ČSSR 1:200 000, list M-33-XVII Náchod, ÚÚG, Praha.
- Tásler, R. ed. (1979): Geologie české části vnitrosudetské pánve, Academia, Praha, 292 s.
- Tásler, R., ed. (1987): Základní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000 - List 04 - 314 Teplice nad Metují, ÚÚG, Praha.
- (1995): Geologická mapa ČR 1:50 000, List 04-31 Meziměstí, ÚÚG, Praha.
- Tásler, R. - Kotlář, J. (1987): Geologie Chráněné krajinné oblasti Broumovsko, oborový dokument střediska CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 64 s.
- Tásler, R. - Vejlupek, M. (1988): Základní geologická mapa ČSSR 1: 25 000 - List 04 - 332 Police nad Metují, MS ČGS, Praha.
- Thomas, D. (1988): Geochemical precursors to seismic activity. *Pure and applied Geophysics* 126 (2 - 4), 241 - 266.
- Toll, N. J. - Rasmussen, T. C. (2007): Removal of barometric pressure effects and Earth tides from observed water levels. *Ground Water* 45, 1, 101 – 105.
- Valenta, J. (2008): New approaches in high-resolution shallow seismic prospection. *Acta Research Reports*, 17, 63–74.
- Vejlupek, M. (1984): Stáří nejmladších svrchnokřídových pískovců polické pánve. *Věstník ÚÚG*, 59, 6, 343 - 350.
- (1986): Strukturní stavba polické a svatoňovicko - hronovské pánve. *Věstník ÚÚG*, 61, 3, 139 – 148.
- Vejlupek, M., ed. (1990): Geologická mapa ČR 1:50 000, List 04-33 Náchod, ÚÚG, Praha.
- Vítek, J. (1979): Pseudokrasové tvary v kvádrových pískovcích severovýchodních Čech. *Rozpravy ČSAV*, řada MPV, 89, 4, Academia, Praha, 57 s.



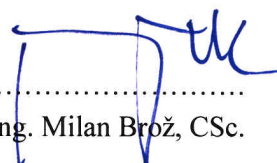
- - (1981): Skalní hříby v pískovcích Broumovské vrchoviny. Sborník ČGS, 86, 1, 8 – 18.
- - (1982): Příspěvek ke geomorfologii chráněných přírodních výtvorů Ostaš a Kočičí skály. Práce a studie, příroda 13,14, 1982, 5 -14.
- - (1986): Geomorfologie navrhované Chráněné krajinné oblasti Broumovsko, oborový dokument střediska CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 69 s.
- - (1987): Zajímavé povrchové tvary ve slínovcích na Vysokém kameni u Stárkova. Sborník ČSGS, 90, 3, 146 - 148.
- - (1997): Ke geomorfologii údolí Metuje u Kozínku. Uhlí – rudy – geologický průzkum, 4, 5, 181 - 183.
- Valenta, J. – Stejskal, V. – Štěpančíková, P. (2008): Tectonic pattern of the Hronov-Poříčí Furrow as seen from pole-dipole geoelectrical measurements. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 5, No. 2 (150), 185 - 195.
- Voženílek, V. (1992): Geomorfologická mapová studie Základní mapy ČSFR 1:50 000 04-31 Meziměstí. MS správy CHKO Broumovsko v Polici n. Met., 16 s.
- Wenzel, H. G. (1993): ETERNA 3.0, Program manual, status August 1st, 1993. Geodaetisches Institut, Karlsruhe.
- Woldřich, J., N. (1901): Zeměřesení v severovýchodních Čechách ze dne 10. ledna 1901. rozpravy České akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, třída II, sv. X, 25, 1-33.

## **9. Publikace 1 – 8 s prohlášením spoluautorů upřesňujícím autorský podíl**

## Příloha 1 Prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích

Stejskal, V. – Skalský, L. – Brož, M. (2005): Analysis of factors forming the groundwater regime in the West Bohemian seismoactive region. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 2, No. 4(140), s. 23 – 37.


Autorský podíl (Stejskal, V.): 70%



.....  
Ing. Milan Brož, CSc.

Stejskal, V. – Štěpančíková, P. – Vilímek, V. (2006): Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí fault zone. Geomorphologica Slovaca, 6, 14 - 22.

Autorský podíl (Stejskal, V.): 80%



.....  
Doc., RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Stejskal, V. – Málek, J. – Novotný, O., (2008): Variations in discharge and temperature on mineral springs at the Františkovy Lázně spa, Czech Republic, during a nearby earthquake swarm in 1985/1986. Studia Geophysica et Geodaetica, Vol 52, No. 4, 589 - 606.

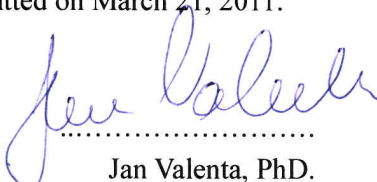
Autorský podíl (Stejskal, V.): 60%



.....  
RNDr. Jiří Málek, PhD.

Stejskal, V. – Valenta, J. – Vilímek, V. (2011): Using field measurements and geophysical survey in research of relations between landforms and joint tectonics in Broumovská vrchovina (Czech Republic). Acta Universitatis Carolinae Geographica, submitted on March 21, 2011.

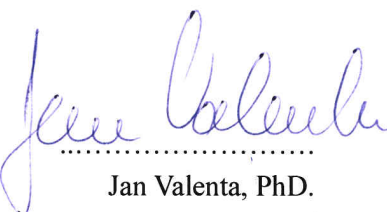
Autorský podíl (Stejskal, V.): 80%



.....  
Jan Valenta, PhD.

Valenta, J. – Stejskal, V. – Štěpančíková, P. (2008): Tectonic pattern of the Hronov-Poříčí Furrow as seen from pole-dipole geoelectrical measurements. Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 5, No. 2 (150), 185 - 195.

Autorský podíl (Stejskal, V.): 50%



.....  
Jan Valenta, PhD.

## Příloha 1, pokračování

### Prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích

Stejskal, V. - Kašpárek, L. - Kopylova, G. N. - Lyubushin, A. A. - Skalský, L., (2009): Precursory groundwater level changes in the period of activation of the weak intraplate seismic activity on the NE margin of the Bohemian Massif (Central Europe) in 2005. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 53, No. 2, 215 – 238.

Autorský podíl (Stejskal, V.): 70%

Stejskal, V. – Skalský, L. – Kašpárek, L. (2007): Results of two-years' seismo-hydrological monitoring in the area of the Hronov-Poříčí fault zone, Western Sudetes. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 4, No. 4 (148), s. 59 – 76.

Autorský podíl (Stejskal, V.): 70%

Potvrzuji autorský podíl V. Stejskala na dvou výše uvedených publikacích



Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc., školitel

UNIVERZITA KARLOVA v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
katedra fyzické geografie a geoekologie  
Albertov 6, 128 43 Praha 2  
IČO: 00216208, DIČ: CZ00216208  
UK 54

## **Publikace 1**

Stejskal, V. – Štěpančíková, P. – Vilímek, V. (2006): Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí fault zone. *Geomorphologica Slovaca*, 6, 14 - 22.

# SELECTED GEOMORPHOLOGICAL METHODS ASSESSING NEOTECTONIC EVOLUTION OF THE SEISMOACTIVE HRONOV-POŘÍČÍ FAULT ZONE

VLADIMÍR STEJSKAL\*, PETRA ŠTĚPANČÍKOVÁ\*, VÍT VILÍMEK\*\*

Vladimír Stejskal, Petra Štěpančíková, Vít Vilímek: Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of seismoactive Hronov-Poříčí fault zone. *Geomorphologia Slovaca*, 6, 2006, 1, 6 figs., 1 tab., 21 refs.

Hronov-Poříčí Fault Zone comprises 30 km long and up to 500 m wide framework of tectonic dislocations of Sudetic direction (NW-SE) bordering the Broumov Highland situated in the NE part of the Bohemian Massif. Within the Bohemian Massif, the Hronov-Poříčí Fault Zone constitutes an area of significant seismic activity as evidence of present-day tectonic movements. The landforms are strongly influenced by the fault tectonics and heterogeneous lithology of Cretaceous and Permo-Carboniferous sedimentary rocks prevailing in the area. The study of drainage network evolution and perturbations in fluvial terrace levels revealed the evidence of tectonic movements dating back to Pliocene/Pleistocene to Early Pleistocene. The other, predominantly morphometric methods, did not provide significantly clear results supporting the recent tectonic activity of the Hronov-Poříčí Fault Zone.

**Key words:** Hronov-Poříčí Fault Zone, seismic activity, neotectonic evolution, drainage network analysis, river terraces.

## 1. INTRODUCTION

Repeated occurrence of seismic events in an area is considered to be a proof of historical or present-day tectonic activity (STEMBERK 1995). Such areas are suitable for study of recent tectonic movements and morphologic expressions of young tectonic deformations. However, recent tectonic movements, limited by VITA-FINZI (1986) to last 10 000 years, are rarely so distinct to be regarded as an unequivocally proved. This fact should be taken into account especially in stable intraplate areas such as Bohemian Massif (VILÍMEK 1999). Therefore, the proposed paper deals with identification of relief expression of young tectonic movements (Late Neogene to Quaternary) within the broader area of the seismoactive Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ), situated in the NE part of the Bohemian Massif (cf. Fig. 1). The study area (approx. 130 km<sup>2</sup>) comprises three lower-order

geomorphological units; the Jestřebí Mts., Rtyně Furrow and the Hronov Basin.

Within the Bohemian Massif, the HPFZ represents an area of significant seismic activity. During last 300 years (1705-2005), 30 earthquakes of macroseismic effects have been recorded. The strongest historical earthquakes reached the magnitude about 4.5. According to VITA-FINZI (1986), seismic events of such a magnitude can evoke movements in order of centimetres.

## 2. METHODS

In order to identify morphological record of young tectonic movements within the area of the HPFZ the following methodological processes were used:

– **Analysis of drainage network evolution and perturbances in river terraces arrangements.**

\* Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic, e-mail: stejskal@irms.cas.cz, stepancikova@irms.cas.cz.

\*\* Charles University, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Praha 2, e-mail: vilimek@natur.cuni.cz

As one of the effects of neotectonic movements is local or regional base level change, the study of drainage network evolution adjusted to that change is an essential tool in order to determine the neotectonic history. Particularly since fluvial terraces may be preserved for centuries to many millennia, they are often the best tools for measuring the long-term deformation (KELLER and PINTER 2002). This is confirmed by many works having been carried out within the Bohemian Massif (cf. e.g. BADURA and PRZYBYLSKI 2000, KRZYSZKOWSKI et al. 2000). Drainage network evolution within the adjacent area to the HPFZ was studied based on interpretation of geological and topographical maps, and DEM. The essential results of KRÁL (1949) supported our research.

– **Analysis of longitudinal stream profiles.** Analysis of longitudinal profiles belongs to powerful methods of Quaternary tectonic study (cf. e.g. VILÍMEK 2004, PÁNEK 2004). Longitudinal profiles of the stream crossing the HPFZ were derived from 1:10 000 topographic maps with contour-lines spacing 2 m. Analysis focused on identifying knickpoints, which could have been spatially linked to tectonic dislocations. However, besides the tectonic activity, we had to take into account also variable lithology, since the studied area involves sedimentary layers of different resistance.

– **Analysis of valley cross-sections.** The *valley floor width – valley height ratio index* (BULL and McFADDEN 1977, BURBANK and ANDERSON 2001) was used in order to assess tectonic activity influence on valley morphometry. This parameter was derived from 1:10 000 topographic maps with contour-lines spacing 2 m as:

$$R = wdf / [[(Eddr - Evb) + (Eddl - Evb)] / 2]$$

where *wdf* is the width of the valley floor, *Eddr* and *Eddl* are elevations of the right and left valley divides, respectively, and *Evb* is the elevation of the

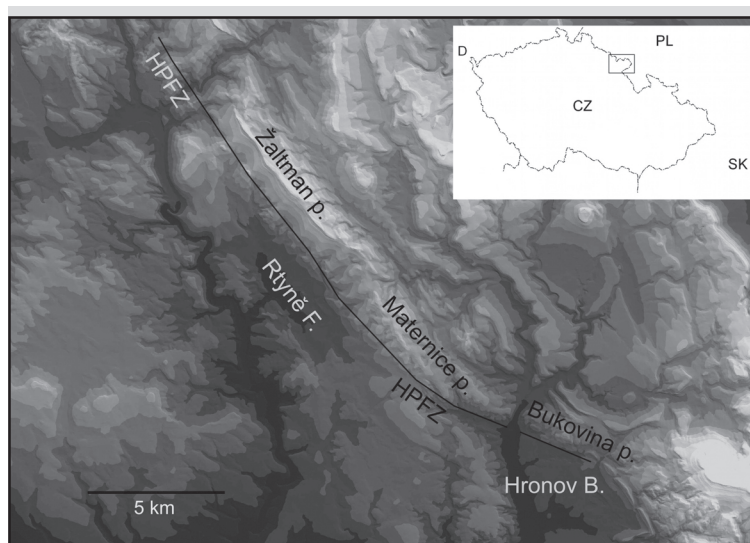
valley floor. The *R* index differentiates between broad-floored valleys, with relatively high values of *R* and V-shaped valleys with relatively low *R* values. Low values of *R* reflect deep valleys of actively incising streams, commonly associated with uplift, whereas high values of *R* indicate the prevalence of degradation geomorphological processes, like lowering of water divide crests and valley floor widening. The *R* index was used within the Bohemian Massif especially in the Sudeten Mts. (e.g. by KRZYSZKOWSKI et al. 1995, BADURA et al. 2003).

– **Mountain front sinuosity.** Based on the *mountain front sinuosity index* *Smf* (BULL and McFADDEN 1977), the dissection of marginal fault slope of the Jestřebí Mts. was assessed. The *Smf* index is calculated as a ratio of *Lmf* to *Ls*, where *Lmf* is the length of the mountain front measured along the foot of the mountain at the pronounced break of slope, and *Ls* is the straight-line length of the mountain front:

$$Smf = Lmf/Ls$$

Mountain fronts associated with active uplift are relatively straight, with low values of *Smf*, usually very close to 1.0. For slightly active and inactive regions the *Smf* values tend to be close to 2 or higher. The *Smf* index was derived from topographic maps in scale 1:25 000, with contour-lines spacing 5 m.

Except for study of tectonic perturbations in fluvial terraces, all the above mentioned analyses are considered as methods of study of indirect tectonic movements manifestations. As a direct manifestation of tectonic movements, occurrence of landforms provably displaced can be considered only (e.g. alluvial fans, fluvial terraces, moraines – VILÍMEK 2004).



**Fig. 1** Location of the study area

HPFZ – Hronov – Poříčí Fault Zone, Žaltman p. – Žaltman part of the Jestřebí Mts., Maternice p. – Maternice part of the Jestřebí Mts., Bukovina p. – Bukovina part of the Jestřebí Mts., Rtyň F. – Rtyň Furrow, Hronov B. – Hronov Basin

### 3. GEOLOGICAL AND MORPHOLOGICAL SETTINGS

The HPFZ is situated in the NE part of the Bohemian Massif on the boundary of two important Late Paleozoic sedimentary structures: Intra-sudetic and Krkonoše-piedmont Basins. Long-term and complex development of the HPFZ began in Late Paleozoic. The 30 km long and up to 500 m wide fault zone of Sudetic orientation (NW-SE) developed from an asymmetric fold, of which the SW steeply tilted limb had been secondarily affected by faulting. The contemporary NE dipping reverse fault originated from the central tectonically most affected part of the fold. The main reverse fault is accompanied by parallel or oblique high angle dislocations called overall the Hronov-Poříčí Fault Zone (TÁSLER 1979). The reactivation of the HPFZ is recorded after the Upper Cretaceous sedimentation during Late Saxonian tectogenesis. Not only the previous faults were reactivated but also short orthogonal normal faults originated locally. Parallel to the HPFZ, the Hronov-Poříčí Graben limited by flexures was created along the SW margin of the Jestřebí Mts.

The HPFZ comprises contact zone of three geomorphological units; the Jestřebí Mts., Rтынě Furrow and Hronov Basin (SLÁDEK 1977, Fig. 1). The Jestřebí Mts. involve the NE elevated block of the HPFZ and are elongated in the direction of the fault zone. The subsided block, the Hronov-Poříčí Graben comprises two other geomorphological units; Rтынě Furrow and the Hronov Basin. The relief of these units developed within Permo-Carboniferous (sandstones, conglomerates, siltstones, claystones and arcoses) and Upper Cretaceous sediments (sandstones, siltstones, marlstones). The Upper Cretaceous sediments were preserved in the subsided block – the Rтынě Furrow and the Hronov Basin, whereas the Permo-Carboniferous is exposed within the Jestřebí Mts., where the Cretaceous was completely denudated.

### 4. GEOMORPHOLOGY OF LOWER-ORDER REGIONAL UNITS

Based on the typology of landforms of the studied territory we can delimitate four areas, which are consistent with lower-order regional geomorphological units determined by SLÁDEK (1977).

#### 4.1. NW PART OF THE JESTŘEBÍ MTS. – THE ŽALTMAN PART

This part of the Jestřebí Mts. is characterized by highest altitudes (Žaltman 739 m, Kolčarka 691 m), which correspond to the maximum thickness of resistant arcoses and conglomerates of the Jívka series (Upper Carboniferous-Stephanian). The ridge has in this part character of a cuesta. The retreatal (denudation) SW facing slope under the steep cuesta scarp is developed in less resistant aleuropelites of the Svatoňovice series (Upper Carboniferous – Westphalian, Stephanian), the structural backslope of the cuesta, facing to the NE is inclined more or less conform (10-20° to the NE) to the dip of arcoses and conglomerates of the Jívka series (25-30° to the NE). The ridge-crest of the Žaltman part is running parallel to the HPFZ and it is not dissected by backward erosion of streams flowing in the lower parts of both marginal slopes of the Jestřebí Mts. In the summit areas, there are well developed numerous outcrops of arcoses and conglomerates, which have a character of frost-riven cliffs. The retreatal slope under the steep cuesta scarp is in its lower part followed by the considerably steeper slope (cf. Fig. 2) with the dip exceeding 25° in some places. This slope distinctly separates the Jestřebí Mts. from the smooth relief of the Rтынě Furrow. It is fixed on the flexure, originated during Tertiary. Dips of the strata reach up to 80°, in some places the flexure is accompanied with normal faults (TÁSLER 1979). The slope has

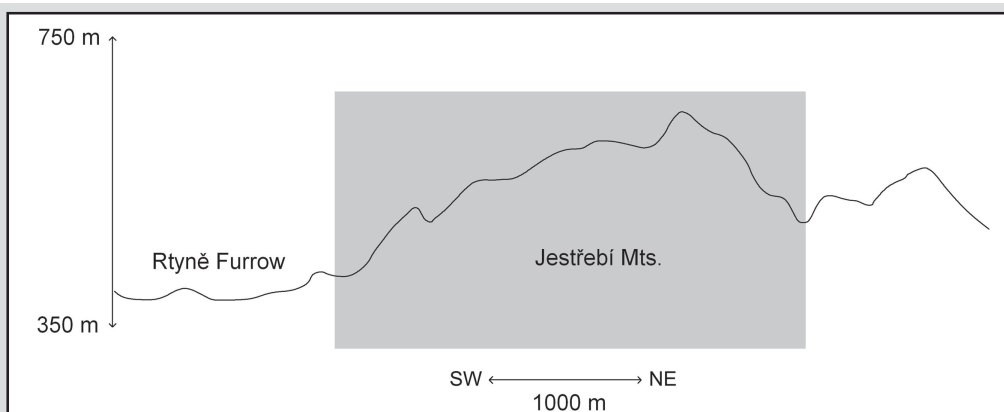


Fig. 2 Cross-section of the Žaltman part of the Jestřebí Mts.



some signs typical for fault scarps, like relatively straight mountain front, presence of triangular facets or the distinct change of the slope, with no relation to the change of the basement lithology. DEMEK (1992) consider it to be a combined fault scarp. The surface trace of the main reverse fault of the HPFZ is running in the NW-SE direction in the lower part of the SW hillside of the Jestřebí Mts. Locally it is manifested by occurrence of steps in the slope, but in general it is morphologically much less distinct than the supposed normal faults bounding the Jestřebí Mts. along its foothill. We can give two reasons for the less distinct morphological manifestation of the reverse fault:

a) According to TÁSLER (1979) normal faults in the area of the HPFZ represent younger tectonic elements. I.e. younger normal faults are morphologically more distinct than the older reverse fault.

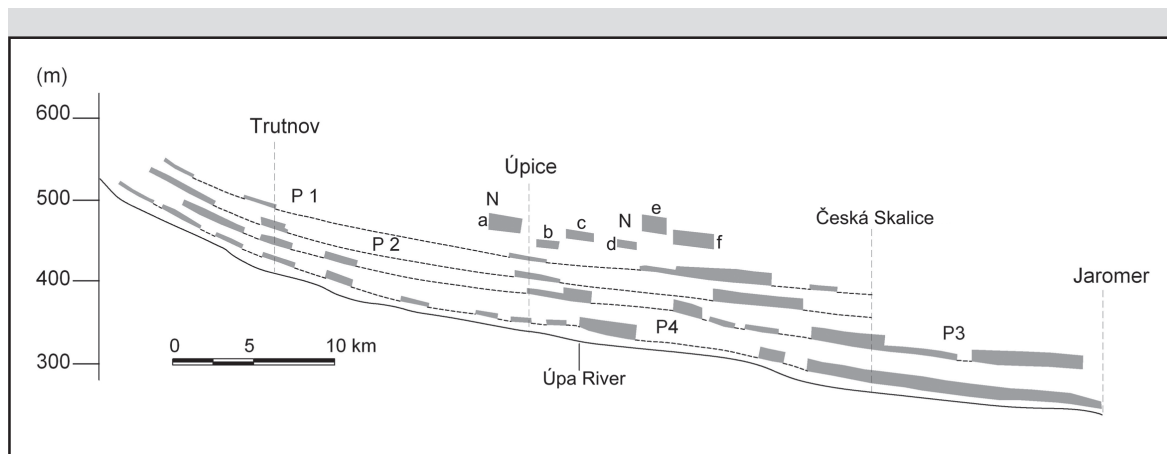
b) Denudation of the less resistant aleuropelites of the Svatoňovice series cropping upslope the reverse fault is faster, which results in degradation of landforms determined by its presence.

reverse fault of the HPFZ is running in the lower part of the SW slope and it is not accompanied by any outstanding morphological manifestations. The fault scarp separating the Jestřebí Mts. from basin units (Rtyně Furrow and Hronov Basin) is compared to the Žaltman part, lower and less pronounced.

#### 4.3. SE PART OF THE JESTŘEBÍ MTS.

##### – THE BUKOVINA PART

SLÁDEK (1977) delimited the Bukovina part as the SE part of the Jestřebí Mts., which is situated east of the deeply incised valley of the Metuje river. This short segment is characterized by higher altitude than the Maternice part (Bukovina 600 m, Borek 552 m) and by the prevalence of flat Paleogene planation surface in the summit areas. On the southern margin is the flat ridge of the Bukovina part bounded by the fault scarp fixed to the normal



**Fig. 3.** Longitudinal profiles of fluvial terraces of the Úpa River (after KRÁL 1949). N – Neogene (Miocene – Pliocene), P 1 – Praegünz, P 2 – Günz, P 3 – Mindel, P 4 – Riss; a, b, c, d, e, f – individual relics of the Neogene level (horizontal position – cf. fig. 4).

#### 4.2. MIDDLE PART OF THE JESTŘEBÍ MTS.

##### THE MATERNICE PART

This part of Jestřebí Mts. is characterized by lower altitudes (Maternice 546 m). The ridge-crest is, compared to the Žaltman part, more dissected by the backward erosion of streams. Lithology of sedimentary series is characterized by the predominance of aleuropelites over arcoses and conglomerates, which results in the prevalence of smooth landforms with less frequent occurrence of rock outcrops. In summit areas occur small patches of flat surface, which are considered by DEMEK (1992) to be the remnants of Paleogene planation surface. The main

– fault, which represents the continuation of the HPFZ east of the Metuje valley.

#### 4.4. RTYNĚ FURROW AND HRONOV BASIN

The Rtyně Furrow and the Hronov Basin are tectonic depressions situated along the foot of the Jestřebí Mts., on the territory of the Hronov-Poříčí Graben. They are characterized by smooth relief on Upper Cretaceous deposits and occurrence of flat floored and shallow valleys of water streams. Both depressions are bounded against the relatively uplifted surroundings by fault scarps. Morphologically the most apparent is the NE boundary fixed to the marginal fault scarp of the Jestřebí Mts.

## 5. IDENTIFICATION OF MORPHOLOGIC EXPRESSIONS OF YOUNG TECTONIC MOVEMENTS

### 5.1. RIVER TERRACES AND DRAINAGE NETWORK/ VALLEY DEVELOPMENT

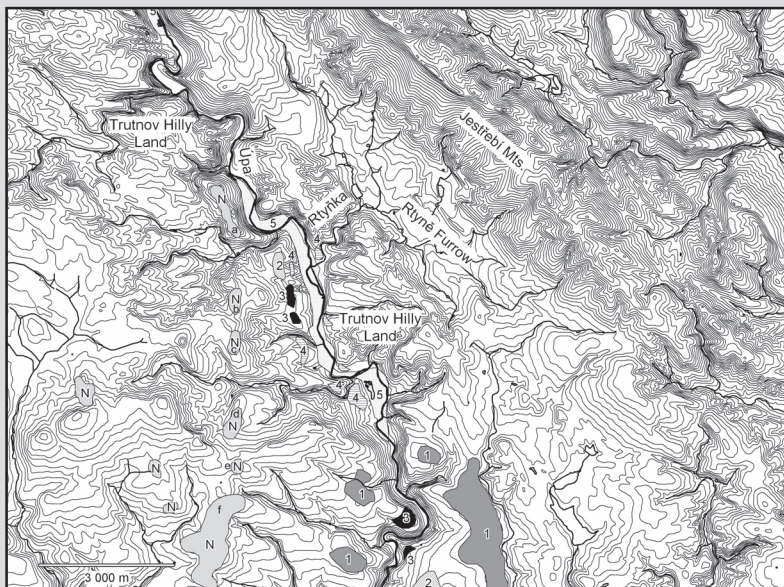
There are well preserved fluvial terraces in the Úpa River valley, which drains also the Rtyňě Furrow through the Rtyňka Brook. The Úpa River of deep incised valley (90-120 m) flows through the Trutnov Hilly Land only 2-3 km from the boundary of the Hilly Land with by 100 m lower situated Rtyňě Furrow.

KRÁL (1949) distinguished one Neogene and five Pleistocene terrace levels of the Úpa River (cf. **Fig. 3** and **Fig. 4**). The thickness of these terrace sediments is rather large in comparison with the size of the river and reaches 10-20 m (KRÁL 1949, BALATKA and SLÁDEK 1962). The oldest Neogene (Miocene – Pliocene) level is situated 120-160 m above the present valley floor and its relics point to a quite different direction compared to contemporary valley course (cf. **Fig. 4**). As there is an absence of material coming from the Krkonoše Mts. (Giant Mts.) in the Neogene level, KRÁL (1949) presumed a different course of the river in its upper reaches as well. On the boundary of Pliocene/Pleistocene, there were taken place considerable changes of the drainage network due to tectonic movements and the originally uniform Neogene terrace level was vertically disturbed, as mentioned already by BALATKA and SLÁDEK (1962) or KRÁL (1949). The vertical perturbations of up to 30 m could be seen from longitudinal profile of Neogene terrace level (**Fig.3**). They may be a result of vertical tectonic

movements along presumable faults of around SW-NE strike. Although such faults are not recorded at any geological map (cf. e.g. SVOBODA and CHALOUPSKÝ 1961, VEJLUPEK, ed. 1990), they may be anticipated based on surface topography (stepwise relief, rectilinear slopes). Since there are not similar perturbations within the other five Pleistocene terrace levels of the Úpa River, this type of tectonic movements could have occurred on the boundary of Pliocene/Pleistocene. During the Early Pleistocene, the upper course of the Úpa River flew already from the Krkonoše Mts. as there are already occurrences of the Krkonoše provenience material in the terrace sediments.

Quaternary tectonic movements in the studied area can be inferred from the drainage network features of the Úpa River adjacent to the SW part of the Rtyňě Furrow and from its relationship with the Furrow. Left-side catchment of the Úpa River comprises less and only short tributaries compared to right-side one. The valley of the Úpa River is divided from the Rtyňě Furrow by only 1.5 to 2.5 km wide belt of higher relief of the Trutnov Hilly Land and is connected to the Furrow only by the 2.5 km long segment of the Rtyňka Brook, which created the deep incised valley. (cf. **Fig. 4**).

Based on the spatial occurrence and the height of Early Quaternary fluvial terrace bases of the Úpa River (level 1 - Praegünz and level 2 - Günz) it can be assumed that the Úpa River flew close to the margin of the Rtyňě Furrow at higher altitude than the present base of the Furrow reaches. The central part of the Rtyňě Furrow reaches altitude 350-375 m, whereas the base of the oldest Pleistocene fluvial deposits (level 1) nearby the Úpice town is at the altitude of 425 m,



**Fig. 4** Fluvial terraces and surface topography in the area of the Úpa River valley.

Contour lines spacing – 10 m. Fluvial terraces after KRÁL (1949). N – Neogene (Miocene-Pliocene), 1 – Praegünz, 2 – Günz, 3 – Mindel, 4 – Riss, 5 – Würm (gravels of the valley floor); a, b, c, d, e, f – individual remnants of the Neogene level (vertical position – cf. **Fig. 3**).

and the level 2 at 400 m. Excluding the possibility of Early Quaternary co-existence of the shallow Úpa River valley flowing within the higher relief of the Trutnov Hilly Land close to the adjacent much lower lying Rtyňě Furrow, it can be assumed that the present altitudinal differences of the Trutnov Hilly Land and The Rtyňě Furrow must have taken place after the deposition of the oldest Quaternary fluvial terraces of the Úpa River. Quaternary relative subsidence of the Rtyňě Furrow in the SW must have been slow enough to be compensated by erosion of the Rtyňka Brook, which flows through the marginal fault slope towards the higher relief of the Trutnov Hilly Land. Deeply incised valley of the Rtyňka Brook (up to 80 m) is therefore considered to be antecedent one.

### 5.2. LONGITUDINAL PROFILES ANALYSIS

The longitudinal profiles of fourteen streams crossing the HPFZ and the antecedent valley of the Rtyňka Brook flowing through the SW marginal fault bordering the Rtyňě Furrow were constructed based on 1: 10 000 topographic map. Two main types of the longitudinal profiles were distinguished:

- **linear longitudinal profiles** with constant stream gradient downstream. The Rtyňka, Brlenka and ID 184 Brook are such an example (see Fig. 5),
- **concave longitudinal profiles** with increased stream gradient in an upper course, e.g. ID 91 and ID 4. (see Fig. 5).

Some of the knickpoints in longitudinal profiles are linked to lithology change. Such knickpoints are well seen within the longitudinal profiles of the streams ID 46, ID 91 (see Fig. 5). Pronounced irregularities in longitudinal profiles connected to the course of the HPFZ were identified within the streams Brlenka, ID 46, ID 47, ID 64, ID 184, ID 166, ID 4 and ID 91.

Three types of irregularities within longitudinal profiles linked to crossing faults can be distinguished here:

- **increased stream gradient above the fault**, occurring within the streams ID 4, ID 46, ID 91 and ID 166,
- **presence of convex segment within the longitudinal profile above the fault**, which is evident within the streams Brlenka and ID 184,
- **presence of knickpoint above the fault**, which can be found within the stream ID 47 and ID 64.

Above mentioned phenomena could be ascribed to effects of tectonic activity provided that they are not linked to lithological differences or to na-

tural evolution of longitudinal profile such as e.g. increased gradient within an upper course.

### 5.3. ANALYSIS OF VALLEY CROSS SECTIONS

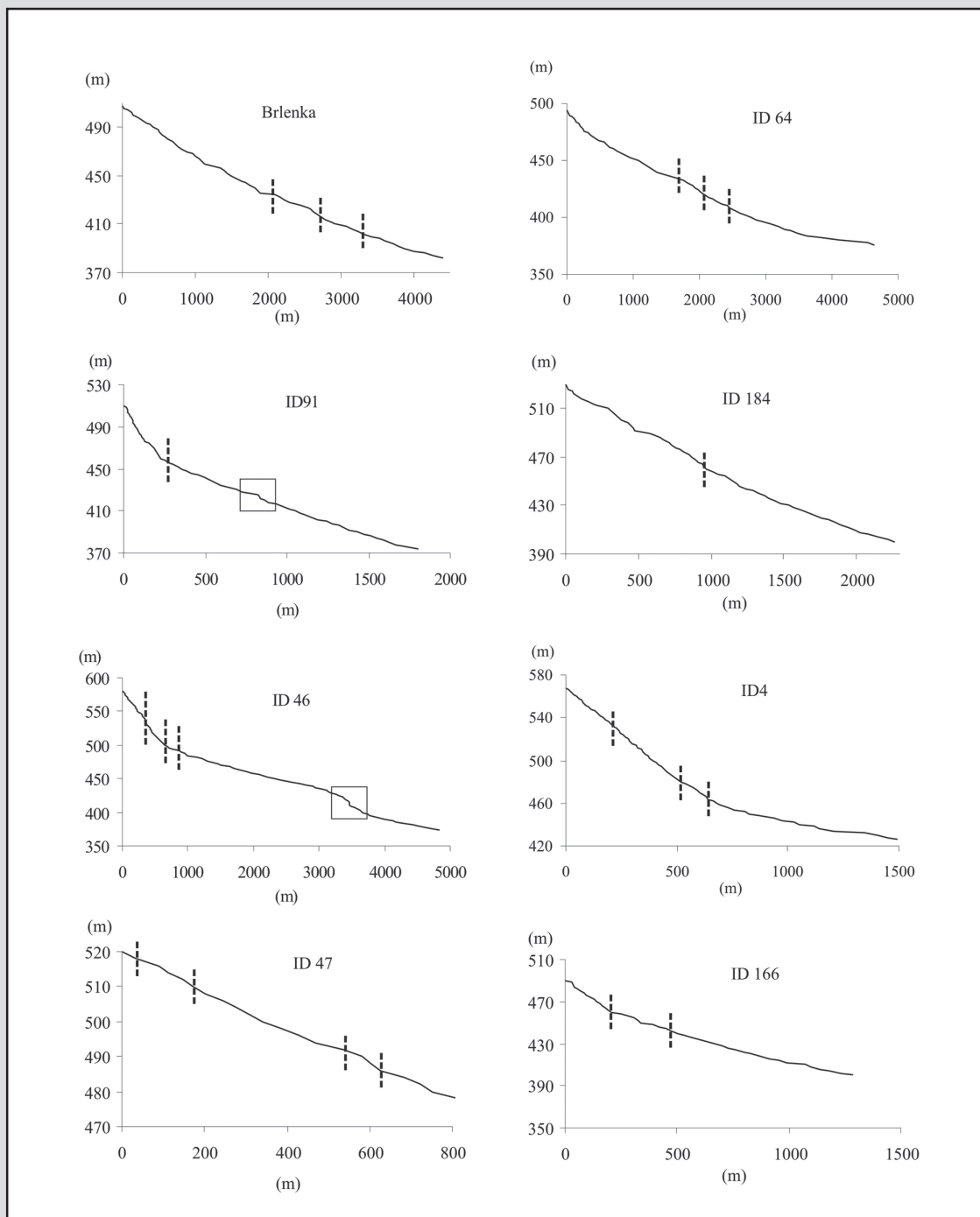
Valley floor width – valley height ratio – *R* parameter was calculated for 9 streams crossing the HPFZ (cf. Tab. 1). Valley cross sections were constructed along each side of the HPFZ i.e. one below the fault and the second one above it. The mutual distance of those two cross sections varies from 250 to 1 140 m. The *R* parameter was calculated only within the valleys where the comparable cross sections were feasible to be constructed along the both sides of the HPFZ. The cases where the fault follows the foot of the Jestřebí Mts. or where the deep incision occurs after the confluence of two streams situated close to the HPFZ were not taken into account.

Lower values of *R* above the fault compared to the values below the fault, which may suggest a response to tectonic movements along the HPFZ, can be seen within the 7 assessed valleys. The parameter *R* of one of the valleys does not change the value compared to the value below the HPFZ and another valley shows the lower *R* parameter below the HPFZ. It should be mentioned that only four valleys from those having *R* lower above the fault show also knickpoints in their longitudinal profiles – Brlenka, ID 91, ID

Stream ID	R	Profile position
166	0.930	U
	1.520	D
1	0.910	U
	0.908	D
2	1.147	U
	0.819	D
108	0.624	U
	0.742	D
91	0.725	U
	1.031	D
3	0.467	U
	0.673	D
Brlenka	0.469	U
	0.761	D
208	0.483	U
	1.189	D
184	0.685	U
	0.753	D

Tab. 1 Valley floor width – valley height ratio (*R*) parameter constructed for streams crossing the HPFZ.

Profile position U – above the fault (upstream), D – below the fault (downstream).



**Fig. 5** Longitudinal profiles of selected streams crossing the HPFZ. Dashed lines – position of the HPFZ, squares – knickpoints in longitudinal profiles linked to lithology change.

166 and ID 184. These streams do not occur at a common clearly definable zone which could be marked as a more active segment of the fault. Comparison of results of cross sections and longitudinal profiles of the streams crossing the HPFZ therefore do not provide unambiguous information on the influence of tectonic activity on contemporary valley morphology.

#### 5.4. MOUNTAIN FRONT SINUOSITY

The mountain front sinuosity was measured for the SW marginal fault slope of the Jestřebí Mts. The *Smf* index was calculated for all three parts of the Jestřebí Mts. separately (see **Fig. 6**). The index is of the lowest value

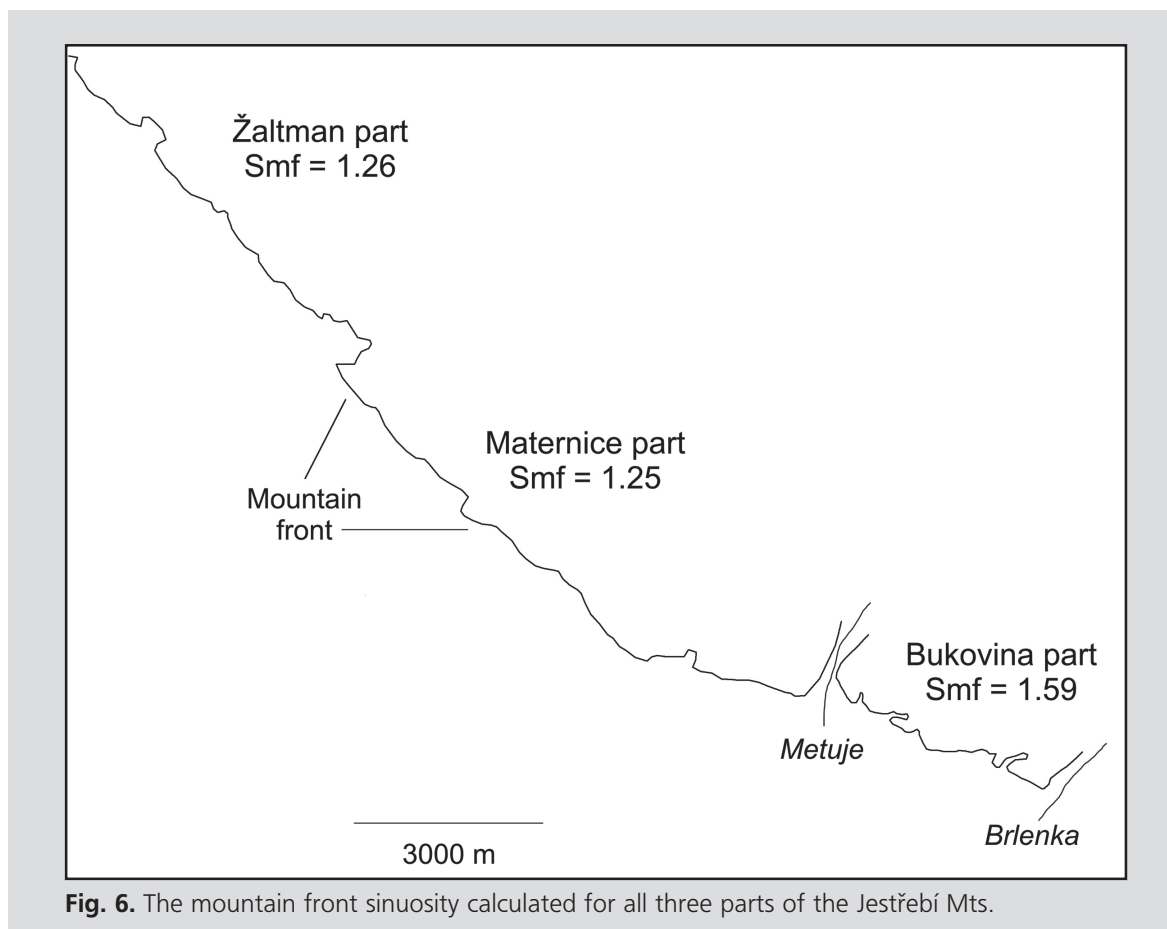


Fig. 6. The mountain front sinuosity calculated for all three parts of the Jestřebí Mts.

within the Žaltman ( $Smf = 1.26$ ) and the Maternice part ( $Smf = 1.25$ ). Mountain front measured along the foot of the Bukovina part shows rather higher sinuosity –  $Smf = 1.59$ . Low values within the Žaltman and Maternice part may be ascribed to increased activity of young tectonic movements particularly in comparison with the Bukovina part. The obtained values of mountain front sinuosity index  $Smf$  within the HPFZ correspond to those calculated for Marginal Sudetic Fault bordering the Sudeten Mts. in the NE part of the Bohemian Massif. KRZYSZKOWSKI et al. (1995) describes the  $Smf$  index varying from 1.15 to 1.55 in that area and RANOSZEK (2001) calculated  $Smf$  index for 14 various segments of mountain fronts within the Sudeten Mts. and the values he provided tend to be from 1.07 to 1.42. All above mentioned values of  $Smf$  index are rather higher than those regarding the areas of significant recent tectonic movements reaching frequently values lower than 1.05 (BURBANK and ANDERSON 2001). These results correspond to the concept about low tectonic activity within the Bohemian Massif.

## 6. CONCLUSIONS

Within a broader area of the seismoactive Hronov–Poříčí Fault Zone (HPFZ) there have been identified expressions of young tectonic movements (Late Neogene to Quaternary) occurring along the normal faults off the main reverse fault. These normal faults are younger and more exposed in the relief than the main reverse fault. We assume that the young tectonic movements were more remarkable within the Rтынě Furrow and the Úpa River valley adjacent to SW part of the Rтынě Furrow. The disturbance of flight of the oldest (Miocene to Pliocene) Úpa River terraces, which reaches up to 30 m gives the evidence of tectonic movements occurring in Pliocene/Pleistocene. The Pleistocene tectonic movements can be assumed based on situation of the Úpa River valley and the Rтынě Furrow. Spatial position of the Early Quaternary fluvial terraces (level 1 - Praegünz and level 2 - Günz) reveals that then the Úpa River flew close to the present margin of the Rтынě Furrow at higher altitude than the bottom of the Furrow is today. Excluding the possibility of Early Quaternary co-existence of the shallow Úpa River valley flowing within the higher relief of the Trutnov Hilly Land close to the adja-

cent much lower lying Rтынé Furrow, it can be assumed that the present altitudinal differences of the Trutnov Hilly Land and the Rтынé Furrow must have taken place after the deposition of the oldest Quaternary fluvial terraces of the Úpa River.

In order to verify probable manifestations of recent tectonic movements along the HPFZ occurring in the SW part of the Jetřebí Mts., various selected morphometric methods were used. Besides the longitudinal profiles and cross sections analysis of the valleys crossing the fault zone, the valley floor width – valley height ratio ( $R$ ) and the mountain front sinuosity index ( $Smf$ ) were used. These selected morphometric methods provided only weak and ambiguous proofs of tectonic activity, which corresponds to the concept of weak/low recent tectonic activity within the Bohemian Massif.

### ACKNOWLEDGEMENT

This study has been supported by the Grant Agency of the Czech Republic (Grant No. 205/05/H020) and by the Research Plan of the Geographical section of the Faculty of Science, Charles University No. MSM 002162031.

### REFERENCES

- BADURA, J., PRZYBYLSKI, B. (2000): *Mapa neotectoniczna Dolnego Ślaska*. Unpublished report, Centralne Archiwum Geologiczne, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1-43.
- BADURA, J., ZUCHIEWICZ, W., GÓRECKI, A., SROKA, W., PRZYBYLSKI, B., ZYSZKOWSKA, M. (2003): Morphotectonic Properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR*, Series A, No. 24 (131), IRSM AS CR, p. 21-49.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962). *Řiční terasy v českých zemích*. Nakladatelství ČSAV, Praha, 1-580.
- BULL, W. B., McFADDEN, L. D. (1977). Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D. O., ed.: *Geomorphology in Arid Regions*. State University of New York at Binghamton, 115-138.
- BURBANK, D., ANDERSON, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 1-274.
- DEMEK, J. (1992). *Vysvětlivky k přehledné geomorfologické mapě 1:50 000, list 04-33 Náchod*. PrF UP Olomouc, MS KU Hradec Králové, 1-26.
- KELLER, E. A., PINTER, N. (2002). *Active tectonics-Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 1-338.
- KRÁL, V. (1949). Terasy řeky Úpy. *Sborník ČSZ* 54, 3, Academia, Praha, 179-183.
- KRZYSZKOWSKI, D., PRZYBYLSKI, B., BADURA, J. (2000). The Role of Neotectonics and Glaciation on Terrace Formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (south-western Poland), *Geomorphology*, 33, 149-166.
- KRZYSZKOWSKI, D., MIGOŃ, P., SROKA, W. (1995). Neotectonic Quaternary History of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quaternaria*, 66, ING, Kraków, 73 -98.
- PÁNEK, T. (2004). The Use of Morphometric Parameters in Tectonic Geomorphology (on the Example of the Western Beskydy Mts). *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, No. 1, Karolinum, Praha, 111-126.
- RANOSZEK, W. (2001). *Tectonically-Controlled Morphological Escarpments in the Sudetes in the Light of Numerical Parameters (in Polish)*. Unpublished Ph.D. thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Wrocław, Wrocław, 1-200.
- SLÁDEK, J. (1977). Zeměpisné vymezení a regionální členění. In: Roček Z., ed.: *Příroda Orlických hor a Podorlicka*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 13-87.
- STEMBERK, J. (1995). Recent Tectonic Activity – a Review of Selected Research Methods. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, XXIX, Supplementum, Karolinum, Praha, 21-38.
- SVOBODA, J., CHALOUPSKÝ, J. (1961). *Geologická mapa ČSSR 1:200 000, list M-33-XVII Náchod*. ÚÚG, Praha.
- TÁSLER, R. (1979). *Geologie české části unitrosudetské pánve*. ÚÚG, Praha, 1-292.
- VEJLUPEK, M., ed. (1990). *Geologická mapa ČR 1:50 000, List 04-33 Náchod*. ÚÚG, Praha.
- VILÍMEK, V. (1999). Sledování a měření současných tektonických pohybů. *Geografie XI, část B, Sborník prací PedF MU Brno*, Vol. 145, No. 22. Masarykova Univerzita, Brno, 290-299.
- VILÍMEK, V. (2004). Morphotectonic Effects in Fault Zones. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, No. 1, Karolinum, Praha, 47-58.
- VITA-FINZI, C. (1986). Recent Earth Movements – an Introduction to Neotectonics, Academic Press, 1-226.

## **Publikace 2**

Valenta, J. – Stejskal, V. – Štěpančíková, P. (2008): Tectonic pattern of the Hronov-Poříčí Furrow as seen from pole-dipole geoelectrical measurements. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 5, No. 2 (150), 185 - 195.

## TECTONIC PATTERN OF THE HRONOV-POŘÍČÍ TROUGH AS SEEN FROM POLE-DIPOLE GEOELECTRICAL MEASUREMENTS

Jan VALENTA \*, Vladimír STEJSKAL and Petra ŠTĚPANČÍKOVÁ

*Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, v. v. i.,  
V Holešovičkách 41, 182 09, Praha 8, Czech Republic*

*\*Corresponding author's e-mail: valenta@irms.cas.cz*

*(Received January 2008, accepted April 2008)*

### ABSTRACT

The Hronov-Poříčí Trough represents the easternmost part of the Trutnov-Náchod Depression. The NW–SE striking structure was formed due to the post-Cretaceous flexural folding and is filled with the Upper Cretaceous sediments. Both the NE and SW margins of the trough are bounded by flexures with the Upper Cretaceous strata dipping 40–60° towards the axis of the trough. The NE flexure is situated close to the parallel Hronov-Poříčí Fault Zone. Up to now, it is not fully known, in what extent the normal faulting was involved in the evolution of the structure. From the geomorphological point of view, the normal fault constraints of the trough seem to be acceptable, as the surface topography of its present margins exhibit many signs typical for fault scarps. However, the existence of a fault system bounding all round the Hronov-Poříčí Trough has not been proved by any geological research. Hence the geophysical research was carried out on both sides of the NW part of the trough to support one of these hypothesis. Five geoelectrical profiles were measured in the area and the fault system was proved on the NE side of the trough. On the SW boundary the fault system was not found. Thus it seems, that the NE boundary is controlled by fault tectonics, whereas the SW boundary is rather formed by a simple flexure.

**KEYWORDS:** Hronov-Poříčí Trough, Hronov-Poříčí Fault Zone, electric resistivity measurements, geomorphology, normal faulting

### 1. INTRODUCTION

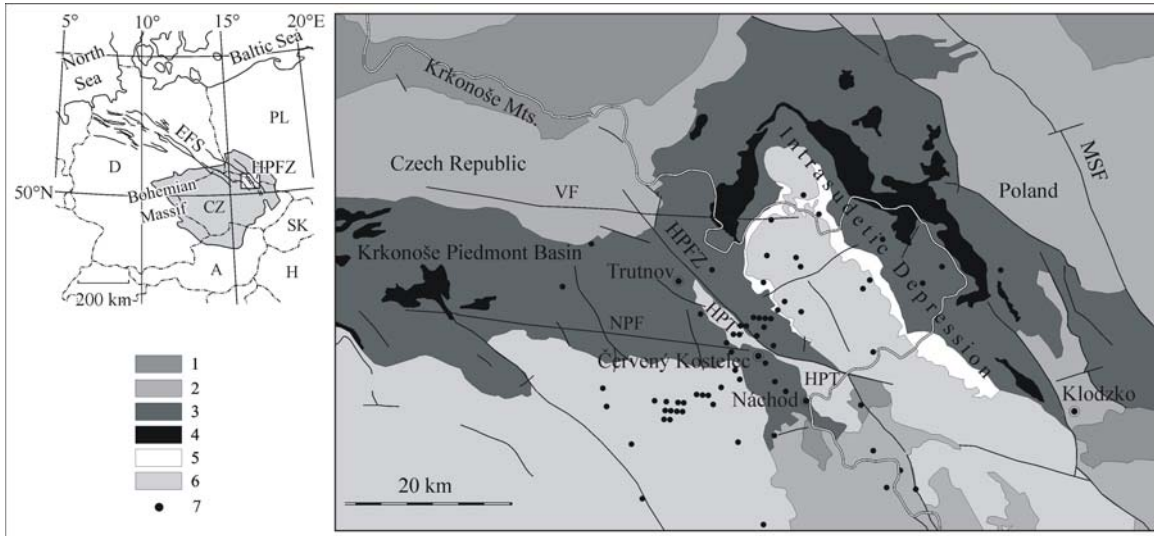
The broader area of the Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ) is characterised by significantly increased tectonic activity. It belongs to a larger seismoactive zone on the NE margin of the Bohemian Massif, which is approximately 40-60 km wide and 150 km long and comprises a number of NW–SE and NNW–SSE-striking faults. This zone forms a SE termination of the important central European tectonic structure – the Elbe Fault system (EFS). In comparison with the well known West Bohemia/Vogtland seismoactive region (see e.g. Bankwitz et al., 2003), the seismoactive region of the SE termination of the EFS is characterized by less frequent occurrence of seismic events. Smaller earthquake swarms in this area were reported by Špaček et al. (2006) from Jeseníky Mts., but these micro-swarms do not number more than 50 weak events ( $M \leq 1.3$ ). The strongest earthquakes occurred on the NW margin of this seismoactive region and are connected with movements along the HPFZ (Kárník et al., 1984; Procházková et al., 1986; Schenk et al., 1989).

HPFZ is a system of parallel fractures, dividing two important structural units – the Intra-Sudetic Basin and the Krkonoše Piedmont Basin (Fig. 1). The NW–SE-striking fault zone is approximately 40 km long and up to 500 m wide. It is bounded by the

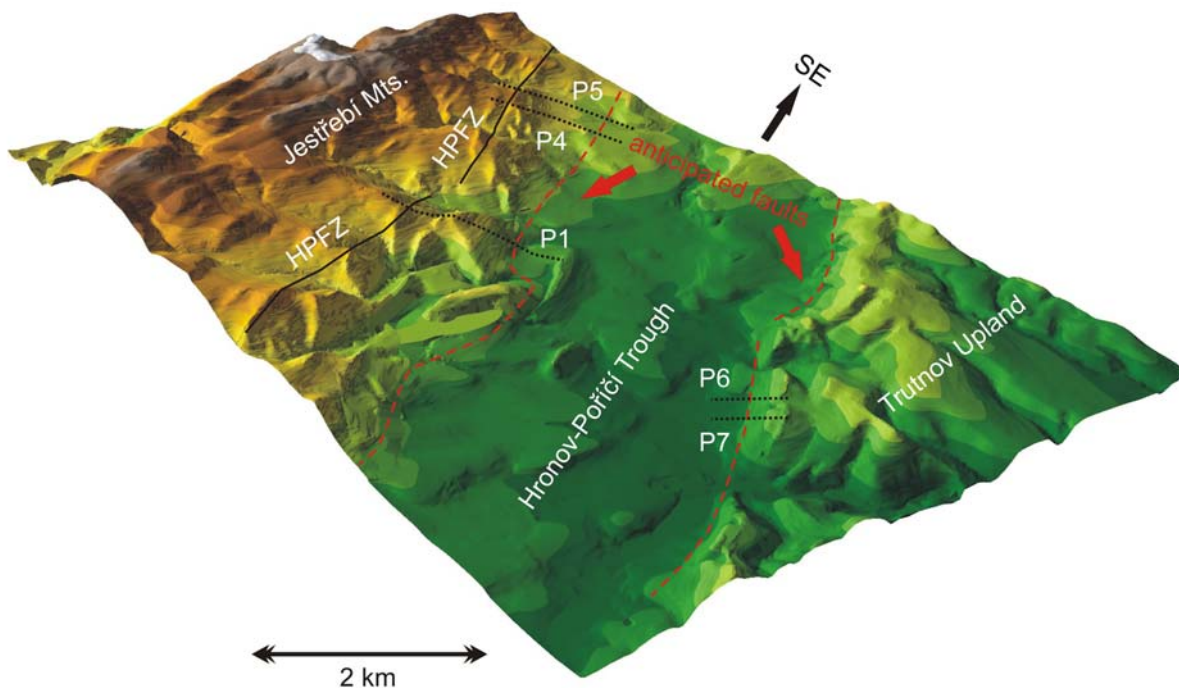
Vrchlabí Fault in the north and by the Nová Paka Fault in the south. Both E–W-striking faults are supposed to be sinistral strike slips (Schenk et al., 1989). The contemporary HPFZ is a result of complicated and long-lasting evolution, which began in the late Paleozoic. Since then, several tectonic phases have taken place. The fault zone has been successively developed from an asymmetric anticline, whose steeply inclined SW arm was axially disrupted due to the regional compression by a reverse fault (Tásler, 1979). Along this fault the NE block was relatively uplifted. The main reverse fault is accompanied by numerous parallel or oblique high-angle dislocations.

The relatively frequent local seismic activity is a proof of the present-day mobility of the HPFZ. The strongest historical earthquake of January 10, 1901 reached the magnitude of 4.6 and was felt over an area of 50,000 km<sup>2</sup> (Woldřich, 1901). The isoseists of local earthquakes are elongated mostly NW–SE, parallel to the orientation of the HPFZ. The depth of foci is mostly between 5 and 15 km (Schenk et al., 1989). A possible explanation of the present mobility of the HPFZ was given by Schenk et al. (1989). According to this local geodynamic model, the HPFZ as a reverse fault balances the compression caused by the movements along the Nová Paka and Vrchlabí Faults, bounding the HPFZ in the north and south. This





**Fig. 1** Geology and tectonics of the study area (after Biely et al., 1968; Scheck et al., 2002; Cymerman, 2004). 1 – plutonic rocks (granites, granodiorites), 2 – metamorphites (gneisses, schists, granulites, migmatites), 3 – Permian and Carboniferous sediments, 4 – Permian volcanics, 5 – Triassic sediments, 6 – Cretaceous sediments, 7 – epicentres of seismic events recorded from 1985 to 2005 (after Catalogue of regional seismic events, published by the Geophysical Institute AS CR at <http://web.ig.cas.cz/en/seismic-service/catalogs-of-regional-seismic-events/>). HPFZ – Hronov-Poříčí Fault Zone, HPT – Hronov-Poříčí Trough, VF – Vrchlabí Fault, NPF – Nová Paka Fault, MSF – Marginal Sudetic Fault, EFS – Elbe Fault System (see the small-scale map in the upper left corner).



**Fig. 2** Digital elevation model of the studied part of the Hronov-Poříčí Trough with depiction of anticipated normal faults. HPFZ – Hronov-Poříčí Fault Zone, P1–P7 – measured profiles.

presumption is supported by the analyses of repeated triangulation and precise levelling performed in the broader vicinity of the HPFZ by Vyskočil (1988) or using GPS survey by Kontny (2004).

In the present study we focus on the area of so called Hronov-Poříčí Trough (HPT – see Fig. 1 and Fig. 2) which represents a neotectonic basin structure adjacent to the HPFZ. The NW–SE striking HPT was formed due to the post-Cretaceous flexural folding and is filled with the Upper Cretaceous sediments. The both NE and SW margins are bounded by flexures with the Upper Cretaceous strata dipping 40–60° towards the axis of the trough. The NE flexure is situated close to the parallel Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ). Up to now, it is not fully known, in what extent the normal faulting was involved in the evolution of the structure, especially in its NW part situated between towns of Trutnov and Červený Kostelec (see Figs. 1 and 2). From the geomorphological point of view, the tectonic constraints of the trough seem to be acceptable, as the surface topography of its present margins exhibit many signs typical for fault scarps (see section 2, below). However, the existence of a fault system bounding the HPT all along its circuit has not been proved by any geological research – it is very difficult to map layer boundaries in this area, because the terrain lacks outcrops and the individual rocks are hard to distinguish when weathered. In order to resolve this ambiguity five geoelectrical profiles were measured and interpreted in the area of presumed normal faults.

## 2. GEOMORPHOLOGICAL BACKGROUND

The HPT as a tectonic depression is situated between relatively uplifted geomorphological units – the Jestřebí Mts. on the NE and the Trutnov Upland and Červený Kostelec Upland on the SW (see Fig. 2). Surface topography of the trough is characterized by smooth relief on Upper Cretaceous deposits and occurrence of flat floored and shallow valleys of water streams. The depression is bounded against the relatively uplifted surroundings by steep rectilinear slopes (see Fig. 2). Morphologically the most apparent is the NE boundary fixed to the marginal scarp of the Jestřebí Mts.

The both marginal slopes of the HPT are fixed on the flexures, originated during Tertiary. Dips of the strata reach up to 60°. According to Tásler (1979), the flexures are accompanied with normal faults in some places. Nevertheless, normal faults bounding the HPT in its NW part are not recorded at any published geological maps (see e.g. Svoboda and Chaloupský, 1961; Vejlupek, ed. 1990; Cymerman, 2004). These faults however, may be anticipated based on the surface topography.

Both marginal slopes of the HPT exhibit some signs typical for fault scarps, like relatively straight mountain front, presence of triangular facets (on the marginal scarp of the Jestřebí Mts.), or the distinct

change of the slope, with no relation to the change of the basement lithology. Based on geomorphologic mapping, Demek (1992) considers the NE and SW marginal scarps of the HPT to be combined fault scarps. The surface trace of the main reverse fault of the HPFZ is running in the NW–SE direction in the lower part of the SW hillside of the Jestřebí Mts (see Fig. 2). In general, it is morphologically much less distinct than the supposed normal faults bounding the Jestřebí Mts. along its foothill (see Fig. 2). We can give two reasons for the less distinct morphological manifestation of the reverse fault:

- According to Tásler (1979) normal faults in the area of the HPFZ represent younger tectonic elements; i.e. younger normal faults are morphologically more distinct than the older reverse fault.
- Denudation of the less resistant aleuropelites of the Svatoňovice series cropping upslope the reverse fault is faster, which results in degradation of landforms determined by its presence. From the geomorphological point of view, the HPT represents relatively young element.

The study of drainage network evolution and perturbations in fluvial terraces in broader area of HPT revealed tectonic movements along normal faults dating back to Pliocene/Pleistocene to Early Pleistocene (see, e.g., Stejskal et al., 2006). We assume that the young tectonic movements were the most remarkable within the NW part of the HPT and the along the Úpa River valley adjacent to SW part of the HPT. The disturbance of flight of the oldest (Miocene to Pliocene) Úpa River terraces, which reaches up to 30 m gives the evidence of tectonic movements occurring in Pliocene/Pleistocene (Král, 1949). The Pleistocene tectonic movements can be assumed based on situation of the Úpa River valley and the HPT. Spatial position of the Early Quaternary fluvial terraces (level 1 – praegünz and level 2 – günz) reveals that then the Úpa River flew close to the present margin of the HPT at higher altitude than the bottom of the trough is today. Excluding the possibility of Early Quaternary co-existence of the shallow Úpa River valley flowing within the higher relief of the Trutnov Upland close to the adjacent much lower lying HPT, it can be assumed that the present altitudinal differences of the Trutnov Upland and the HPT must have taken place after the deposition of the oldest Quaternary fluvial terraces of the Úpa River. Quaternary subsidence of the HPT in the SW must have been slow enough to be compensated by erosion of the Rtyňka Brook, which flows through the marginal slope towards the higher relief of the Trutnov Upland. Deeply incised valley of the Rtyňka Brook (up to 80 m) is therefore considered to be antecedent one (see Fig. 3).

In order to assess the rate of recent to present day tectonic movements along the margins of the HPT we



**Fig. 3** Fluvial terraces and surface topography in the area of the Rtyňka valley. Contour lines spacing – 5 m. Fluvial terraces after Král (1949). N – Neogene (Miocene – Pliocene), 1 – Praegünz, 2 – Günz, 3 – Mindel, 4 – Riss, 5 – Würm (gravels of the valley floor).

used a simple morphometric parameter – *mountain front sinuosity index*,  $S_{mf}$  (Bull and Mc Fadden, 1977), calculated as:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

where  $L_{mf}$  is the length of the mountain front measured along the foot of the mountain range at the pronounced break of slope, and  $L_s$  is the straight-line length of the mountain front. In general, mountain fronts associated with active uplift are relatively straight, with low values of  $S_{mf}$ , usually very close to 1.0. For slightly active and inactive regions the  $S_{mf}$  values tend to be close to 2 or higher.

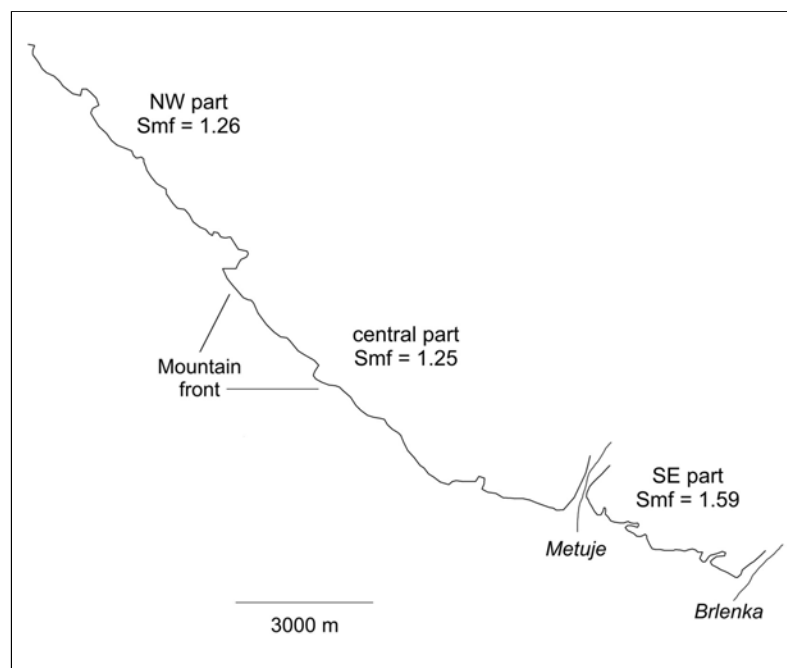
We derived the  $S_{mf}$  index for the SW marginal scarp of the Jestřebí Mts which we suppose to be fixed to the anticipated normal fault parallel to the main reverse fault of the HPFZ (see also Stejskal et al., 2006). The  $S_{mf}$  index was derived separately for three different parts of the Jestřebí Mts. from topographic maps in scale 1:25 000, with contour-lines spacing 5 m (see Fig. 4). The  $S_{mf}$  is of the lowest value within the NW part ( $S_{mf} = 1.26$ ) and the central part of the Jestřebí Mts. ( $S_{mf} = 1.25$ ). Mountain front measured along the foot of the SE part (east of the Metuje River valley) shows rather higher sinuosity –  $S_{mf} = 1.59$ . All above stated  $S_{mf}$  values are rather higher than those

typical for areas of significant recent tectonic movements, where the  $S_{mf}$  is often lower than 1.05 (Burbank and Anderson, 2001). These results correspond to the general conception about low present-day tectonic activity within the Bohemian Massif. On the other hand, the resulting  $S_{mf}$  values seem to reflect the different degree of the rate of relative subsidence of the HPT in its different parts adjacent to the Jestřebí Mts. Based on the  $S_{mf}$  values we suppose that NW part of the HPT adjacent to the NW and the central part of Jestřebí Mts. is subjected to the most active tectonic deformation. We therefore carried out the electric resistivity measurements along five profiles in this part of the Trough, in order to verify the anticipated normal faults.

### 3. ELECTRIC RESISTIVITY MEASUREMENTS

#### 3.1. METHOD DESCRIPTION

As was stated before, the individual beds of Cretaceous sediments in the area of the HPT are lithologically very similar. Hence, it is difficult to distinguish particular faults by means of geological mapping. But the fault zones differs in certain physical parameters from the surrounding rocks and it became natural to employ geophysical methods to solve the problem.



**Fig. 4** The mountain front sinuosity calculated for three different parts of the SW marginal scarp of the Jestsřebí Mts.

In general, the fault zones are characterised by increased grade of weathering and thus they contain larger amount of conductive clay particles than the surrounding rocks. Consequently they reveal itself as zones of increased conductivity. Hence, among the wide range of available geophysical methods, most often the geoelectrical ones are used for mapping of faults. From the assortment of geoelectrical methods the pole-dipole and very low frequencies (VLF) methods have been selected. To support the results of geoelectrical methods by some different method also the measurements of soil-gas radon concentrations were carried out. The fractured areas, as the faults are, allows penetration of radon from bedrock. Hence the concentration of radon in the soil-gas increases within the fractured areas.

However, during our measurements only the pole-dipole method led to usable results. The VLF method failed due to the lack of suitable long wave transmitters. The measurements of soil-gas radon concentrations also were not successful due to high clay content in the soil. Consequently, the measured results are unreliable due to the problems with soil-gas sampling. Thus the interpretation and following text will deal only with results of the pole-dipole method. The pole-dipole method was carried out in the configuration A40M10N of the forward dipole and in the same configuration for the reverse dipole – M10N40B. The approximate depth of penetration of this particular configuration is about 30 metres. This depth is sufficient for filtering out of small-scale near-surface inhomogeneities and the conductive zones

detected should be larger and deeper zones of tectonic significance.

### 3.2. MEASURED PROFILES

In total five profiles, crossing both the anticipated faults and the main reverse fault of the HPFZ, were measured at three sites on both sides of the NW part of the HPT (see Fig. 2). A short description of measurement sites is given below:

**Measurement site 1** was situated N of Rtyně v Podkrkonoší on the marginal scarp of the Jestsřebí Mts. One profile (P1) of 1300 m length, crossing the outcrops of Permo-Carboniferous and Upper Cretaceous rocks, was measured.

**Measurement site 2** was situated E of Rtyně v Podkrkonoší approximately 2.5 km SE from Measurement site 1. Two parallel profiles – P4 and P5 – of 650 m and 550 m length respectively were measured. Both profiles crossed both Permo-Carboniferous and Upper Cretaceous strata.

**Measurement site 3** was situated on the SW marginal scarp of the HPT, east of Úpice. Two parallel profiles – P6 (400 m) and P7 (360 m) – crossing predominantly Upper Cretaceous layers were measured.

### 3.3. RESULTS

Measured resistivity curves were interpreted with respect to the geological situation and results of previous geological and geophysical studies in the area (e. g. Andres, 1966; Guenther et al., 1964; Jelen,

1957). The rocks with the lowest resistivities on the profiles are the Cretaceous marlites, Triassic sandstones and heavily weathered arkoses of Permian age – all with high content of clay particles. Their apparent resistivities are in the order of the first tens of  $\Omega\text{m}$ . The rocks with the highest resistivities are the Cretaceous sandstones and spiculites and on some places also the Permian conglomerates and volcanic rocks. They have apparent resistivities about  $100 \Omega\text{m}$ . The fault zones, due to the higher degree of weathering in comparison with surrounding rocks, are the most conductive features (about  $10 \Omega\text{m}$ ) on the profiles and hence reveal themselves as conductors.

Profile 1 starts in the layers of middle Cretaceous marlites and goes through the Cretaceous lithological sequence down to the Permian sediments. On the station 1.835 km profile enters the layer of Cretaceous spiculites – sediments more resistant to weathering than marlites and hence the resistivities are increasing here. On station 2.65 km the spiculites are replaced with a bed of Cretaceous sandstones (Peruc-Korycany formation – first bed of the Cretaceous transgression) with high apparent resistivities (about  $100 \Omega\text{m}$ ). The Cretaceous sediments are transgressive on the sediments of the Permian age – sandstones and arkoses on the station 2.31 km. They are heavily weathered and clayey and hence the apparent resistivities decreases down to the value of about  $40 \Omega\text{m}$ . There seems to be a lithological boundary on the station 2.4 km. In the area affected by very low apparent resistivities of the Hronov-Poříčí Fault Zone (2.49–2.65 km), described further, the Permian arkoses are exchanged with Carboniferous coal layers (about the station 2.57 km). The sedimentation of coal layers was typical for this area – gradual change of sedimentation from conglomerates to coal followed by break in the succession and then the whole sequence is repeated again and again. This sedimentation pattern was disrupted twice by volcanic eruptions – the two layers of alkaline volcanics with increased values of apparent resistivities on stations 2.87–2.89 and 2.91–2.93 km. Individual layers are assigned and labelled in Figure 5.

The profile crosses two distinct conductive zones. The first one located about the station 2.03 km. Unfortunately this conductive zone is too small-scale to be the searched fault and it seems to be only a lower order fracture. The searched fault zone might be situated somewhere in the area obscured by the railway. About the station 2.57 km the profile crosses the other highly conductive zone – the Hronov-Poříčí Fault Zone (2.49–2.65 km).

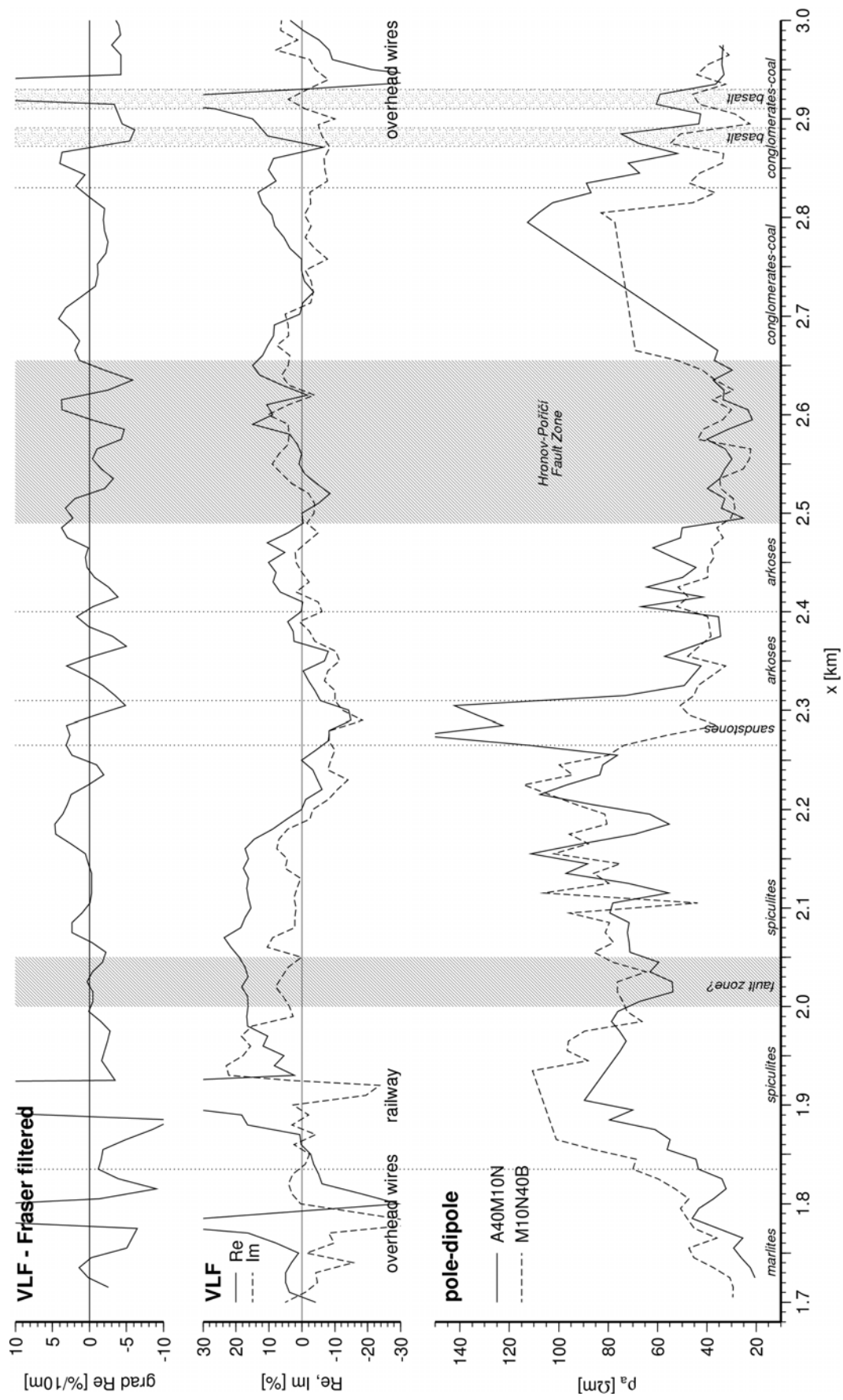
Profiles 4 and 5 crosses the Cretaceous sedimentary sequence and ends in the upper Permian conglomerates (Fig. 6). They begin again in the beds of middle Cretaceous sediments – the middle Turonian siltstones (Jizera formation). They have relatively high values of apparent resistivities – about  $60 \Omega\text{m}$  – a consequence of high content of quartz

grains. The siltstones are exchanged with marlites (upper part of the Bílá Hora formation) on station 465 m on profile 4 and 588 m on profile 5 and the apparent resistivities decreases down to  $20 \Omega\text{m}$ . On the stations 695 m (profile 4) and 775 m (profile 5) are swapped again for siltstones (lower part of the Bílá Hora formation) – apparent resistivities about  $40 \Omega\text{m}$ . On station 740 m on profile 4 and 830 m on profile 5 the siltstones changes to sandstones of the Peruc-Korycany formation with increased values of apparent resistivities – more than  $100 \Omega\text{m}$ . The Permo-Carboniferous sedimentary sequence begins on stations 853 m on profile 4 and 950 m on profile 5. It is represented by sandstones and arkoses of the Permian age. The Hronov-Poříčí Fault Zone (900–915 m on profile 4 and 985–1000 m on profile 5) is a border between the Permian and Carboniferous sediments. The apparent resistivities of Carboniferous sediments are similar to those of Permian layers (about  $60 \Omega\text{m}$ ) and the sedimentary sequence is again the gradual change from conglomerates to coal.

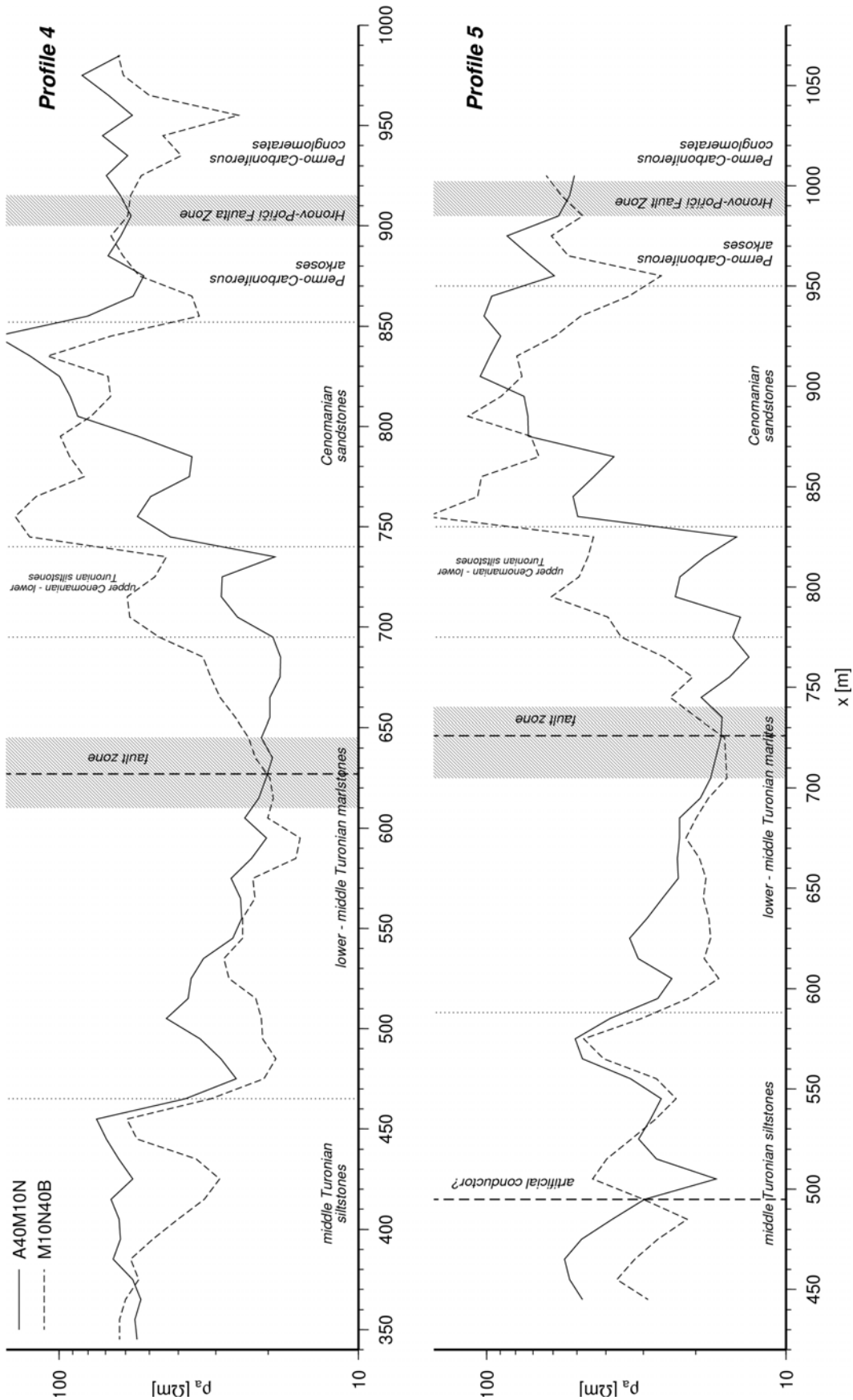
The distinct conductive zones crossed by the profile are the Hronov-Poříčí Fault Zone (about the station 910 m on profile 4 and 990 m on profile 5) and the conductive zone about the station 625 m on profile 4 and 725 m on profile 5. The latter conductive zone probably represents the searched fault, along which the Jestřebí Mts. were uplifted and the HPT subsided.

Profiles 6 and 7, located on the SW margin of the HPT starts in the layer of upper Permian arkoses, crosses the Triassic sandstones and ends in sediments of the Cretaceous age (Figs. 7 and 8). However, from the resistivity curves no distinct conductive zone seems to be present. This was further affirmed by resistivity modelling (Fig. 8). The RES2DMOD program by M. H. Loke was used to compute synthetic resistivity curves.

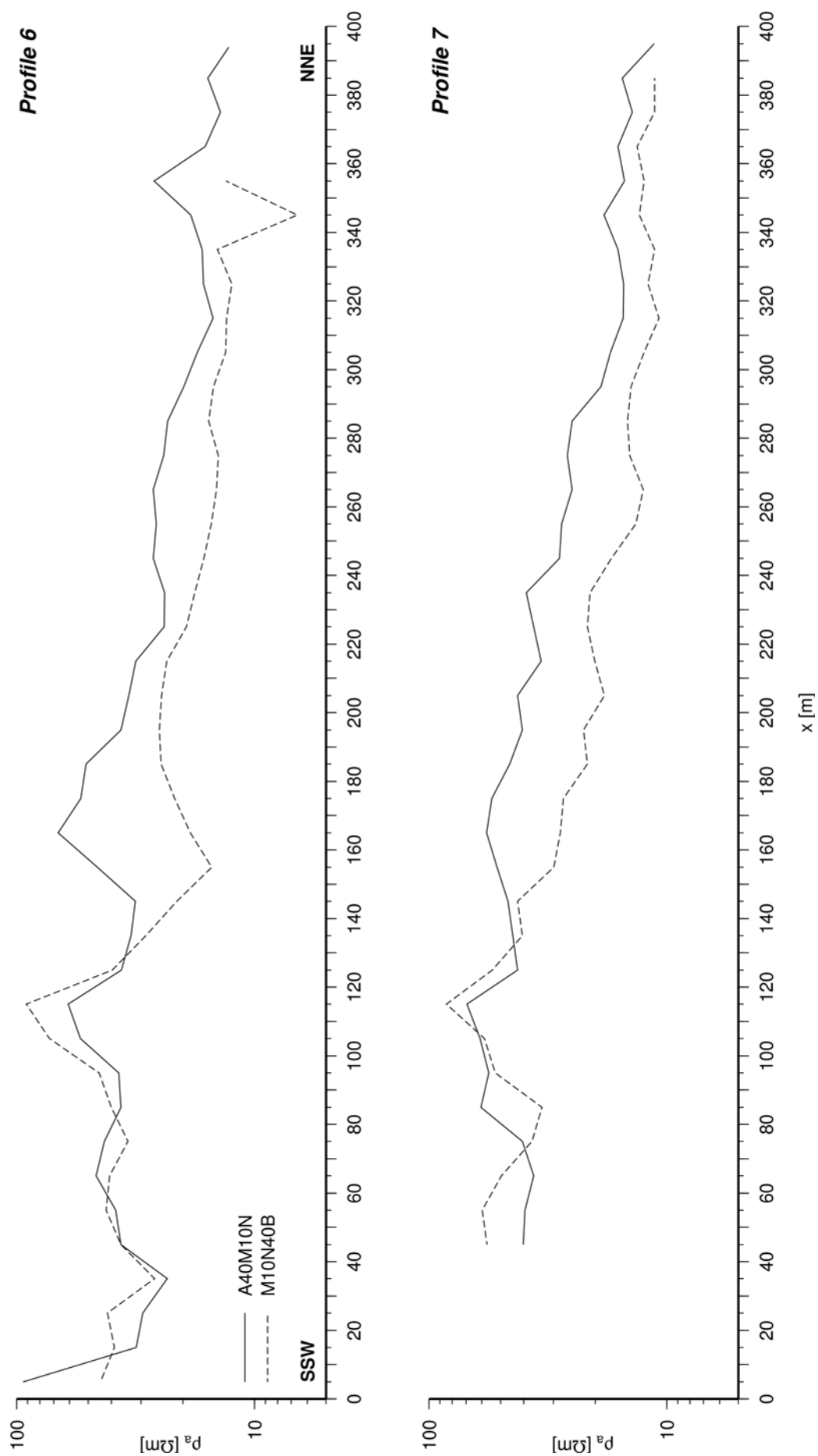
The profiles start in the upper Permian arkoses (resistivity about  $80 \Omega\text{m}$ ) and the sedimentation continues (undisrupted) to the lower Triassic sandstones (station 30 m on profile 6) with resistivities about  $30 \Omega\text{m}$ . On the station 100 m on profile 6 the lower Triassic sandstones are swapped for the transgressive Cenomanian sandstones – the Peruc-Korycany formation. These sandstones are sandstones with large quartz particles and low amount of matrix which lead to high values of resistivities –  $150 \Omega\text{m}$ . On the station 130 m on profile 6 they are turning to marlites and siltstones with resistivities about  $30 \Omega\text{m}$ . About the station 220 m on profile 6 begins bed of the lower Turonian marlites with even lower values of resistivities –  $15 \Omega\text{m}$ . And on the station 320 m on profile 6 the resistivities decreases again as the profile crosses the Quaternary fluvial sediments with resistivities as low as  $10 \Omega\text{m}$ . All layers, except the Quaternary ones, are tilted to NE (to the centre of the trough), the tilt decreasing in direction to the centre of the trough.



**Fig. 5** Interpreted curves from the VLF method and pole-dipole method on profile 1. The weathered Cretaceous marlites and Permian arkoses have low resistivities due to the high clay content and thus they create resistivity minima. The conductive zone about the station 2.05 km seems to represent the searched fault but may be as well artefact of the nearby railway.

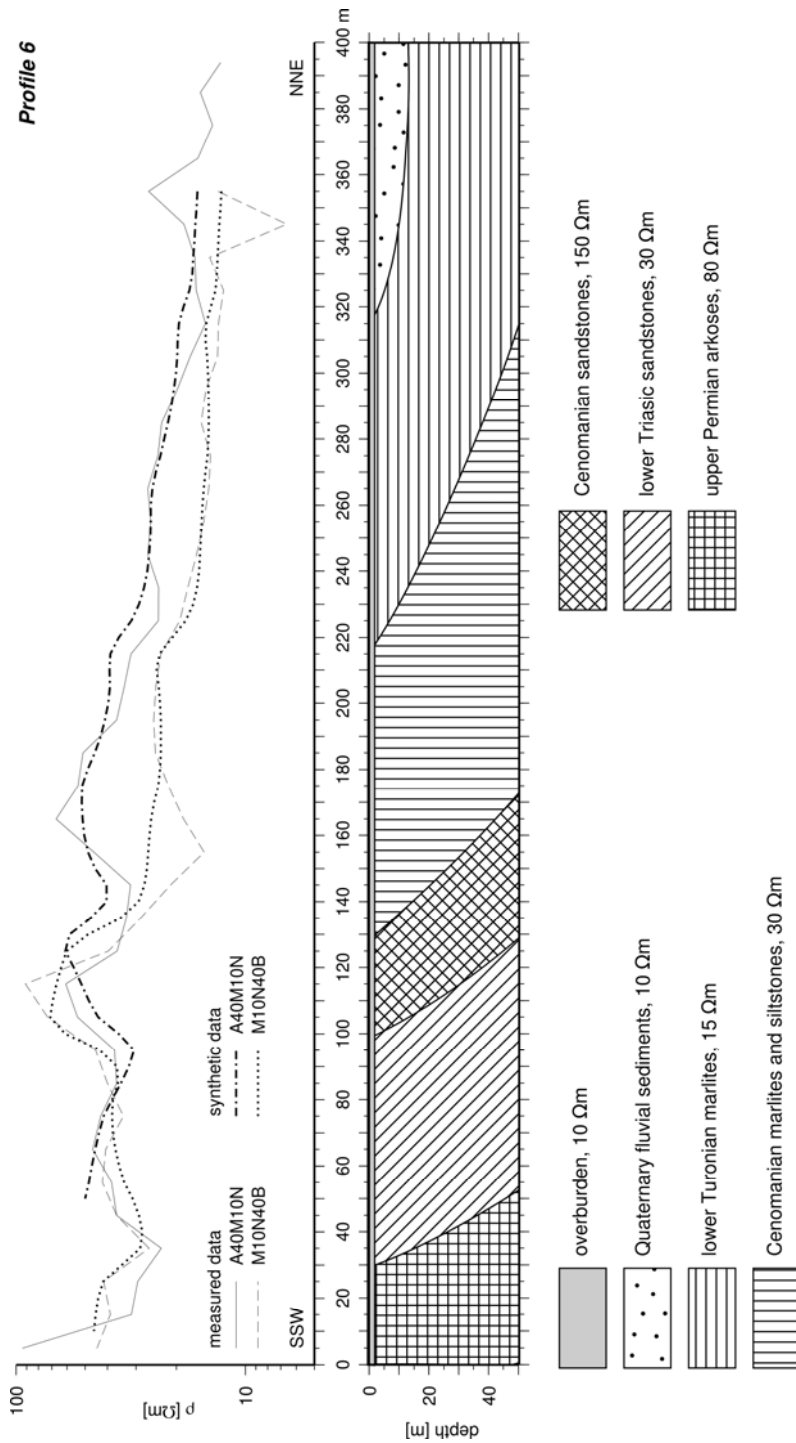


**Fig. 6** Interpreted apparent resistivity curves from the pole-dipole measurements on profiles 4 and 5. The conductor on the station 625 m on profile 4 and 725 m on profile 5 represents the searched fault along which the Hronov-Poříčí Trough subsided and the Jestřebí Mts. were uplifted.



**Fig. 7** Measured apparent resistivity curves for the pole-dipole method on profiles 6 and 7. No fault seems to be crossed by the profiles.





**Fig. 8** Geoelectrical model for profile 6 – SW margin of the Hronov-Poříčí Trough. No fault was detected and hence the margin is modelled as a simple flexure structure.

**4. DISCUSSION**

Based on the results of resistivity measurements we suppose that the NE margin of the studied part of the HPT is controlled by a normal fault parallel to the main reverse fault of the HPFZ. The position of this fault is corresponding to the foothill of the Jestřebí

Mts. On the other hand, the SW margin of the HPT does not seem to be determined by a normal fault and it rather seems to be fixed to a simple flexure structure.

From the geomorphological point of view, the new information about the tectonics of the HPT

enables to classify its marginal scarps as structural on SW and fault scarp on NE. Thus the Pliocene to Quaternary subsidence of the HPT was driven both by normal faulting (along the NE margin) and flexural deformation (along the SW margin). The present day seismic activity gives the evidence for ongoing tectonic movements in the area of the HPT.

## 5. CONCLUSIONS

The electric resistivity measurements using pole-dipole method were carried out along five profiles crossing the anticipated normal faults bounding the NW part of the HPT between the towns of Trutnov and Červený Kostelec. The results confirmed our previous hypothesis on the presence of normal fault bounding the HPT against the Jestřebí Mts. on the NE. In contrast, the normal fault which we suppose to bound the SW margin of the HPT was not found. We therefore conclude that the Pliocene to Quaternary subsidence of the HPT results from both the normal faulting and flexural deformation.

## ACKNOWLEDGEMENT

This study has been supported by the Czech Science Foundation (Grant No. 205/05/H020) and by the Research Plan of the Institute of Rock Structure and Mechanics, AS CR, v. v. i., No. A VOZ30460519.

## REFERENCES

- Andres, E.: 1966, Intrasudetic Depression – experimental geoelectrical measurements. MS Geofond, 18900, (in Czech).
- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. and Bankwitz, E.: 2003, Structural characteristics of epicentral areas in central Europe: Study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics* 35 (1-2), 5–32.
- Biely, A., Buday, T., Dudek, A., Fusán, O., Kodym, O., Kopecký, L., Kuthan, M., Malkovský, M., Matějka, A., Sattran, V. and Svoboda, J.: 1968, Tectonic map of the Czechoslovakia, ÚÚG, Prague, (in Czech).
- Bull, W.B. and Mc Fadden, L.D.: 1977, Tectonic geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In Doehring, D. O., ed., *Geomorphology in Arid Regions*, State University of New York at Binghamton, 115–138.
- Burbank, D. and Anderson, R.: 2001, *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, 274.
- Cymerman, Z.: 2004, Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000, Polish Geological Institute, Warszawa.
- Demek, J., 1992. Geomorphological map 1:50 000, sheet 04-33 Náchod, PřF UP Olomouc, MS KU Hradec Králové, 26, (in Czech).
- Guenther, V., Macková, E., Smik, F. and Středa, J.: 1964, Report about the black coal deposit research in the Intrasudetic Basin, state to the 1.10.1964. MS Geofond, 17583, (in Czech).
- Jelen, M.: 1957. Report about the gravity research of the Manětín Carboniferous Basin. MS Geofond, 08357, (in Czech).
- Kárník, V., Schenková, Z. and Schenk, V.: 1984, Earthquake activity in the Bohemian Massif and in the Western Carpathians. *Travaux Géophysiques* 547 (29), 9–33.
- Kontny, B.: 2004, Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996 – 2002. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 1 (3), 35–39.
- Král, V.: 1949. Terraces of the Úpa River, *Sborník ČSZ* 54, 3, 179–183, (in Czech).
- Procházková, D., Dudek, A., Mísař, Z. and Zeman, J.: 1986, Earthquakes in Europe and their relation to basement structures and fault tectonics, Academia, Prague, 80.
- Scheck, M., Bayer, U., Volker, O., Lamarche, J., Banka, D., and Pharaoh, T.: 2002, The Elbe Fault System in the North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics* 360 (1 – 4), 281–299.
- Schenk, V., Schenková, Z. and Pospíšil, L.: 1989, Fault system dynamics and seismic activity - examples from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. *Geophysical Transactions* 35 (1-2), 101–116.
- Stejskal, V., Štěpančíková, P. and Vilímek, V.: 2006, Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí Fault Zone. *Geomorphologica Slovaca* 6 (1), 14–22.
- Svoboda, J. and Chaloupský, J.: 1961, Geological map of the ČSSR 1:200 000, sheet M-33-XVII Náchod, ÚÚG, Praha, (in Czech).
- Špaček, P., Sýkorová, Z., Pazdírková, J., Švancara, J. and Havíř, J.: 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). *Studia Geophysica et Geodaetica* 50 (2), 233–258.
- Tásler, R.: 1979, Geology of the Czech part of the Intra-Sudetic Basin, ÚÚG, Praha, 292, (in Czech).
- Vejlupek, M., ed.: 1990, Geological map of the Czech Republic 1:50 000, sheet 04-33 Náchod, ÚÚG, Praha, (in Czech).
- Vyskočil, P.: 1988, The dynamics of the Hronov-Poříčí seismoactive fault. *Proceedings of the Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography* 17, 93–111.
- Woldřich, J.N.: 1901, Earthquake in the north-eastern Bohemia on January 10, 1901. *Transactions of the Czech Academy of Sciences, series II* 10 (25), 1–33, (in Czech).

### **Publikace 3**

Stejskal, V. – Valenta, J. – Vilímek, V. (2011): Using field measurements and geophysical survey in research of relations between landforms and joint tectonics in Broumovská vrchovina (Czech Republic). AUC Geographica, submitted on March 21, 2011.

## **Using field measurements and geophysical survey in research of relations between landforms and joint tectonics in Broumovská vrchovina (Czech Republic)**

**Vladimír Stejskal**\*<sup>1,\*2</sup>, \*<sup>1</sup> Aon Benfield Praha, a.s.; \*<sup>2</sup> Charles University in Prague, Faculty of Science, Department of Physical Geography and Geoecology.

**Jan Valenta**, Institute of Structure and Mechanics v.v.i, Academy of Sciences of the Czech Republic.

**Vít Vilímek**, Charles University in Prague, Faculty of Science, Department of Physical Geography and Geoecology

### **Abstract**

We analyze the relations between fault and joint tectonics and landforms in the south-western part of the Broumovská vrchovina (Bohemian Massif), where the surface topography is strongly influenced by tectonics and lithology of Upper Cretaceous and Permo-Carboniferous sedimentary series. The joints' orientation was examined by field measurements and 3D seismic tomography. Orientation of linear topographic features (morpholineaments) shows a clear dependency on two perpendicular joint systems of NE-SW and NW-SE direction. However, morpholineaments of NW-SE direction are more apparent in surface topography and also their frequency is higher. This can be attributed to the mechanical properties of NW-SE striking joints that are more open and penetrate to higher depths, which makes them more favourable for erosion processes.

**Key words:** Broumovská vrchovina, morpholineaments, 3D seismic tomography, joint tectonics.

### **1. Introduction**

Evolution of landforms in upper Cretaceous and Permo-Carboniferous sedimentary basins of Bohemian massif tends to be strongly influenced by the presence of Saxonian tectonic joints. The distribution and spatial orientation of subvertical joints in the rock massif is very often supposed to be a crucial factor influencing the morphology of macro-, mezo- and microforms of the relief. In addition to that it can also be an important factor influencing the slope deformations.

The presented paper deals with an analysis of relations between landforms and joint and fault tectonics in Permo-Carboniferous and Upper-Cretaceous sediments of south-western part of the Broumovská vrchovina (North-East Bohemia), typical with well developed structural landforms. The orientation of tectonic joints was studied using the field

measurements on rock outcrops and also using the shallow seismic prospecting in order to detect the mechanical properties of joints in deeper parts of the rock massif.

## **2. Geological and geomorphological settings**

The studied area is situated in the south-western part of the Intra-Sudetic basin. Present day extent of the basin is given by presence of Carboniferous and Permian sediments north-east of the Hronov-Poříčí fault zone (HPFZ), on the territory of the NE Bohemia and adjacent areas of Poland. The Intra-Sudetic basin was formed during the early Variscan tectogenesis and it has been filled with terrestrial and in certain extent also with marine sediments and volcanics continuously from Lower Carboniferous to Upper Triassic. The sedimentation was interrupted by post-Triassic tectonic movements that resulted in denudation of youngest sedimentary series. The period of denudation was terminated due to the Upper Cretaceous (Cenomanian) sea transgression.

The present-day brachysynklinal structure of the basin with NW-SE oriented axis originated during the post-Cretaceous Saxonian tectogenesis. In its early stage the surface of flat laying Cretaceous deposits was warped by transversal anticlines and synclines and in the later stage also disrupted by transversal and longitudinal faults (Tásler et al. 1979).

The whole studied area is typical with increased seismic activity, compared to the rest of the Bohemian massif. According to the seismic zoning of Kárník et al. (1984), the whole Broumovská vrchovina belongs to the seismic region Náchod–Kłodzko. The strongest seismic events in this zone are related to the HPFZ, while some weaker seismicity was also observed along the faults in the eastern part of the Krkonoše Mountains and Kłodzko graben in Poland. One of the strongest earthquakes ever observed in Bohemia was recorded on January 1, 1901 along the HPFZ (Schenk et al., 1989). Its macroseismic effects reached the intensity of 7° MSK-64.

From the point of view of geomorphological regionalization (Demek, ed. 1987, Sládek, 1977), the studied area belongs to the four lower-order geomorphological units – Polická vrchovina, Jestřebí hory, Rtyňská brázda and Hronovská kotlina.

Polická vrchovina corresponds to the axial part of the Intra-Sudetic basin formed of Upper Cretaceous sediments up to 500 m thick. In the lithology of surface sedimentary series prevail sandstones, siltstones and marlstones of the Cenomanian to Upper Turonian age. The age of youngest Upper Cretaceous sediments was unknown for a long time. Eventually, their Coniacian age was proved by Vejlupek (1984), based on paleontological studies. This concerns the thick bedded sandstones of Adršpach-Teplice basin, Ostaš, Hejda, Hejšovina and Bor, that were preserved as denudation remnants along the axis of the Intra-Sudetic basin. These sandstones with an incomplete thickness of 130 m are attributed by Tásler and Kotlář (1987) to the Březno series.

Polická vrchovina is divided by transversal Skály fault (oriented WSW-ENE) into two parts with different tectonic properties. In the northern, relatively uplifted, part prevail transversal faults with mainly SW-NE or WSW-ENE strike, while the southern part is typical with NW-SE oriented faults. Besides the Skály fault, other principal tectonic dislocations are the Police fault (striking NW-SE) causing the subsidence of the Hejda and eastern part of the Ostaš mesa by approximately 60 meters (Vejupek 1986) and the Bělý fault (striking NNW-SSE), along which the eastern block of the Police basin subsided approximately 60 meters (Demek, Kopecký 1994).

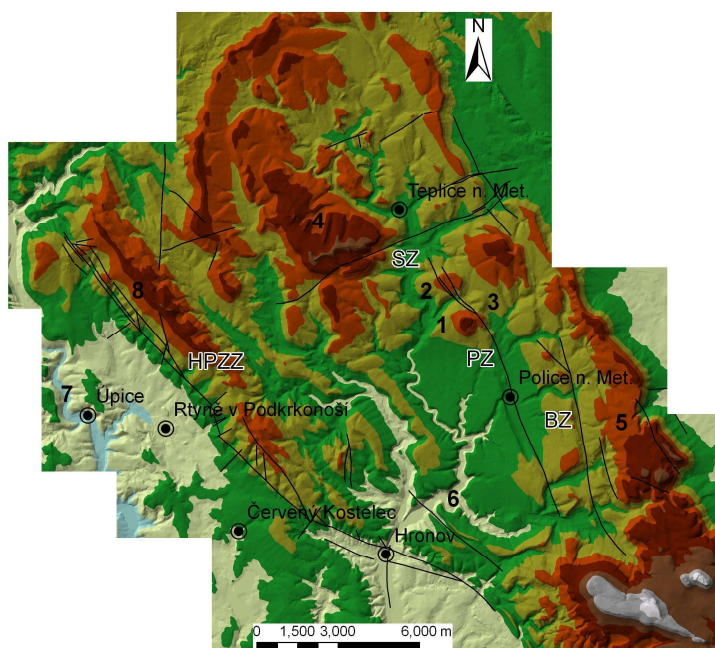


Fig. 1. Map of the localities of joint measurements. 1 – Ostaš, 2 – Hejda, 3 – Kočičí skály, 4 – Teplické skály, 5 – Broumovské stěny, 6 – Metuje and Ledhujka valley SW of Police nad Metují., 7 – Úpa valley NW of Úpice, 8 – Jestřebí hory.

Landforms and geomorphological processes in Polická vrchovina are strongly influenced by structure and lithology of Upper Cretaceous sedimentary series. The main geomorphological features most likely existed already back in the Pliocene. Selective denudation of brachysynclinally layered sedimentary series with different lithology gave birth to two parallel cuesta belts along the margins of Polická vrchovina and structural plains in its central part. A gradual uplift of the Intra-Sudetic basin by approximately 100 m compared to the northern part of the Bohemian Cretaceous Basin, resulted in Pleistocene rejuvenation of erosion processes and series of present-day river network, belonging to the catchments of the Metuje and Úpa rivers (Tásler et al., 1979).

Jestřebí hory are situated parallel to the HPFZ in the relatively uplifted block. The subsided block – the Hronov-Poříčí graben – comprises the other two geomorphological units – Rtyňská brázda and Hronovská kotlina. The relief is developed in Permo-Carboniferous (sandstones, conglomerates, siltstones, claystones and arcoses) and Upper Cretaceous sediments (sandstones, siltstones, marlstones). The Upper Cretaceous sediments were preserved only in the subsided block, while the Permo-Carboniferous is exposed within the Jestřebí hory, where the Cretaceous was completely denudated.

The ridge of Jestřebí hory reaches its highest altitudes in the NW part (Žaltman 739 m, Kolčarka 691 m), which correspond to the maximum thickness of resistant arcoses and conglomerates of the Jívka series (Upper Carboniferous – Stephanian). The ridge has in this part character of a cuesta. The denudational SW facing slope under the steep cuesta scarp is developed in less resistant aleuropelites of the Svatoňovice series (Upper Carboniferous – Westphalian, Stephanian), the structural backslope of the cuesta, facing to the NE is inclined more or less conform ( $10\text{--}20^\circ$  to the NE) to the dip of arcoses and conglomerates of the Jívka series ( $25\text{--}30^\circ$  to the NE). The ridge-crest is running parallel to the HPFZ and it is not dissected by backward erosion of streams flowing in the lower parts of both marginal slopes of the Jestřebí hory. The denudational slope under the steep cuesta scarp is in its lower part followed by a considerably steeper slope with the dip exceeding  $25^\circ$  in some places. This slope separates the Jestřebí hory from the flat relief of Rtyňská brázda. It is fixed on the flexure, originated during the Tertiary. Dips of the strata reach up to  $80^\circ$ , in some places the flexure is accompanied with normal faults (Tásler et al., 1979). The slope has some signs typical for fault scarps, like relatively straight mountain front, presence of triangular facets or the distinct change of the slope, with no relation to a change of basement lithology. Demek (1992) considers it to be a combined fault scarp. The surface trace of the main reverse fault of the HPFZ is running in the NW-SE direction in the lower part of the SW hillside of the Jestřebí hory. Locally it is manifested by occurrence of steps in the slope, but in general it is morphologically much less distinct than the supposed normal faults bounding the Jestřebí hory along the foothill.

Further to SE the Jestřebí hory range is typical by lower altitudes (Maternice 546 m). The ridge-crest is, compared to the Žaltman part, more dissected by the backward erosion. Lithology of sedimentary series is characterized by the predominance of aleuropelites over arcoses and conglomerates, which results in the prevalence of smooth landforms. The main reverse fault of the HPFZ is running in the lower part of the SW slope and it is not accompanied by any significant morphological manifestation. The fault scarp separating the Jestřebí hory from basin units (Rtyňská brázda and Hronovská kotlina) is, compared to the Žaltman part, lower and less distinct.

Rtyňská brázda and Hronovská kotlina are tectonic depressions situated along the foot of the Jestřebí hory, on the territory of the Hronov-Poříčí graben. They are characterized by a smooth relief shaped in Upper Cretaceous deposits and occurrence of flat floored and shallow valleys of water streams. Both depressions are bounded against the relatively uplifted surroundings by fault scarps. Morphologically the most apparent is the NE boundary fixed to the marginal fault scarp of the Jestřebí hory.

### **3. Methods**

#### **3.1. Joint measurements**

In the studied area, the joint measurements were carried out in different sedimentary formations in following localities (see also Fig. 1):

- Thick bedded sandstones of Březno series (Upper Cretaceous – Coniacian). The measurements were carried out in the localities Ostaš, Hejda, Kočičí skály and Teplické skály.
- Thick bedded sandstones of the Jizera series (Middle–Upper Turonian). Measurements were carried out in the middle part of Broumovské stěny, east of the municipality of Slavný.
- Spongilites of Jizera series. Measurements were carried out on outcrops in the Metuje and Ledhujka valleys SW of Police nad Metují.
- Permo-Carboniferous sediments. Measurements were carried out in sandstones of Trutnov series on outcrops in the Úpa river valley, NW of Úpice and on outcrops of Žaltman arcoses (Jívka strata) in the NW part of Jestřebí hory.

Most of the measurements (1,113 in total) were carried out in the thick bedded sandstones of the Březno and Jizera series, thanks to a large number of outcrops in the rock cities. There were considerably less measurements carried out in the spongilites of the Jizera series (180 in total) and in the Permo-Carboniferous sediments (153 in total), where the presence of surface outcrops is significantly limited.

#### **3.2. Analysis of morpholineaments**

In order to assess the manifestation of fault and joint tectonics in the landforms' morphology we used the method of spatial analysis of morpholineaments (Badura et al., 2003, Štěpančíková et al., 2008). Morpholineaments are defined as linear elements of relief, like e.g. mountain fronts, ridge-crests, river network, linearly distributed groundwater springs, etc. In the studied area we treated separately morpholineaments in the Upper Cretaceous sediments of the Polická vrchovina and Permo-Carboniferous sediments of the Jestřebí hory. The reason for this separate treatment was a detection of possible differences in manifestation of fault and



joint tectonics in areas differing in basement lithology. In addition to that, we studied separately morpholineaments delineated along the drainage network and morpholineaments delineated as straight-line ridge-crests, cuesta scarps or foothills of structural scarps or fault scarps. For the purpose of simplification these two groups of morpholineaments will be called in further text as valley-type and topographic lineaments respectively.

All the morpholineaments were delineated based on digital topographic maps of 1:10,000 scale and processed in Arc GIS. The valley-type morpholineaments were obtained using the conversion of drainage network into the polylines, composed of different number of segments with certain length and azimuth. The topographic lineaments were delineated in a more subjective way as all other straight-line elements of the relief. In the subsequent spatial analysis, only the morpholineaments longer than 200 m were taken into account. These were compared with orientation of tectonic faults and joints in the studied area. In total we analyzed 77 km of valley-type and 28 km of topographic morpholineaments in the Permo-Carboniferous sediments and 181 km of valley-type and 78 km of topographic morpholineaments in the Upper Cretaceous sediments. All the morpholineaments, including those shorter than 200 m, are shown in Fig. 9. The orientation of morpholineaments is shown in Fig. 10–14.

### **3.3. 3-D seismic tomography**

Detection of crack system, its density, depth and orientation is a problem, which can be solved not only by direct measurements on rock outcrops, but also by a number of geophysical methods. In our study we used a solution based on the 3D seismic tomography (e.g. Valenta and Dohnal, 2007). The testing locality was situated on a slightly inclined structural plain, at the foothill of the Ostaš mesa in the central part of the Polická vrchovina. The basement is built by subhorizontally layered spongilites and fine-grained sandstones of the Jizera series. The dip of the strata is up to 10°.

The principle of the applied method is based on detection of changes in velocities of seismic waves due to different mechanical properties of the basement. Tectonic joints form weaken, low velocity zones in the rock massif which are further emphasized by accelerated weathering in the near surface zone. If the joints are oriented in certain direction, as is the case of joints controlled by tectonic stresses, they are usually responsible for anisotropy of seismic waves and might also be detected as a system of periodically repeating low and high velocity zones oriented perpendicular to the direction of main tectonic stress in the area. The method of 3D tomography enables to identify not only the direction of joint systems, but also their mechanical properties (Valenta, 2007). This type of measurements always requires generating seismic waves. In our case the impact source (sledge hammer) was used. The

seismic velocities were recorded by 13 seismometers placed along and inside the circle with a diameter of 30 m. In total, the area of approx. 4,000 sq. m was covered with the experiment.

## 4. Results

### 4.1. Analysis of joint measurements

The results of joint measurements are shown in Fig. 2–7, and they can be summarized in the following points:

- Joint tectonics in the area of Broumovská vrchovina (i.e. East of HPFZ) exhibits two dominant directions – approximately NE-SW and NW-SE. More particular, following directions were identified: 40–50° and 130–140° in thick bedded sandstones (see Fig. 2–4), 40–60° and 120–140° in spongilites of the Jizera series (see Fig. 5) and 30° and 125° in the Žaltman arkoses (see Fig. 7). These main directions are always slightly shifted to the North (i.e. counter clockwise) in respect of the orientation of the main tectonic faults (cf. Fig. 8A) with prevailing strike of 50–80° and 130–170° in the Upper Cretaceous formations of Polická vrchovina and 60–80° and 140° in the Permo-Carboniferous sediments of Jestřebí hory.
- Joint orientation in sandstones of the Trutnov series in the Úpa valley (West of HPFZ) exhibits substantially different prevailing direction – 80–90° (N-E) and 170° (E-W). The reason for different orientation of tectonic joints in areas E and W of HPFZ can be seen in different orientation of stress fields along both sides of HPFZ at the time when the joints originated.
- The joint measurements exhibit considerably higher variations in other sediments than the Upper Cretaceous thick bedded sandstones. Both in arkoses of the Jívka strata and namely in spongilites of the Jizera series can be observed several different directions, where the N-S is the most pronounced one.
- Different localities selected for joint measurements in the thick bedded sandstones of Polická vrchovina were selected so that they were situated in different tectonic blocks (see Fig. 1), i.e. Teplické skály N of the Skály fault, Ostaš S of the Skály fault and W of the Police fault, Hejda and Kočičí skály S of the Skály fault and between the Police and Bělý fault and Broumovské stěny S of the Skály fault and E of the Bělý fault. Between particular localities no significant differences in joints orientation were observed, which suggests uniform orientation of stress fields in the whole basin at the time of the joints origin.

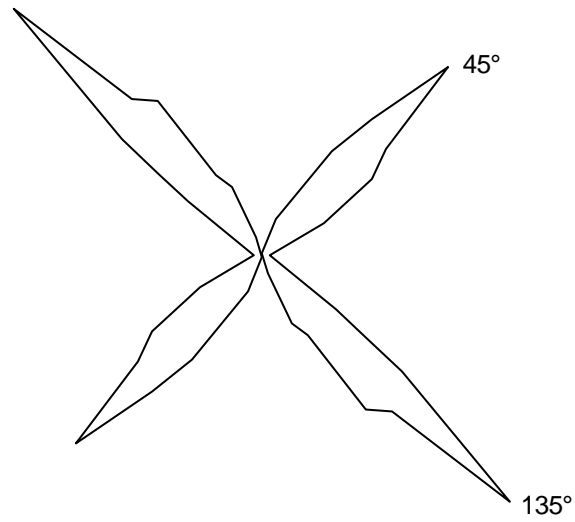


Fig. 2. Joint measurements in thick bedded sandstones of the Březno strata. Localities 1, 2 and 3. In total 713 measurements were carried out.

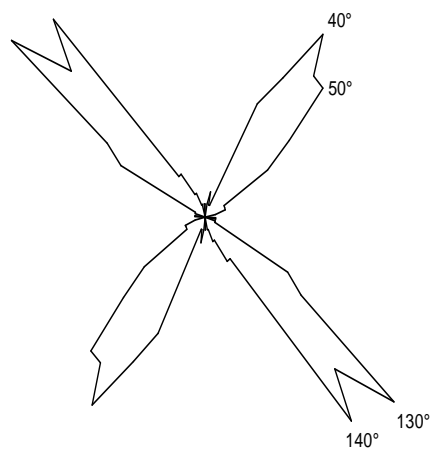


Fig. 3. Joint measurements in thick bedded sandstones of the Březno strata in locality 4. In total 200 measurements were carried out.

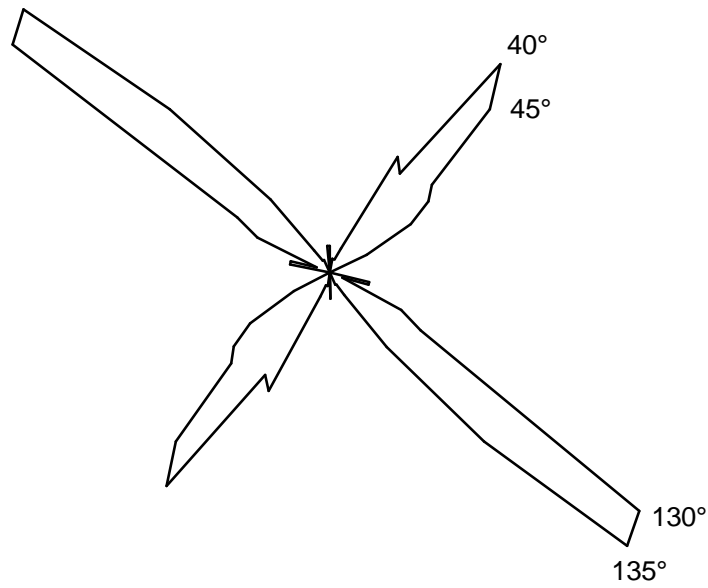


Fig. 4. Joint measurements in thick bedded sandstones of the Jizera series in the locality 5. In total 200 measurements were carried out.

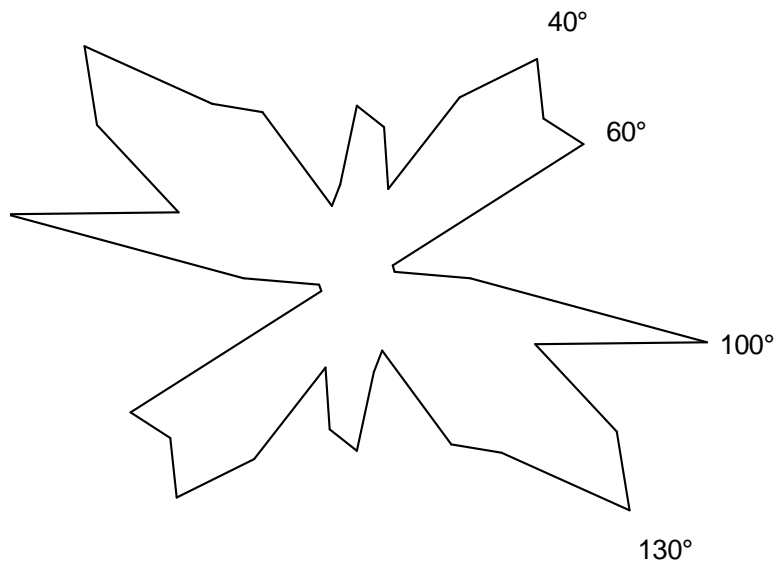


Fig. 5. Joint measurements in spongilites of the Jizera series in locality 6. In total 180 measurements were carried out.

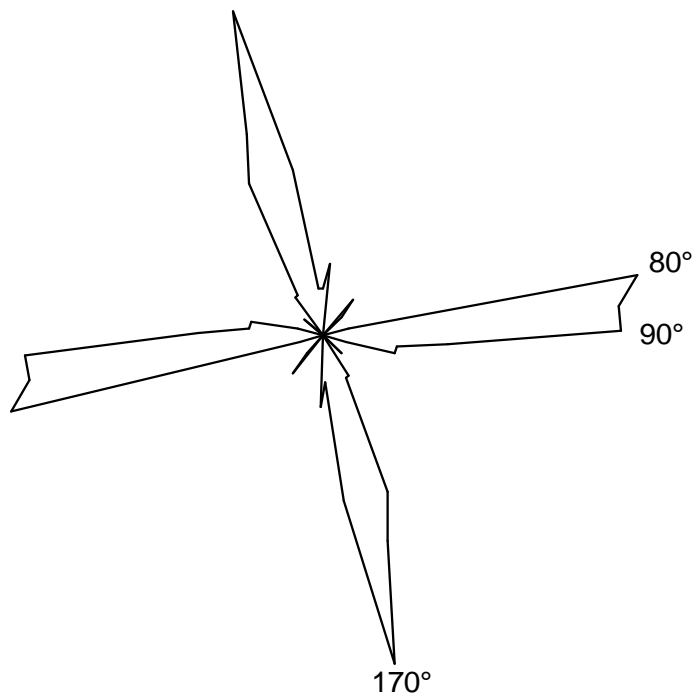


Fig. 6. Joint measurements in sandstones of the Trutnov series in locality 7. In total 100 measurements were carried out.

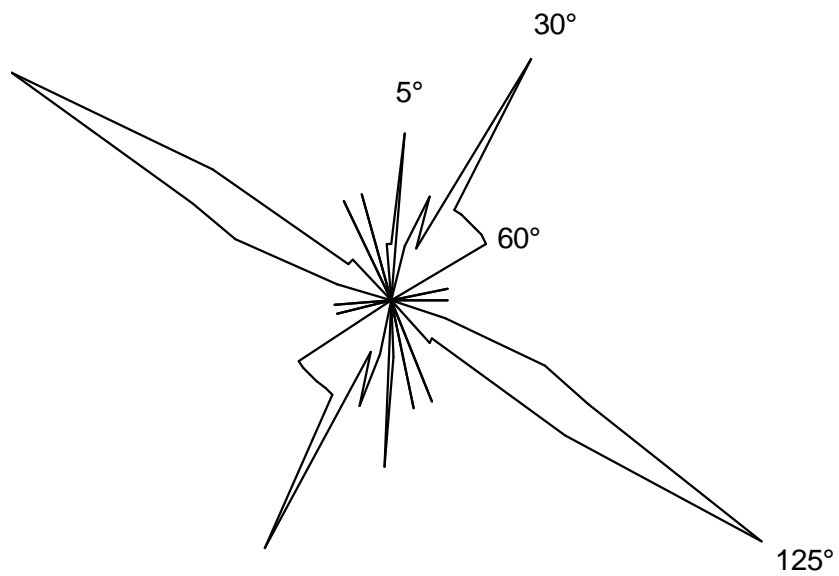


Fig 7. Joint measurements in Žaltman arcoses in locality 8. In total 53 measurements were carried out.

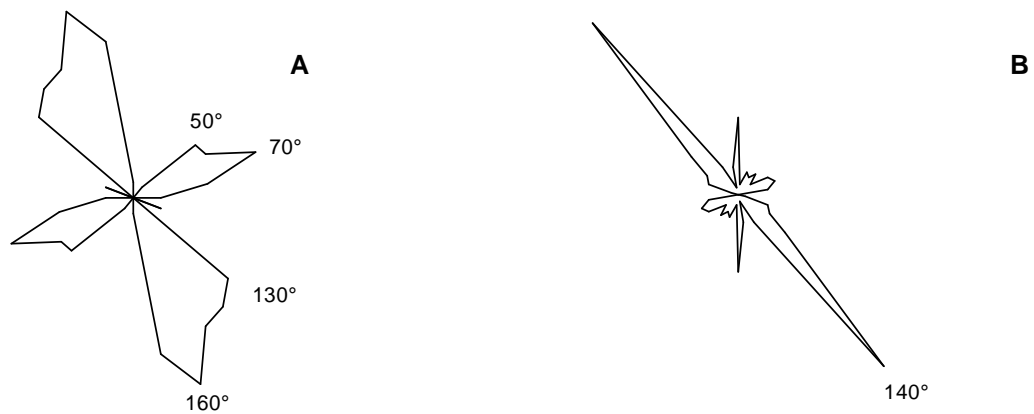


Fig. 8. Orientation of tectonic faults in Polická vrchovina (A) and Jestřebí hory (B).

#### 4.2. Analysis of morpholineaments

Summarizing the results of spatial analysis of morpholineaments, we have come to the following observations:

- In all the cases we can clearly observe more or less pronounced directivity of morpholineaments, typical with one or two maxima of concentration in NE-SW and NW-SE quadrants respectively.
- The orientation of valley-type morpholineaments in the Upper-Cretaceous sediments in Polická vrchovina has its maxima between 40 and 70° in the NE quadrant and 140 and 160° in the SE quadrant (see Fig. 10–12). Once we take out from the whole set the Metuje river valley, where we can expect lower degree of dependency on joint tectonics, we get the same orientation of maxima as for the whole set of morpholineaments, however these maxima are much more dominant due to the lower variability of observations. In both cases (i.e. with and without the Metuje valley) there are two obvious maxima in both quadrants, where the first one (40 and 140°) corresponds to the orientation of joints and the second one (140 and 160°) corresponds to the orientation of faults.
- Orientation of topographic morpholineaments in Polická vrchovina reaches the maximum frequency at 140 and 160°. The maxima in the NE quadrant (40 and 60–80°) are relatively suppressed by the presence of long straight line fault scarps along the Police and Bělý faults and cuestas striking NW-SE. Similarly to the valley morpholineaments, two maxima in the SE quadrant are observed, which correspond to the orientation of tectonic joints and faults.
- Orientation of the valley-type morpholineaments in the Permo-Carboniferous sediments of Jestřebí hory has its maxima at 70, 130 and 150°. The two maxima

related to different orientation of joints ( $150^\circ$ ) and faults ( $130^\circ$ ) can be identified in the SW quadrant only.

- The topographic morpholineaments in the Permo-Carboniferous sediments have only one distinct maxima at  $140^\circ$ . The second maximum in the NE quadrant is again suppressed by the presence of the NW-SE direction, along which the whole ridge of Jestřebí hory is oriented.
- Both in the Upper Cretaceous sediments of the Polická vrchovina and the Permo-Carboniferous sediments of the Jestřebí hory we can observe that both types of morpholineaments are more concentrated into the NW-SE quadrants. The dominance of NW-SE directions is typical mainly for topographic morpholineaments (see Fig. 12 and 14), where the concentration in NW-SE quadrants reach 70% in the Upper Cretaceous and 96% in the Permo-Carboniferous sediments. In order to explain the prevailing NW-SE orientation of morpholineaments we carried out a shallow seismic survey in the middle part of Polická vrchovina. The aim was to detect the mechanical properties of tectonic joints that would be favourable for erosion processes concentrated along one particular direction of tectonic joints.

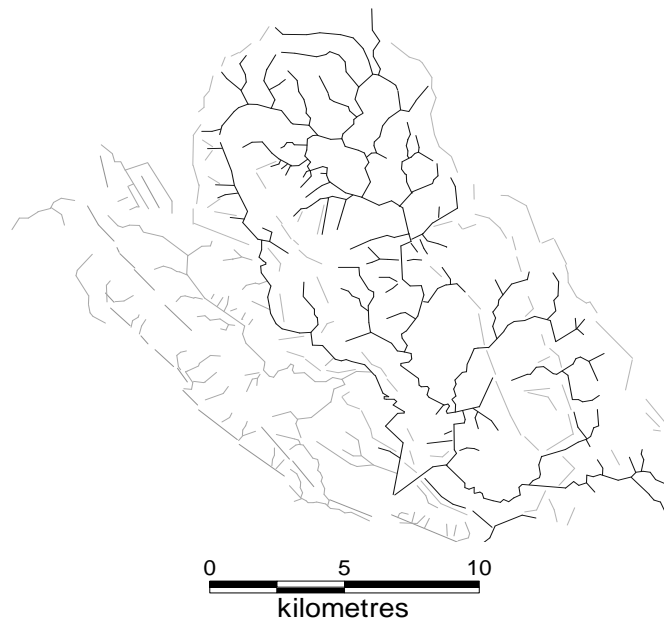


Fig. 9. Map of morpholineaments of both types delineated in the studied area of Polická vrchovina and Jestřebí hory.

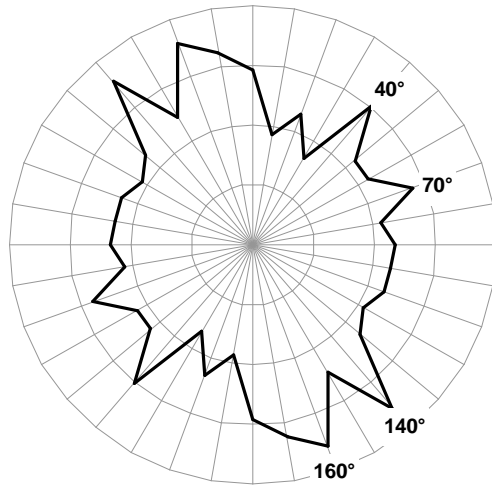


Fig. 10. Valley-type morpholineaments in Upper-Cretaceous sediments of Polická vrchovina.

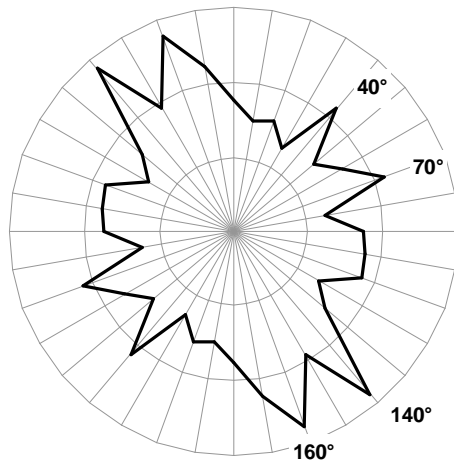


Fig. 11. Valley-type morpholineaments in Upper-Cretaceous sediments of Polická vrchovina, excluding the Metuje river valley.



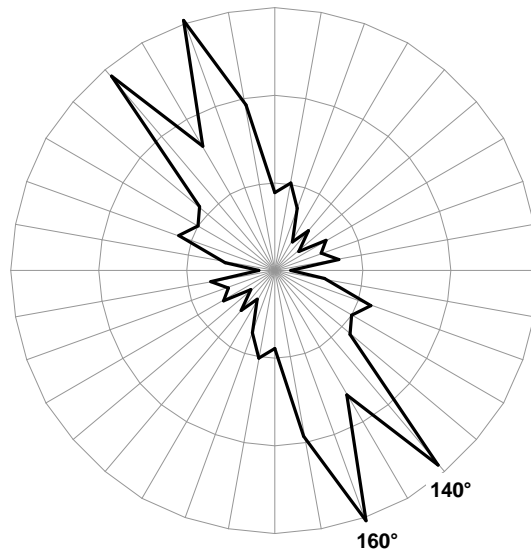


Fig. 12. Topographic morpholineaments in Upper-Cretaceous sediments of Polická vrchovina.

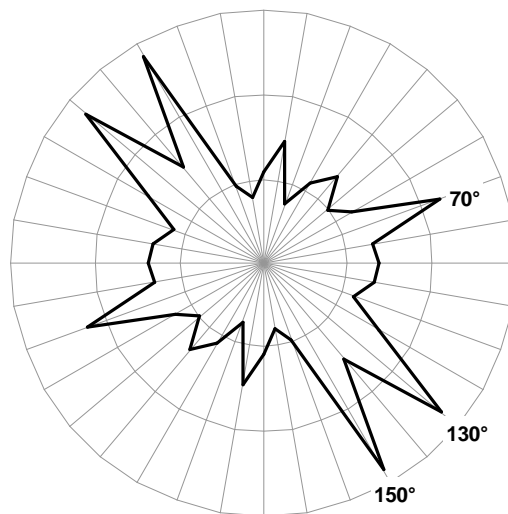


Fig. 13. Valley-type morpholineaments in Permo-Carboniferous sediments of Jestřebí hory.

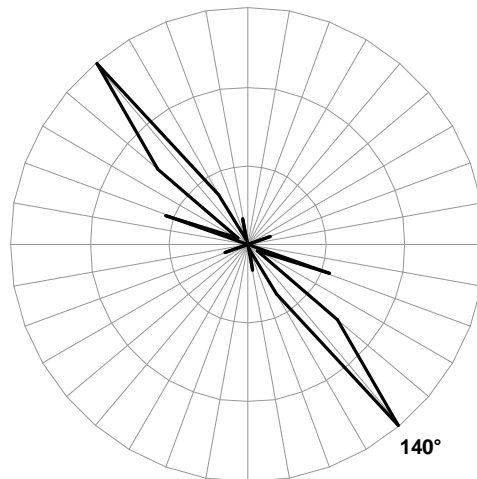


Fig. 14. Topographic morpholineaments in Permo-Carboniferous sediments of Jestřebí hory.

#### 4.3. Tectonic joints detection using a 3D seismic tomography

Interpretation of results of 3D seismic tomography (Fig. 15) is consistent with direct joint measurements. We identified two perpendicular subvertical joint systems with directions of NW-SE and NE-SW. The non weathered basement was identified approx. 3 m bellow the surface. Joints of the NE-SW direction were not detected deeper than 9 m bellow the surface which means that they close relatively fast towards the depth. On the other hand, joints of the NW-SE direction were still well apparent even in 15 m depth, which is supposed to be the maximum credible depth for the applied method (Valenta, 2008). This finding is very important especially when studying the dependencies between morpholineaments and joint tectonics. In the previous section we came to the conclusion that in the whole studied area morpholineaments of the NW-SE direction are more frequent than those of the NE-SW direction. Based on the results of the 3D seismic tomography, this can be attributed to different mechanical properties of both joint systems. The more opened joints of the NW-SE direction are more favourable for weathering and erosion processes, which subsequently lead to a higher concentration of landforms into these directions.

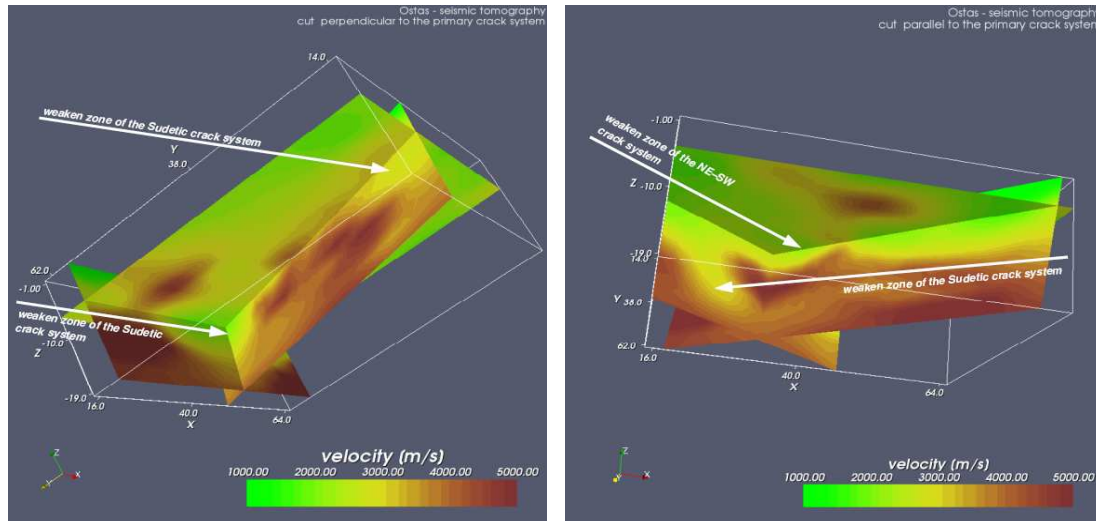


Fig. 15. Graphical interpretation of a 3D seismic tomography. Left – parallel section to the joint system of the NW-SE direction, right – the transversal section. In both cases two main joint directions are obvious.

## 5. Conclusions

Direct measurements of tectonic joints in Upper Cretaceous and Permo-Carboniferous sediments revealed two different prevailing directions of perpendicular joint system. West of the Hronov-Poříčí fault zone (HPFZ) were identified two prevailing directions – N-S and E-W, east of the HPFZ, in Jestřebí hory and Polická vrchovina NE-SW and NW-SE directions prevail. The different orientation of tectonic joints east and west of the HPFZ can be explained by different orientation of stress fields at the time when the joints originated. Compared to the orientation of local tectonic faults, the dominant directions of joints are slightly shifted to the North (i.e. in counter clockwise direction). Joint directions detected by field measurements were also confirmed by the 3D seismic tomography. In addition to that, using this indirect method, we identified different mechanical properties of the NE-SW and NW-SE striking joints, where the second mentioned joint system is more opened and also it penetrates to higher depths.

Orientation of linear topographic features (morpholineaments), as identified from 1:10,000 topographic maps, shows clear dependency on the orientation of tectonic joints as identified by the two above mentioned methods. However, morpholineaments of the NW-SE direction are more apparent in surface topography and also their frequency is higher. This can be attributed to the mechanical properties of the NW-SE striking joints that are more favourable for denudation and erosion processes.

## Acknowledgements

The research was supported by the Ministry of Education, Youth and Sports of the Czech Republic, project no. MSM0021620831 “Geographic Systems and Risk Processes in the Context of Global Change and European Integration” and by the Czech Science Foundation, project no. GA205/09/1244.

## References:

- Badura, J., Zuchiewicz, W., Gorecki, A., Sroka, W., Przybylski, B., and Zyszkowska, M. (2003): Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana*, Ser. A, No.24 (131), ÚSMH AV ČR, Praha, 21–49.
- Demek, J, ed. (1987): *Hory a nížiny: zeměpisný lexikon ČSR*, Academia, Praha, 584 p.
- Demek, J., Kopecký, J. (1994): Geomorphological processes and landforms in the southern part of the Polická vrchovina Highland (Czech Republic). *GeoJournal*, 32 , 3, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London, 231 - 240.
- Kárník, V., Schenková, Z. and Schenk, V., 1984. Earthquake activity in the Bohemian Massif and in the Western Carpathians. *Travaux Géophysiques* 547 (29), 9 - 33.
- Schenk, V., Schenková, Z. and Pospíšil, L., 1989. Fault system dynamics and seismic activity - examples from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. *Geophysical Transactions* 35 (1-2), 101 - 116.
- Sládek, J. (1977): Zeměpisné vymezení a regionální členění. In: Roček Z. (ed): *Příroda Orlických hor a Podorlicka*, Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 13 - 87.
- Štěpančíková, P., Stemberk, J., Vilímek, V., and Košťák, B. (2008): Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). *Special Issue on: Impact of active tectonics and uplift on fluvial landscapes and river valley development. Geomorphology* 102, 68-80.
- Tásler, R. et al. (1979): *Geologie české části vnitrosudetské pánve, ÚÚG v Akademii*, Praha, 292 p.
- Tásler, R., and Kotlář, J. (1987): *Geologie Chráněné krajinné oblasti Broumovsko*, unpublished document of CHKO Broumovsko in Police n. Met., 64 p.
- Valenta, J., Dohnal, J. (2007): 3D seismic travel time surveying – a comparison of the time-term method and tomography (an example from an archaeological site). *Journal of Applied Geophysics*, 63, 46–58.
- Valenta, J. (2008): New approaches in high-resolution shallow seismic prospection. *Acta Research Reports*, 17, 63–74.

- Valenta, J., (2007): New approaches in high-resolution shallow seismic prospecting. PhD Thesis, Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Fac. of Science, Charles University in Prague.
- Vejlupek, M. (1984): Stáří nejmladších svrchnokřídových pískovců polické pánve. Věstník ÚÚG, 59 , 6, ÚÚG, Praha, 343 - 350.
- Vejlupek, M. (1986): Strukturní stavba polické a svatoňovicko - hronovské pánve. Věstník ÚÚG, 61 , 3, ÚÚG, Praha 111 – 122.

## **Publikace 4**

Stejskal, V. (2005): Geomorfologické aspekty monitoringu pohybů skalních bloků v pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály. Sborník ČGS, 110, 2, 10 – 18.

GEOGRAFIE – SBORNÍK ČESKÉ GEOGRAFICKÉ SPOLEČNOSTI  
ROK 2005 ● ČÍSLO 2 ● ROČNÍK 110

VLADIMÍR STEJSKAL

**GEOMORFOLOGICKÉ ASPEKTY MONITORINGU POHYBŮ  
SKALNÍCH BLOKŮ V PSEUDOKRASOVÝCH LOKALITÁCH  
OSTAŠ, HEJDA A KOČIČÍ SKÁLY**

V. Stejskal: *Geomorphological aspects of monitoring movements of rock blocks in pseudocarst localities Ostaš, Hejda and Kočičí skály*. – Geografie Sborník ČGS, 110, 2, pp. 82–90 (2005). – Since 1989 slope movements and movements of tectonic origin have been monitored in three pseudocarst localities in Polická vrchovina. Monitoring has allowed to detect more or less distinct manifestations of slope movement activity in the majority of observing points. A detailed geomorphological analysis has shown time variability of the mechanism of slope movements. Presence of movements of tectonic origin hasn't been proved.

KEY WORDS: Polická vrchovina – block slope movements – movements monitoring – TM-71 gauge.

Tato práce byla podpořena výzkumným záměrem MSM 00216 20831 Geografické sekce Přírodovědecké fakulty UK.

**1. Úvod**

V pseudokrasových lokalitách Ostaš, Hejda a Kočičí skály ve střední části Polické vrchoviny provozuje Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR (ÚSMH) monitoring pohybů pískovcových skalních bloků. Účelem monitoringu je sledování současné aktivity blokových svahových pohybů a pohybů tektonického původu v soustavě dislokací polického zlomu. V rozmezí let 1989–1997 bylo na relativně malém území (cca 4 km<sup>2</sup>) postupně zřízeno celkem osm měřicích stanovišť na kterých jsou sledovány pohyby horninových bloků pomocí vysoce přesných měřicích přístrojů – terčových měřidel TM-71.

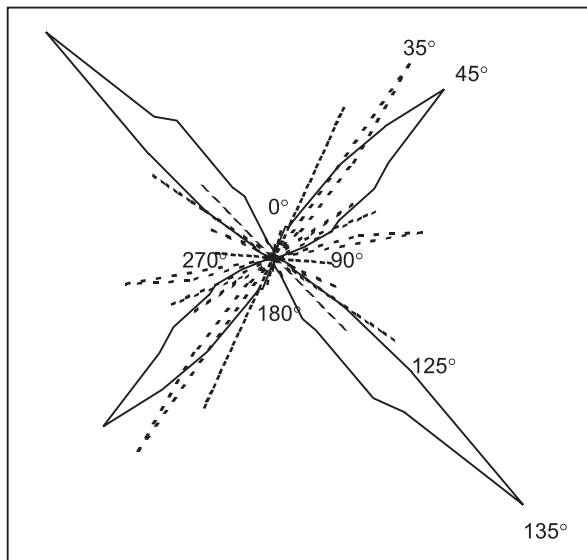
O kinematice pohybů sledovaných skalních bloků jsou prostřednictvím monitoringu získávány dostatečně přesné údaje. Vzhledem k časovým měřítkům průběhu geomorfologických procesů však tyto údaje pokrývají jen velmi krátké období. Data poskytnutá ÚSMH byla proto podrobena dalšímu stupni interpretace, při kterém byl zohledněn geomorfologický vývoj sledovaných lokalit. Pro tento účel vyvstala potřeba dostatečně detailní dokumentace místních geomorfologických poměrů. Těm byla věnována značná pozornost v pracích Vítka (1979), Demka (1990, 1991, 1992) či Kopeckého (1999). Dosud však neexistovaly detailnější údaje o morfologických projevech blokových svahových pohybů a o mechanismech deformačních procesů, kterými byl formován skalní reliéf monitorovaných lokalit. Z tohoto důvodu byla provedena podrobná geomorfologická analýza zaměřená na výskyt tvarů podmíněných blokovými pohyby. Předkládaný příspěvek seznamuje s výsledky této analýzy, které jsou konfrontovány s výsledky monitoringu pohybů skalních bloků za účelem porovnání současně měřených pohybových procesů s procesy, které zanechaly

morfológický záznam v reliéfu monitorovaných lokalit. Vzhledem ke specifickému charakteru některých zaznamenaných pohybů bylo navíc provedeno posouzení účinků lokálních seismických jevů na pohybové chování jednotlivých měřících stanovišť. Data z monitoringu pohybů skalních bloků poskytl ing. B. Košťák, CSc. (ÚSMH AV ČR) na základě řešení grantových projektů MŠMT COST OC 625.10, GA ČR č. 205/97/0526 a č. 205/94/1769.

## 2. Geologická stavba a reliéf studované oblasti



Obr. 1 – Stolová hora Ostaš, pohled od západu.



Obr. 2 – Puklinový diagram monitorovaných lokalit. Jedno měření je vyjádřeno délkou 0,5 mm. Přerušovaná čára znázorňuje směry hlavních údolí. 1 m údolního úseku představuje v grafu 0,1 mm.

Ostaš (700 m), Hejda (634 m) a Kočičí skály (603 m) leží ve střední části Polické vrchoviny, mezi Policí a Teplicí nad Metují. Jedná se o denudační zbytky původně souvislé tabule budované křemennými kvádrovými pískovci coniackého stáří, jejichž mocnost se na Ostaši pohybuje v rozmezí 50–60 m (Tásler a kol. 1979). Podloží pevných a propustných kvádrových pískovců je tvořeno nepropustnými a relativně tvrdšími slínovci. Takoveto strukturně-litologické poměry skýtají vhodné podmínky pro rozvoj blokových svahových pohybů. Na příznaky jejich působení upozorňuje jako první Vítek (1979), jenž popisuje rozsedlinové jeskyně na okrajích vrcholové plošiny Ostaše.

Vývoj reliéfu Ostaše (obr. 1), Hejdy a Kočičích skal byl silně podmíněn zlomovou tektonikou. Podél polického zlomu (směr SZ–JV) došlo k poklesu Hejdy a Kočičích skal oproti Ostaši přibližně o 60 m. Vznik poruchy je kladen do období saxonské tektogenese (Tásler a kol. 1979). Významnou roli při geomorfologickém vývoji studovaných lokalit sehrála i puklinová tektonika. Saxonské tektonické pukliny



měly funkci zón predispozice pro vznik pseudokrasových jeskyní, skalních věží a hřbetů. Podstatně menší roli již sehrály při vývoji údolních tvarů (viz obr. 2).

Na základě morfologie je možné Ostaš i Hejdu označit za typické kuestové stolové hory. Jejich vrcholové partie jsou tvořeny strukturními plošinami, které jsou omezeny vysokými skalními sruby. Kočičí skály představují poměrně složitou soustavu paralelních hřbetů a věží, oddělených úzkými puklinovými soutěskami. Při úpatí srubů Ostaše a Hejdy, stejně jako na v. okraji Kočičích skal, jsou vyvinuty nápadné balvanité osypy. Dolní, mírnější části svahů jsou pokryty rozsáhlými plášti soliflukčních sedimentů. Značný plošný rozsah osypů a soliflukčních pláštů (celkově cca 2,8 km<sup>2</sup>) svědčí o intenzivní modelaci reliéfu během pleistocénu.

### 3. Morfologické projevy blokových svahových pohybů

Podrobným studiem reliéfu Ostaše, Hejdy a Kočičích skal byly ve všech třech lokalitách nalezeny příznaky působení blokových svahových pohybů. K jejich nejběžnějším morfologickým projevům patří výskyt druhotně rotovaných skalních útvarů, rozsedlinových jeskyní a blokových rozsedlin. Při vývoji rozsedlinových jeskyní a blokových rozsedlin se kromě svahových pohybů významně uplatňovaly i některé další procesy jako např. sufoze či zvětrávání a odnos pískovce podél subvertikálních puklin. Rozsedlinové jeskyně byly vytvořeny pohybem skalních bloků na subvertikálních puklinách s dominantními směry SZ–JV a SV–JZ. Ve studovaných lokalitách se vyskytují dva základní morfologické typy rozsedlinových jeskyní ve smyslu klasifikace Vítka (1980): pravouhle lomené svislé chodby, vytvořené odsedáním skalních bloků v okrajích pískovcových plošin a střešovitě dutiny vzniklé příkloněním skalního bloku k bloku sousednímu (jeskyně tohoto typu se vyskytují pouze v Kočičích skalách).

Blokové rozsedliny ve své typické podobě jsou vyvinuty pouze na sz. až j. okrajích vrcholové plošiny Ostaše. Zde se vyskytují nejen v těsné blízkosti horní hrany okrajového srubu, ale zasahují i hlouběji do nitra plošiny – na j. okraji až do vzdálenosti 40 m, na ostatních místech nejvýše 15–20 m. Morfologie blokových rozsedlin se v jednotlivých případech různí. Mají podobu úzkých trhlin s kolmými skalními stěnami, krátkých zejících propadlin, či mělkých, málo nápadných depresí. Dna rozsedlin jsou vyplněna vkleslými pokrývnými útvary.

Celkově jsou ve studovaném území nejvýraznější blokové deformace soustředěny na sz. až j. okraje vrcholové plošiny Ostaše, svahy dolních částí tzv. Staré a Nové rokly ve v. polovině vrcholové plošiny Hejdy a na část kry Kočičích skal, která leží na S od skalní skupiny Kočičí hrad. Jakékoliv známky současně urychleného průběhu blokových svahových pohybů, jako např. čerstvě rozevřené rozsedliny s tzv. vzdušnými kořeny, porušená vegetace a pod., nebyly v terénu identifikovány.

Vznik a vývoj blokových deformací je úzce spjat s geomorfologickými a tektonickými poměry. V tomto směru je nejdůležitějším faktorem úklon pískovcových souvrství k JZ až JJZ. V závislosti na prostorové orientaci souvrství vůči sklonu svahu pak dochází buď k odklání skalních útvarů od souvislejší partie masívu, nebo k jejich zpětnému zaklání. Zpětně zakloněné skalní bloky se vyskytují na svazích se s., sv. až v. expozicí. Rozvolnění masívu prostřednictvím odklání bloků je příznačné pro svahy se z., jz. až j. expozicí.

Tyto svahy, mají-li dostatečnou výšku, jsou nejvíce náchylné ke vzniku blokových deformací.

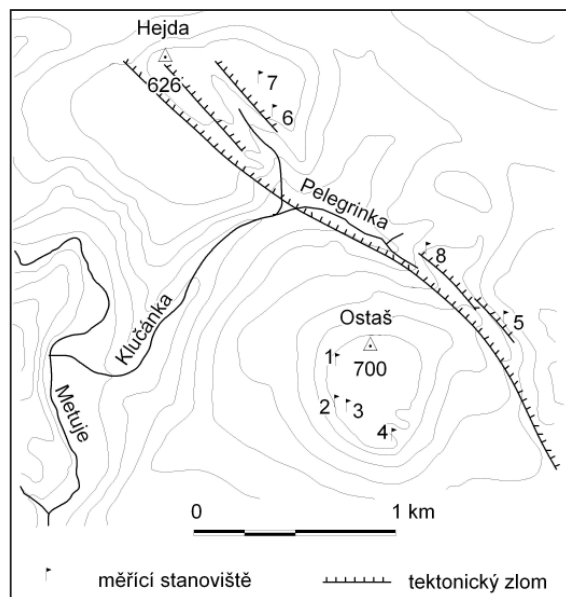
#### 4. Metodika monitoringu pohybů skalních bloků

Terčová měřidla TM-71, která jsou používána k monitoringu pohybů skalních bloků, byla vyvinuta v tehdejší Geologickém ústavu ČSAV (Košťák 1972). Přístroje pracují na mechanicko optickém principu, kdy je sledován vzájemný posun dvojice značek ve formě kruhových terčů. Odečty naměřených hodnot jsou v námi studovaných lokalitách prováděny jednou za 14 dní.

Výsledná přemístění skalních bloků, tak jak jsou zaznamenávána terčovými měřidly, jsou vyjádřena třemi složkami posunutí ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) a dvěma složkami pootočení ( $xy$ ,  $xz$ ). Citlivost měřícího přístroje dosahuje v posunech řádu 0,01 mm a v pootočeních 0,01 grad (Košťák 1972). Obecně je smysl jednotlivých složek přemístění následující:  $x$  – změna šířky trhliny mezi sledovanými bloky,  $y$  – vodorovný smykový posun mezi stěnami bloků,  $z$  – svislý smykový posun mezi stěnami bloků,  $xy$  – pootočení v rovině  $xy$ ,  $xz$  – pootočení v rovině  $xz$ .

Při vyhodnocování a interpretaci výsledků monitoringu pohybů skalních bloků je třeba respektovat, že v deformačních záznamech (tzn. záznamech pohybů skalních bloků) se odrážejí objemové změny horninové hmoty. Tyto objemové změny mají cyklický charakter, který odpovídá ročním cyklům změn teploty vzduchu. V záznamech pohybů je pak třeba hledat skutečné projevy instability, které mají v grafech podobu vratných výchylek bez souvislosti se změnou teploty vzduchu, nevratných výchylek, či vývojových trendů.

#### 5. Lokalizace měřících stanovišť



Obr. 3 – Lokalizace měřících stanovišť v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal. Tektonické dislokace podle Lysenka (1993).

Měřící stanoviště v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal (obr. 3), označovaná jako Ostaš 1 – 8 (dále OST 1 – 8) byla zřizována postupně ve třech etapách – v letech 1989 (stanoviště OST 1 a 2), 1994 (OST 3, 4, 5 a 6) a 1997 (OST 7 a 8). Na Ostaši jsou umístěna celkem čtyři stanoviště (OST 1 – 4). Měřidla se nacházejí v rozsedlinách na okraji vrcholové plošiny, v místech kde jsou soustředěny nejvýraznější blokové deformace. Stanoviště v Kočičích skalách jsou umístěna ve skalních soutěškách Sluj českých bratří (OST 5) a Kočičí chodba (OST 8). Stanoviště OST 6 a 7 na Hejdě jsou umís-

těna v trhlinách erozního původu ve v. polovině vrcholové plošiny. Měřicí stanoviště na Hejdě a v Kočičích skalách leží v blízkosti dislokací polického zlomu. Sledování případných pohybů tektonického původu na stanovištích OST 5, 6 a 8 je komplikováno možnou přítomností svahových pohybů, kterým mohou být monitorované lokality situované v okrajových partiích pískovcových masívů vystaveny. Stanoviště OST 7 leží uprostřed východní části vrcholové plošiny Hejdy (srov. obr. 3) cca 120 od nejbližše položeného příkrého okrajového svahu. Tato pozice silně eliminuje možné účinky svahových pohybů, které jsou při sledování pohybů tektonického původu vnímány jako nežádoucí.

## 6. Výsledky monitoringu

Grafy na obrázku 4 znázorňují pro všechna měřicí stanoviště průběh složek x, y, z posunutí ve vybraných obdobích monitoringu. Podrobné vyhodnocení naměřených pohybů podává např. Košťák (2000). V následujících bodech jsou pro jednotlivá stanoviště shrnuty nejdůležitější interpretace zaznamenaných pohybů:

OST 1 – Za dobu 14 let nepřerušného měření nebyla prokázána aktivita svahového pohybu. V záznamech posunutí se objevují nerušené sezónní cykly objemových změn horniny.

OST 2 a 3 – stanoviště OST 2 je situováno v rozsedlině na samém okraji vrcholové plošiny Ostaše, stanoviště OST 3 leží o 15 m dále směrem od okraje. Na obou stanovištích byly zaznamenány opakované poklesy skalních bloků. Svahový pohyb tedy postihuje i hlubší partie masívu. V grafických záznamech pohybů se tyto poklesy jeví jako zcela či částečně vratné. To je způsobeno procesem, při kterém nejdříve klesne vnější a následně i vnitřní blok v okrajové partii vrcholové plošiny (Košťák 1997).

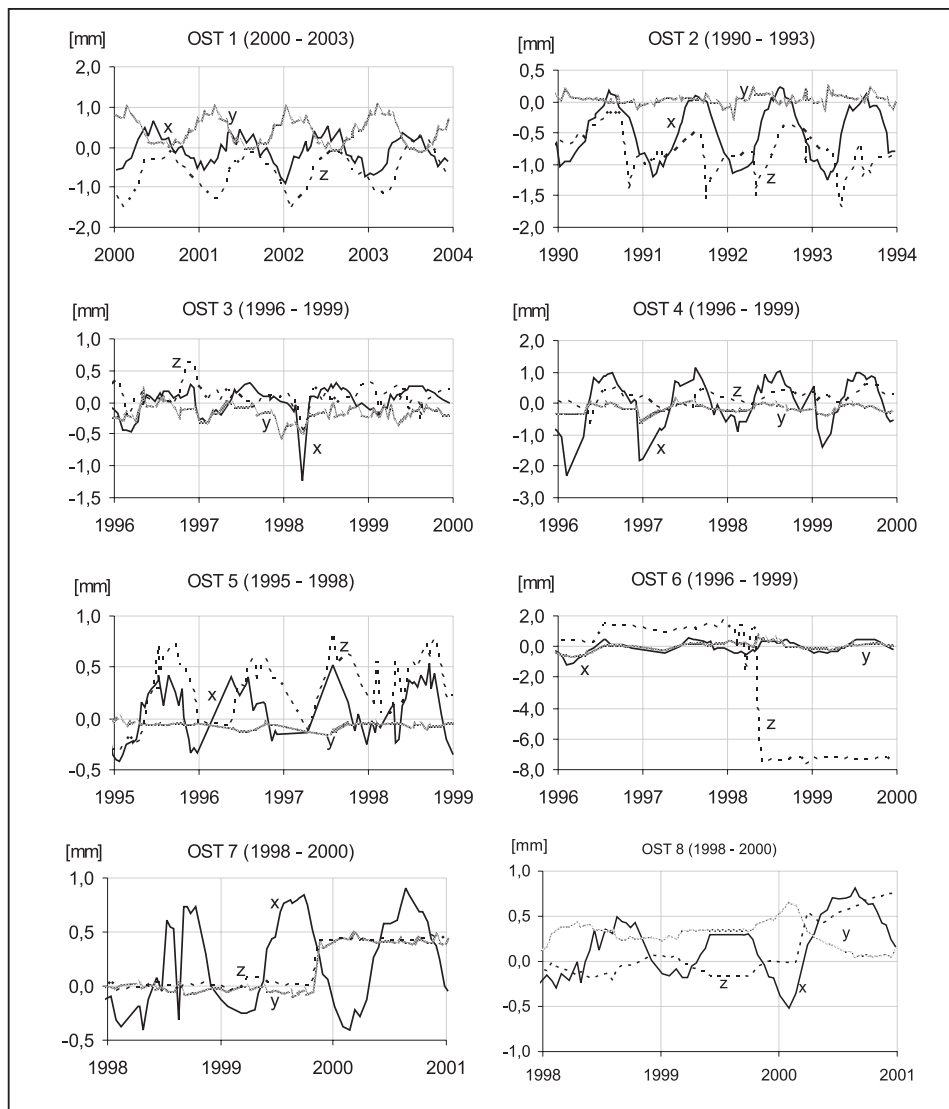
OST 4 – stanoviště se vyznačuje specifickým průběhem složky posunutí x, v němž se objevují jednak nezvykle vysoké amplitudy (až 3 mm v letech 1995 a 1996) a jednak časté vratné výchylky. Takový způsob pohybového chování vede k podezření (Košťák 2000), že v oblasti stanoviště OST 4 dochází k bočnímu rozvolňování okraje masívu, při zachování původní šířky monitorované rozsedliny.

OST 5 – v záznamu složky z posunutí se objevují časté vratné výchylky o velikosti až 0,5 mm. Obdobný průběh jako složka posunutí z vykazuje i složka x. Dochází zde zřejmě ke kombinaci procesů probíhajících v profilu stanovišť OST 2 a 3 a na stanovišti OST 4. Kromě postupného sesedání skalních bloků dochází tedy v oblasti Sluje českých bratří zřejmě i k horizontálnímu rozvolňování okraje masívu (Košťák 2000).

OST 6 – od roku 1994 bylo zaznamenáno několik jednorázových nevratných náklonových pohybů o značně vysokých hodnotách dosažených jak v posunech tak v pootočeních. Tyto náklony je možné interpretovat jako svahový pohyb.

OST 7 – stanoviště vykazuje nestabilitu, nejvýznamnější deformační události zde byly zaznamenány v létě 1998 a na podzim 1999. Vzhledem k tomu, že morfologické podmínky stanoviště neumožňují působení svahového pohybu, nelze vyloučit, že některé ze zaznamenaných přemístění souvisí s pohybovou aktivitou místního zlomového systému. Stemberk a kol. (1994) považují otázku existence současných tektonických pohybů podél polického zlomu za dosud neuzavřenou.

OST 8 – nejvýznamnější nevratný pohyb byl zaznamenán na jaře roku 2000. Pravděpodobně se jednalo o pohyb jednoho ze sledovaných skalních blo-



Obr. 4 – Výsledky monitoringu – grafy složek [x,y,z] posunutí. Pro jednotlivá stanoviště je vybráno pouze tři až čtyřleté období s nejvýznamnějšími pohybovými událostmi.

ků ve směru sklonu svahu navazujícího na s. okraj Kočičího hradu. Pohybové chování stanoviště zatím nevykazuje systematický průběh, který by umožňoval jednoznačnější interpretace.

Z uvedeného přehledu interpretací naměřených pohybů je zřejmé, že z hlediska snah o detekci aktivity blokových svahových pohybů byly monitoringem získány pozitivní výsledky. Současnou aktivitu blokových svahových pohybů se podařilo prostřednictvím přesných měření odhalit i v některých dalších písčinkových pseudokrasových lokalitách českého masívu, jakými je např. stolová hora Szczeliniec Wielki (919 m) v polských Górach Stołowych (Cacoń a kol 1994) či vrch Mužský (463 m) ve Vyskeřské vrchovině (Stemberk, Zvelebil

1999). Naopak v kvádrových pískovcích Polomených hor – v údolí Liběchovky se v průběhu 11 let trvajících měření žádné příznaky aktivity blokových svahových pohybů nalézt nepodařilo (srov. Kalvoda, Košťák 1984).

### 6. 1. Výsledky monitoringu a morfologie měřících stanovišť

Konfrontace výsledků deformačního monitoringu s výsledky terénního průzkumu zaměřeného na sledování morfologických projevů blokových svahových pohybů umožnila stanovit, do jaké míry odpovídá současné deformační chování sledovaných lokalit deformačním procesům, které v daném prostoru zanechaly svůj morfologický záznam. Na jednotlivých stanovištích je situace následující:

- a) Stanoviště OST 1 je poměrně stabilní a k systematickým procesům odklánění skalních bloků, jejichž stopy se objevují v reliéfu, zde nedochází.
- b) Morfologický záznam poklesových pohybů, které odhalil deformační monitoring na stanovištích OST 2, 3 a 5, není v reliéfu patrný. V reliéfu stanovišť OST 2 a OST 3 nacházíme pouze stopy opakovaného procesu postupného odsedání a řízení skalních bloků v okrajích vrcholové plošiny. Je však třeba respektovat, že sesedání okrajových partií skalních masívů, při kterém se relativní výšková poloha jednotlivých bloků mění oproti absolutním velikostem poklesů jen minimálně, by bylo v reliéfu jen stěží rozeznatelné.
- c) Současné deformační chování stanovišť OST 4 a 6 odpovídá mechanismu deformačních procesů, které působily při vývoji reliéfu daných lokalit. Podstata těchto procesů v obou případech spočívala v gravitačním rozvolňování pískovcových masívů, které vedlo k odklánění a řízení jednotlivých skalních útvarů.
- d) Stanoviště OST 7 a 8 prozatím nevykazují jednoznačné deformační chování. Evidence deformačních procesů tektonického či gravitačního původu zde není patrná.

Z výše uvedeného přehledu výsledků měření je zřejmé, že ve všech případech pohybové chování monitorovaných objektů neodpovídá morfologickým záznamům procesů v reliéfu sledovaných lokalit. Mechanismus deformačních procesů se tedy ukazuje jako proměnný v čase.

### 6. 2. Výsledky monitoringu a lokální seismicita

Deformační monitoring v seismicky aktivních oblastech odhalil charakteristická náhlá, jednorázová přemístění, jejichž velikost často velmi nápadně překračuje hodnoty běžného sezónního kolísání (srov. např. Dobrev, Košťák 2000). Takovéto pohybové události jsou patrné na většině monitorovacích stanovišť OST 1–8 (nejvýrazněji např. na stanovišti OST 2 v roce 1999, či OST 6 a 7 v roce 1998 – srov. obr. 4). Podezření z existence určité vazby naměřených pohybů na lokální seismicitu je tedy oprávněné. Nejsilnější otřesy, ke kterým v širším okolí studované oblasti dochází, jsou vázány na hronovsko-poříčský zlom. Seismické jevy s makroseismickými účinky se vyskytují poměrně pravidelně, poslední pocítené otřesy byly zaznamenány 20.3.1985 ( $I_0=4^\circ$  MSK-64), 22.4. 1992 ( $I_0=5^\circ$  MSK-64) a 24.6.1999 ( $I_0=4^\circ$  MSK-64). V současné době prozatím neexistují dostatečně detailní data o seismicitě v oblasti sv. Čech. Není zde zřízena lokální seismická síť a neexistuje zde ani stanice zaměřená na sledování místních seismických jevů. Spolehlivou vazbu mezi naměřenými pohyby a výskytem lokálních seismických jevů, registrovaných stanicemi České

regionální seismické sítě se nalézt nepodařilo. Otázka vlivu lokální seismicity na naměřené pohyby je podrobněji diskutována v diplomové práci autora (Štejskal 2003). V téže práci je věnována pozornost také účinkům některých dalších faktorů, jakými jsou např. atmosférické srážky.

## 7. Závěr

Prostřednictvím monitoringu pohybů skalních bloků se podařilo na jednotlivých sledovaných lokalitách Ostaše, Hejdy a Kočičích skal odhalit různé zřetelné projevy současné aktivity blokových svahových pohybů. Blokové deformace v pseudokrasových oblastech střední části Polické vrchoviny tedy nelze považovat za vyložené fosilní jevy. Současné pohybové chování monitorovaných objektů se v některých případech odlišuje od morfologických záznamů procesů v reliéfu. Mechanismus deformačních procesů, které formovaly pískovcový reliéf, se tedy ukazuje jako proměnný v čase.

K nejběžnějším morfologickým projevům blokových svahových pohybů patří výskyt rozsedlinových jeskyní, blokových rozsedlin a druhotně rotovaných skalních útvarů. Vznik a vývoj blokových deformací je úzce spjat s geomorfologickými a tektonickými poměry. Stěžejní roli hraje úklon pískovcových souvrství k JZ až JJZ. V souladu s úklonem souvrství jsou nejvíce náchylné ke vzniku blokových deformací svahy se z., jz. až j. expozicemi.

Nepodařilo se nalézt spolehlivou vazbu naměřených pohybů na lokální seismicitu. Otevřená zůstává rovněž otázka možného projevu současných pohybů v soustavě dislokací polického zlomu.

Monitoring pohybů skalních bloků v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal nebyl dosud ukončen. S přibývajícím délkou pozorování je možné očekávat zpřesňování představ o mechanismech probíhajících deformačních procesů, stejně jako o účinných faktorech působících na deformační chování sledovaných lokalit.

## Literatura:

- DEMEK, J. (1990): Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1:5 000 Broumov 4–2, MS Správy CHKO Broumovsko v Polici nad Metují, 24 s.
- DEMEK, J. (1991): Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1:5 000 Broumov 4–3, MS Správy CHKO Broumovsko v Polici nad Metují, 20 s.
- DEMEK, J. (1992): Geomorfologická mapová studie listu státní mapy 1:5 000 Broumov 3–3, MS Správy CHKO Broumovsko v Polici nad Metují, 16 s.
- CACON, S., KACZALEK, M., KONTRY, B., KOPECKÝ, J., KOŠŤÁK, B., MAKOLSKI, K. (1994): Monitorowanie deformacji górnej warstwy litosfery na obiektach przyrody nieożywionej w Górach Stołowych. Zeszyty naukowe akademii rolniczej we Wrocławiu, 251, č. 2, Akademia Rolnictwa, Wrocław, s. 99-111.
- DOBREV, N. D., KOŠŤÁK, B. (2000): Monitoring tectonic movements in the Simitli Graben, SW Bulgaria. *Engineering Geology*, 57, č. 3–4, Elsevier, Amsterdam, s. 179-192.
- KALVODA, J., KOŠŤÁK, B. (1984): Geomorfologická analýza měření dilatací pískovcových bloků v údolí Liběchovky, Polomené hory. *Sborník ČSGS*, 89, č. 3, Academia, Praha, s. 199-211.
- KOPECKÝ, J. (1999): Pseudokrasové jeskyně v oblasti Ostaše, Hejdy a Kočičích skal (Polická vrchovina – CHKO Broumovsko). MS ÚSMH AV ČR, Praha, 12 s.
- KOŠŤÁK, B. (1972): Terčové měřidlo pro zjišťování dilatací v trhlinách sesuvů. MS Geofond ČR, Praha, 68 s.
- KOŠŤÁK, B. (1997): Dlouhodobé pohyby pískovcových skalních bloků v přírodní rezervaci Ostaš a Hejda. Etapa 1996, MS ÚSMH AV ČR, Praha, 9 s.

- KOŠŤÁK, B. (2000): Pohyby skalních bloků na stolové hoře Ostaš. Etapa 1999, MS ÚSMH AV ČR, Praha, 8 s.
- LYSENKO, V. (1993): Posouzení tektonické stavby území vnitrosudetské pánve s využitím materiálů DPZ. MS Správy CHKO Broumovsko, Police nad Metují, 8 s.
- STEJSKAL, V. (2003): Fyzickogeografické aspekty dlouhodobého monitoringu pohybů skalních bloků na území CHKO Broumovsko. Diplomová práce, KFGG PrF UK, Praha, 114 s.
- STEMBERK, J., KOŠŤÁK, B., KOPECKÝ, J. (1994): Deformations in sandstones due to table hill desintegration. *Zeszyty naukowe akademii rolniczej we Wrocławiu*, 255, č. 7, Akademia Rolnicza, Wrocław, s. 187-193.
- STEMBERK, J., ZVELEBIL, J. (1999): Změny aktivity svahových pohybů severozápadního okraje Příhrázské plošiny. *Geotechnika*, 2, č. 2, Čeněk a Ježek, Praha, s. 15-20.
- TÁSLER, R. a kol. (1979): Geologie české části vnitrosudetské pánve, Academia, Praha, 292 s.
- VÍTEK, J. (1979): Pseudokrasové tvary v kvádrových pískovcích severovýchodních Čech. *Rozpravy CSAV, řada MPV*, 89, č. 4, Academia, Praha, 57 s.
- VÍTEK, J. (1980): Typy pseudokrasových jeskyní v ČSR. *Československý kras*, 30, Academia, Praha, s. 17-28.

### S u m m a r y

#### GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS OF MONITORING MOVEMENTS OF ROCK BLOCKS IN PSEUDOCARST LOCALITIES OSTAŠ, HEJDA AND KOČIČÍ SKÁLY

Monitoring of movements of sandstone blocks in pseudocarst localities Ostaš, Hejda and Kočičí skály in the middle part of Polická vrchovina has been carried on by the Institute of Rock Structure and Mechanics of the Academy of Science of the Czech Republic. It is aimed at observing the present-day activity of block slope movements and movements of tectonic origin along the dislocations of the Police fault system. Measurements are done by means of hi-precise instruments – moiré crack gauges TM – 71. Since 1989, eight observing points in total have been gradually established.

We obtain sufficiently high precise discrete data on kinematics of rock block movements. Given the time scales of geomorphological processes, these data involve only a very short period. For further interpretation of monitoring results, small-scale geomorphological analysis of monitored localities was done. Morphological records of processes, which had formed the relief of the studied area, were established that way.

A detailed geomorphological analysis detected in all three monitored localities evidence of block slope movements, however, typical signs of their increased activity were not found. Only evaluation of monitoring of rock block movements enables to make a conclusion, that present block deformations are not a fossil feature and, in some observed localities, they are still active even under present-day conditions. Nevertheless, in all cases, the kinetic behaviour of the monitored objects does not correspond to morphological records of processes, which formed the relief of the monitored localities. The mechanism of deformation processes thus appears as a variable in time.

Local seismicity effects on measured movements have not been proved. For this purpose, there are not enough detailed seismic data available. Presence of movements connected with the tectonic activity of the Police fault system has not been verified either.

Fig. 1 – Ostaš mesa, view from west.

Fig. 2 – Joint diagram of Ostaš, Hejda and Kočičí skály. One measurement corresponds to 0.5 mm. The broken line symbolizes directions of principal valleys – 1 m of valley segment of certain direction corresponds to 0.1 mm.

Fig. 3 – Localisation of measuring points in the area of Ostaš, Hejda and Kočičí skály. Tectonic dislocations after Lysenko 1993.

Fig. 4 – Results of monitoring – graphs of displacement (x, y, z). Only three to four year periods with most important kinetic events are selected for particular observing points.

*(Pracoviště autora: autor je postgraduálním studentem katedry fyzické geografie a geokologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2; e-mail stejskal.v@seznam.cz.)*

*Do redakce došlo 19. 10. 2004*

## **Publikace 5**

Stejskal, V. – Málek, J. – Novotný, O., (2008): Variations in discharge and temperature on mineral springs at the Františkovy Lázně spa, Czech Republic, during a nearby earthquake swarm in 1985/1986. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 52, No. 4, 589 - 606.



# VARIATIONS IN DISCHARGE AND TEMPERATURE OF MINERAL SPRINGS AT THE FRANTIŠKOVY LÁZNĚ SPA, CZECH REPUBLIC, DURING A NEARBY EARTHQUAKE SWARM IN 1985/1986

V. STEJSKAL<sup>1</sup>, J. MÁLEK<sup>1</sup> AND O. NOVOTNÝ<sup>2</sup>

1 Institute of Rock Structure and Mechanics, Acad. Sci. Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic (stejskal@irms.cas.cz)

2 Department of Geophysics, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8, Czech Republic (on@karel.troja.mff.cuni.cz)

*Received: January 11, 2008; Revised: May 14, 2008; Accepted: September 7, 2008*

---

## ABSTRACT

*The western part of the Bohemian Massif (West-Bohemia/Vogtland region at the Czech-German border) is characterized by relatively frequent intraplate earthquake swarms and by other manifestations of present-day geodynamic activity. During the strong earthquake swarm at the turn of the years 1985 and 1986, significant changes in mineral spring parameters were observed at the spa of Františkovy Lázně. In this study, we present all available data on the mineral springs parameters, and we discuss them in terms of relations to seismic activity. Some changes in discharge were very distinct, amounting up to 40%, and had a co-seismic character. The changes in temperature were less noticeable, but preceded the beginning of the swarm by several months. Some hydrological changes persisted for nearly two years after the earthquake swarm. The character of the observed changes seems to support the hypothesis on an injection of mantle fluids, in particular of CO<sub>2</sub>, as the main triggering mechanism of the earthquake swarm and the main cause of discharge anomalies.*

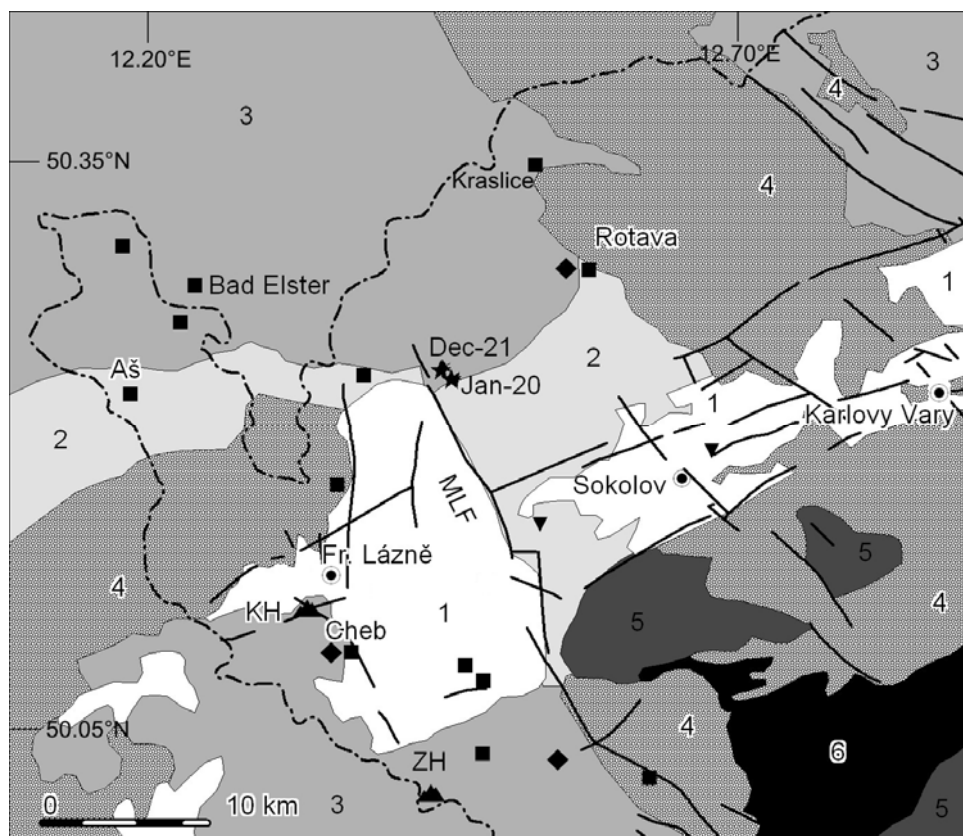
**Key words:** western Bohemia, earthquake swarm, mineral springs, discharge, temperature

## 1. INTRODUCTION

The region of West-Bohemia/Vogtland is known for the occurrence of earthquake swarms with earthquakes of intermediate magnitude ( $M_L < 5$ ). Seismically, the most active part of the region lies in the western part of the Krušné hory Mountains (Ore Mts., Erzgebirge) at the Czech-German border. This seismoactive area is delimited approximately by the towns of Kraslice, Aš, Cheb and Sokolov (Fig. 1). Swarm earthquakes are usually recognized as a common feature of continental volcanic regions and mid-ocean rifts (Hill, 1977; Sigmundsson et al., 1997).

Since the end of the 19th century, the most intensive earthquake swarms exceeding the local magnitude of 4.0 occurred in the West-Bohemia/Vogtland region in the years 1896/1897, 1903, 1908/1909 and 1985/1986 (Bormann, 1989; Neunhöfer and Hemmann,

2005). Parameters of the two strongest events during the 1985/1986 earthquake swarm are given in Table 1, and their epicentres are marked with asterisks in Fig. 1. Since 1985/1986, most hypocentres have been concentrated near the village of Nový Kostel (50.24°N, 12.44°E) following a 14 km long N-S-striking line at a depth of about 8 km. This seismoactive zone is located at the intersection of the N-S-trending Nový Kostel-Počátky-Zwota zone with the NNW-SSE-striking Mariánské Lázně Fault zone (MLF in Fig. 1; see Bankwitz et al., 2003; Fischer and Horálek, 2003; Neunhöfer and Meier, 2004; Geissler et al., 2005).



**Fig. 1.** Geological sketch map of the West-Bohemia/Vogtland region (Mlčoch et al., 1997; Weise et al., 2001): 1 - Tertiary and Quaternary sediments; 2 - para- and orthogneisses and mica schists; 3 - metasediments and metabasites of the Vogtland and Saxony Paleozoic; 4 - Variscan granitoid plutons; 5 - Proterozoic rocks with different degree of Variscan metamorphism; 6 - metamorphosed Proterozoic and Paleozoic volcanics. Other symbols mark the following localities: epicentres of the strongest events (★); groundwater level changes (■); “Marie Majerová” deep mine (▼); light effects (◆). Abbreviations: MLF - Mariánské Lázně fault; KH - Komorná Hůrka volcano; ZH - Železná Hůrka volcano.

**Table 1.** Parameters of the two strongest events during the 1985/1986 earthquake swarm: code, date, time (UTC, hour:minute:second), latitude and longitude of the epicentre in degrees, source depth  $h$ , local magnitude  $M_L$ , epicentral macroseismic intensity  $I_0$  in the MSK-64 scale.

Code	Date	Time	Lat. [°N]	Long. [°E]	$h$ [km]	$M_L$	$I_0$
Dec-21	Dec. 21, 1985	10:16:20.75	50.239	12.449	9.6	4.6	7
Jan-20	Jan. 20, 1986	23:38:30.38	50.238	12.456	9.7	4.1	6

First results of the 1985/1986 earthquake swarm studies were described in the proceedings edited by *Mrázová and Ruprechtová (1986)*. Of particular interest to us is the report on macroseismic observations by *Procházková (1986)*. Some observers described sudden transient changes in the water level in wells at sites marked in Fig. 1. These changes were observed on December 14, 15, 16, 20 and 21, 1985 and on January 21, 1986. Both the water level rises and drops were reported, and at some places they were accompanied by an increase in water turbidity. All these phenomena were classified as co-seismic effects. *Procházková (1986)* explained them by changes in mechanical properties of water reservoirs during the ground shaking. The maximum distance from the epicentre, where the hydrologic changes were observed, was about 20 km.

More complete results from the 1985/1986 earthquake swarm observations were described in the subsequent proceedings edited by *Procházková (1987)*. In the proceedings, *Novotný et al. (1987)* analysed remarkable changes in the discharge of some mineral springs at the Františkovy Lázně spa at a distance of about 15 km from the epicentral area. These authors proposed a hypothesis of a fluid “origin” of the earthquake swarm. Other important problems, such as changes in water temperature, were not studied by the authors.

Accurate monitoring of some hydrologic and geochemical parameters was carried out during occurrence of the weak earthquake swarms in the years 1994 and 2000, and some anomalous variations were found (*Koch and Heinicke, 1999; Heinicke and Koch, 2000; Weise et al., 2001; Koch et al., 2003; Geissler et al., 2005; Bräuer et al., 2007*). However, the mineral springs at Františkovy Lázně did not exhibit any remarkable response to these weaker swarms. Therefore, with the present paper, we have returned back to hydrological observations during the strong earthquake swarm in 1985/1986, as many effects were very remarkable.

## 2. GEOLOGICAL BACKGROUND

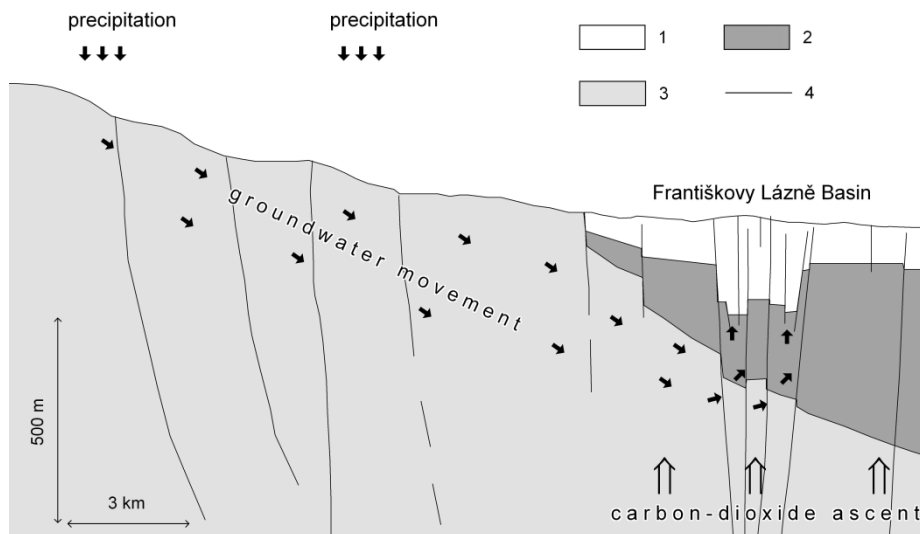
The West-Bohemia/Vogtland seismoactive zone is located at the western termination of the Ohře Rift (Eger Rift), which is exceptional in the presence of several geological phenomena on a relatively small area: deep faults, granitic massifs, extensive Tertiary sedimentary basins with lignite deposits, Tertiary and Quaternary volcanism, mineral and thermal springs, dry gas vents (mofettes), contrasting gravity anomalies, and earthquake swarms (*Ulrych et al., 2003*). Two Quaternary volcanoes, Komorní Hůrka and Železná Hůrka, are located in the seismoactive region (Fig. 1).

The composition and flux of gas emanations, and the isotopic ratios of CO<sub>2</sub> and He of about 100 mineral springs and mofettes in the western Bohemian Massif have been analysed (O’Nions et al., 1989; Weinlich et al., 1999, 2003; Bräuer et al., 2003, 2007; Geissler et al., 2005). Isotope mapping, in particular high <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He ratios and <sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> values, proved the origin of CO<sub>2</sub>-dominated gases from a subcrustal magmatic fluid reservoir.

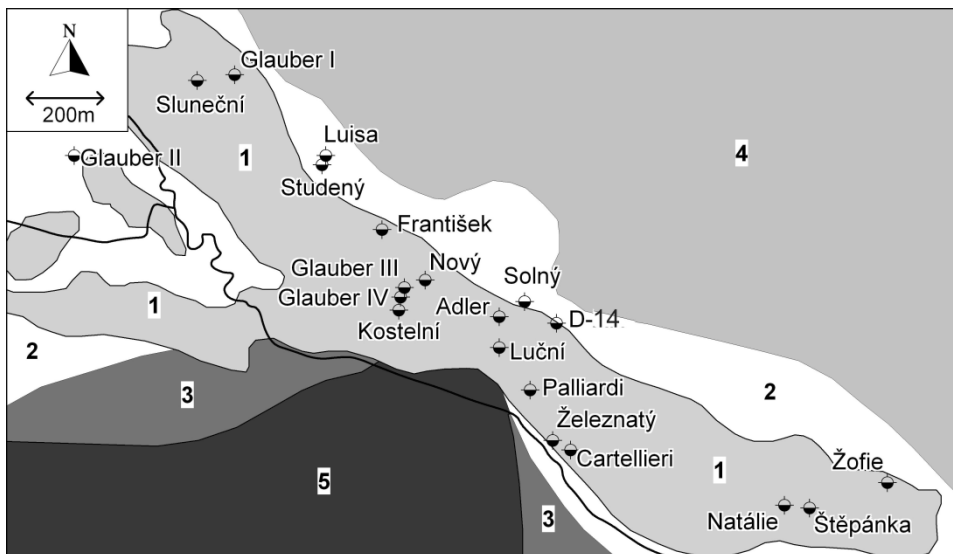
Four geochemically similar gas escape centres could be distinguished in the region of western Bohemia: Františkovy Lázně/Cheb Basin, Mariánské Lázně, Karlovy Vary, and Konstantinovy Lázně (Weinlich et al., 1999; Weise et al., 2001; Geissler et al., 2005). A total CO<sub>2</sub> discharge in the whole region was evaluated to be about 610 m<sup>3</sup>/h (Weinlich et al., 1999).

### 3. GEOLOGY AND HYDROGEOLOGY OF THE CHEB BASIN

The spa of Františkovy Lázně is located in the western part of the Cheb Basin (Fig. 1). Sedimentation in the basin started in the Eocene and, with some breaks, continues till the Quaternary (Kolářová and Myslík, 1979). The Tertiary of the basin includes four formations of different thickness, composition and hydrogeological properties. From top, these formations are: 1) the Vildštejn Formation (sandy clays, clayey sands); 2) the Cypris Formation (clays, claystones with carbonates); 3) the “Seam Belt” (coaly clays, coal seams); 4) the Lower Clay-sand Formation (clays, sands, gravels, volcanics). The Tertiary sediments are underlain by crystalline basement composed predominantly of phyllites and granites (Fig. 2). The maximum depth of the basin reaches nearly 300 m in its eastern part.



**Fig. 2.** A cross-section through the Cheb Basin along a west-east line; after Vylita (1984, unpublished data): 1 - Neogene sediments; 2 - schists; 3 - granites; 4 - tectonic faults.



**Fig. 3.** A sketch map of the Františkovy Lázně area with locations of mineral springs (after Kolářová and Myslík, 1979): 1 - Quaternary peloides; 2 - Quaternary silty-sandy deposits; 3 - Vildštejn Formation; 4 - Cypris Formation; 5 - phyllites and mica schists.

Two aquifers can be distinguished in the basin: 1) an upper aquifer that is developed in the Vildštejn Formation; 2) a lower aquifer that includes the “Seam Belt” and the Lower Clay-sand Formation. The Cypris Formation plays the role of an insulating complex at places where it is not fractured tectonically. The mineral waters in the Cheb Basin are generated in the lower aquifer by mixing of three fluid sources: 1) recharge waters of shallow circulation; 2) mineralized waters of deep circulation penetrating into the Tertiary sediments along faults from the crystalline basement; 3) ascending CO<sub>2</sub> of deep origin (Fig. 2).

Mineral springs used for balneal purposes are of two types: 1) springs tapped by boreholes at depths of 26 m to 93 m (hereinafter referred to as deep springs); 2) artificially tapped natural-seepage waters at places of increased permeability of the Cypris Formation (shallow springs). A sketch map of the spa area is shown in Fig. 3. Selected parameters of the springs are given in Table 2. Note that the temperature of the mineral springs ranges from approximately 9°C to 13°C, which exceeds the long-term average air temperature at Františkovy Lázně (7.3°C).

#### 4. ERUPTION OF A BOREHOLE NEAR FRANTIŠKOVY LÁZNĚ IN 1957

Some features of the hydrogeological system in the spa area of Františkovy Lázně became evident from a technical accident that occurred during a former drilling experiment. Let us give a brief summary of the experiment reproduced after Kolářová (1961, unpublished data).

**Table 2.** Parameters of mineral springs at Františkovy Lázně before the 1985/1986 earthquake swarm (Kolářová and Myslík, 1979; Vylita, 1984, unpublished data): depth range of tapping of the spring  $H$ , mean temperature  $T$ , mean discharge  $Q$  in litres per minute. Asterisks denote the springs at which the discharge or temperature were not measured during the 1985/1986 earthquake swarm.

Deep (Tapped) Springs				Shallow Springs			
Spring	$H$ [m]	$T$ [°C]	$Q$ [l/min]	Spring	$H$ [m]	$T$ [°C]	$Q$ [l/min]
Glauber I	32.1–33.2	11.3	3.8	Nový	3.6	9.0	20.5
Glauber II	26.5	11.2	1.7	Solný	4.0	10.0	1.6
Glauber III	53.0	12.8	26.4	Natálie	8.0	10.5	7.8
Glauber IV	92.6	13.4	0.8	Štěpánka	4.0	11.1	3.5
Kostelní	29.1–30.5	12.0	129.9	Žofie	2.6–4.0	11.0	10.9
Adler	28.7–30.3	11.6	103.1	Železnatý	5.5	11.2	2.8
D-14	41.7–43.6	11.0	13.5	Studený*	1.9–2.9	10.8	21.7
Sluneční	32.0–40.0	10.4	9.3	Cartellieri*	4.5	11.2	27.0
Luisa*	16.4–22.4	11.2	120.0	Palliardi*	3.6	11.5	18.1
				Luční*	3.1	10.6	6.4
				František*	7.8	10.5	15.6

Hydrogeological borehole H-11 was drilled at the village of Horní Ves in 1957, about 2 km NE of Františkovy Lázně. Reaching a depth of 55 m, the borehole erupted on October 16 as a geyser. The eruption of a CO<sub>2</sub>/water mixture lasted continuously till October 20 when the borehole was closed. The fountain CO<sub>2</sub> - oversaturated water reached a height of 40–50 m above the surface initially, and was later fixed at 20–25 m. A rough estimate of its mean discharge rate was 250 l/sec. The character of the eruption showed that there was a permanent strong flow of CO<sub>2</sub> - oversaturated water from depth to the neighbourhood of the borehole.

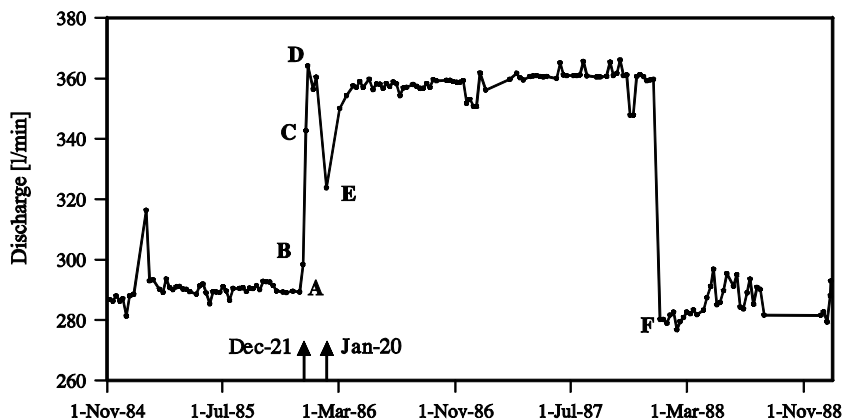
The eruption of borehole H-11 affected many mineral springs at Františkovy Lázně, causing a significant reduction of their discharge, or even a complete disappearance of several springs. The strongest reaction was observed at the Kostelní spring, whose discharge dropped from 130 l/min to only 4 l/min within two hours after the eruption. Springs František, Studený, Luisa, Glauber I, Glauber II also dropped suddenly. The shallow springs in the southeastern part of the spa area (Natálie, Štěpánka and Žofie), Adler and D-14 deep springs rather did not respond to the eruption. Apparently, the latter springs were located in a hydrostatic shadow behind ENE-WSW-striking faults. It should be pointed out that, although the springs are spread over a relatively small area, their individual responses to the eruption were surprisingly different. In the next section we describe an analogous diversity in the responses of the mineral springs to the earthquake swarm in 1985/1986.

## 5. CHANGES IN THE DISCHARGE OF MINERAL SPRINGS DURING THE 1985/1986 EARTHQUAKE SWARM

It has often been reported that earthquakes are accompanied by changes in the groundwater regime (Kissin, 1982; Roeloffs, 1988; Montgomery and Manga, 2003). For the 1985/1986 earthquake swarm in western Bohemia, such investigations were facilitated owing to regular observations by the personnel of the Františkovy Lázně spa. The following parameters were regularly measured at 15 mineral springs for balneal purposes at that time: mineral water discharge (in litres per minute), temperature, content of dissolved CO<sub>2</sub> and contents of dissolved solids. The discharge, temperature and dissolved CO<sub>2</sub> were measured mostly once a week, the dissolved solids were measured less frequently (approximately once a month). In this paper we analyse only the changes in discharge and temperature as these data are least affected by the technique of measurement.

Some external factors, such as precipitation, variations in atmospheric pressure, or tidal forces, are commonly known to affect the hydrogeologic regime (Kissin, 1976). Nevertheless, during the earthquake swarm, changes due to external factors were not obvious. In particular, we have analyzed the atmospheric pressure and precipitation recorded at the meteorological station at Cheb over the years 1985 and 1986 (not shown here). Although both parameters varied considerably, specific anomalies could not be recognized in the periods of higher seismic activity, i.e. in December 1985 and January 1986. This indicates that the external meteorological factors did neither control the seismic activity, nor did they significantly influence the behaviour of the mineral springs as outlined below.

Some mineral springs in the spa area are also influenced by pumping of water for balneal purposes. However, this factor could play some role only at the end of each year



**Fig. 4.** Total discharge of all mineral springs at Františkovy Lázně during the period Nov. 1, 1984 – Dec. 31, 1988. Labelled data points: A – Dec. 10, 1985; B - Dec. 17, 1985; C - Dec. 23, 1985; D - Dec. 27, 1985; E - Feb. 4, 1986; F - Jan. 5, 1988. The drop in the discharge around Feb. 4, 1986 was due to the freezing of the D-14 and Adler springs.

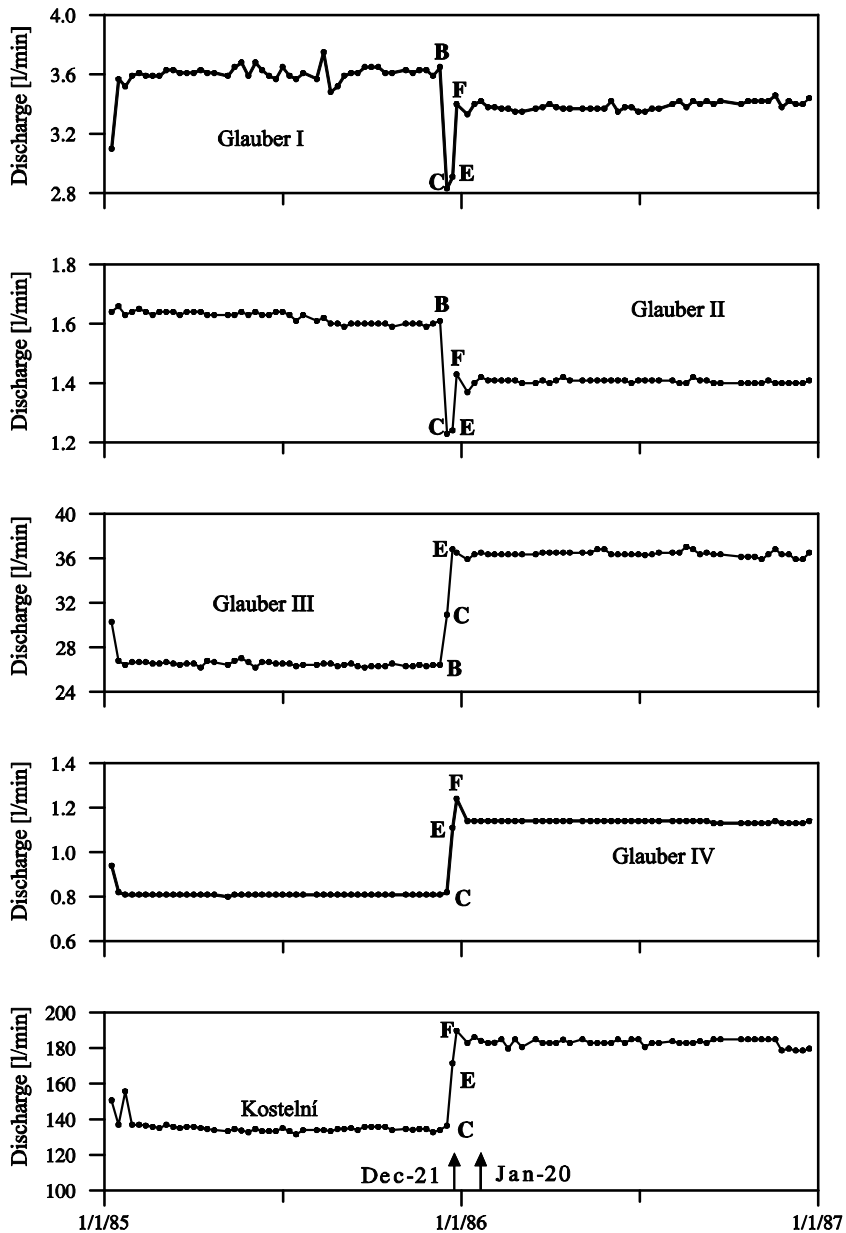
because the pumping was usually reduced between Christmas and the New Year. Therefore, the abrupt changes that affected most springs in the first half of December 1985 seem to be related to the seismic swarm.

During the period of elevated seismic activity the greatest changes were observed in the discharge of mineral springs. Moreover, several mineral springs which were dry before the swarm started to supply water in December 1985. Since all the springs belong to the same aquifer in the Lower Clay-sand Formation, the response of the hydrogeologic structure can be roughly estimated as a whole. Figure 4 shows the total discharge of all observed springs in the period from November 1, 1984 to January 1, 1989. A relatively stable discharge lasted till December 10, 1985. In the period of the maximum seismic activity between December 10 and December 27, 1985, the discharge of the whole system increased by about 30%, and culminated on December 27, 1985. A transitional decrease between January 14 and March 4, 1986 was caused mostly by freezing of the supply pipes from the Adler and D-14 springs. The increased discharge of the hydrogeologic system persisted, without major variations, till the end of 1987. Then an abrupt decrease in discharge, approximately to the values before the earthquake swarm, occurred between December 22, 1987 and January 5, 1988; see also *Novotný and Matyska (1989)*. Seismic activity remained low during this discharge decrease.

The responses of the individual springs to the earthquake swarm were different, but three types of discharge changes can be distinguished (Fig. 5):

1. *Increase near the main shock on December 21.* This behaviour was typical for some deep springs, and correlated closely with the beginning of the earthquake swarm. The largest increase was observed for the Glauber IV, Glauber III and Kostelní springs. For example, if we take the mean value in November 1985 for reference (100%), the mean discharge in January 1986 was increased by 40% for Glauber IV, by 38% for Glauber III and by 37% for Kostelní. A smaller increase was observed for the Adler and Nový springs, respectively. For Glauber III, a significant rise was recorded already on December 17, 1985, i.e. four days before the main shock. The increase seems to be a remarkable precursor of the main shock, but it can also be explained as a consequence of the previous seismic activity that gradually rose since the beginning of December. However, the anomalies in the Kostelní and Glauber IV springs were observed later, on December 23, 1985. Consequently, we classify this discharge increase as a co-seismic phenomenon. It should be also pointed out that the most productive mineral spring, Kostelní, was very sensitive both to the borehole eruption in 1957 (large discharge reduction) and to the 1985/1986 earthquake swarm (large discharge increase).
2. *Decrease before the main shock.* To be more accurate, the anomaly involves a decrease before the main shock and an increase after the shock. This response was distinct for the Glauber I, Glauber II and Solný springs, but less noticeable for the Sluneční and D-14 springs (not shown in Fig. 5). On December 17, all the springs displayed a reduced discharge rate. The main shock on December 21 did not change their discharge rate noticeably, but some increase was observed later on December 27.





**Fig. 5.** Discharges of mineral springs at Františkovy Lázně in 1985 and 1986. Labelled data points: B - Dec. 10, 1985; C - Dec. 17, 1985, D - Dec. 19, 1985; E - Dec. 23, 1985; F - Dec. 27, 1985. The drop in the discharge of the Adler spring in early 1986 was due to the freezing of supply tubes.

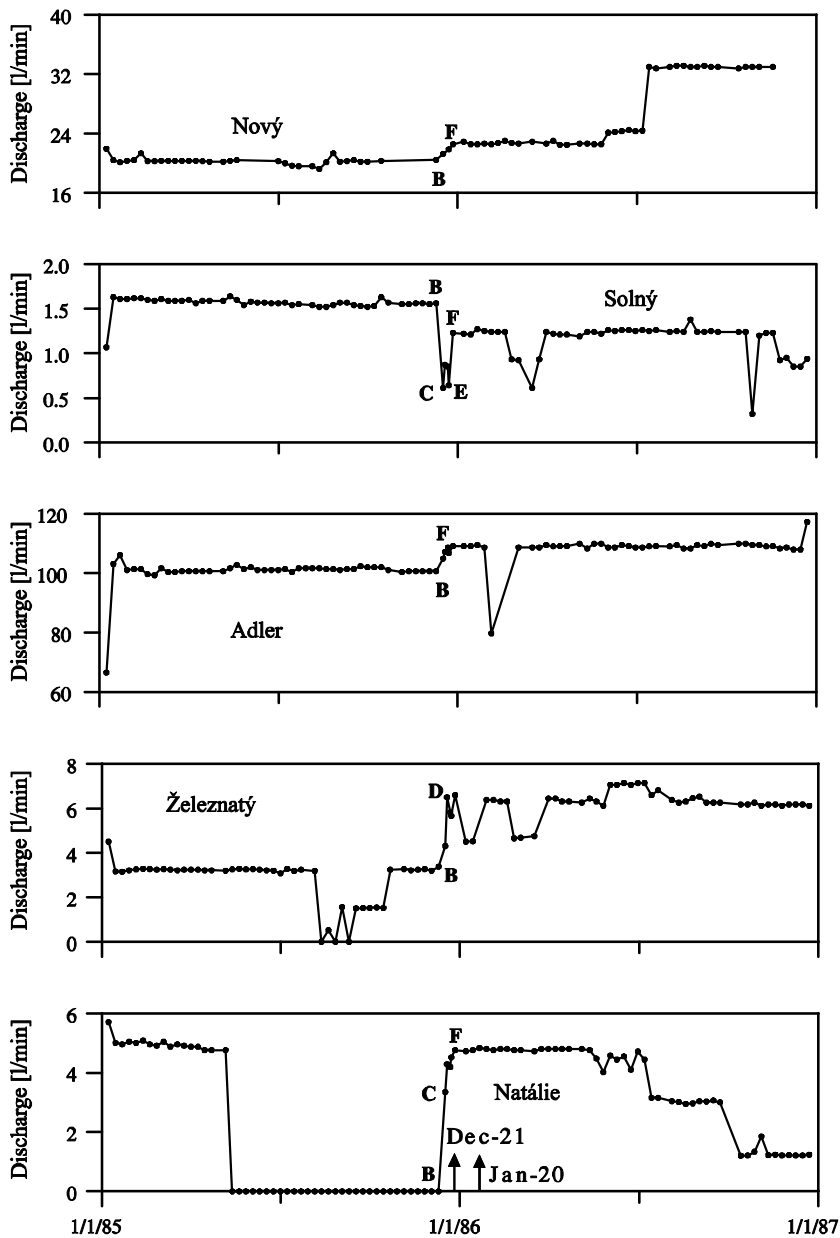


Fig. 5. Continuation.

3. *Long-term decrease before the beginning of the earthquake swarm.* This response is characterized by a considerable decrease in discharge, or disappearance of flow several months before the beginning of the swarm, and by the recovery of the flow shortly before the main shock. Such behaviour was recorded for the shallow springs of Železnatý, Natálie, Štěpánka and Žofie (see the curves for Železnatý and Natálie). Note that just Natálie, Štěpánka and Žofie springs were practically not affected by the borehole eruption in 1957.

## 6. CHANGES IN SPRING TEMPERATURE DURING THE EARTHQUAKE SWARM

Mean temperatures of the Františkovy Lázně mineral springs are given in Table 3. The table contains the mean temperatures one year before and one year after the earthquake swarm. The biggest change (1.5°C) was recorded at the Glauber III spring. Changes in mean temperatures exceeded 1°C also for the Glauber IV and Solný springs.

Detailed temperature variations of some springs are shown in Fig. 6. Temperature recordings of most springs display remarkable variations that can be correlated with the occurrence of the earthquake swarm. Four types of temperature variations can be identified:

1. *Transient increase followed by a decrease before the main shock.* The spring temperature began to increase gradually in the first half of 1985 and dropped abruptly in October 1985 (measurement of October 22). This behaviour was observed at springs Glauber III, Glauber IV, Solný, Adler, Sluneční and D-14 (see

**Table 3.** Mean temperatures of the Františkovy Lázně mineral springs before and after the earthquake swarm:  $T_1$  is the mean temperature before the beginning of the earthquake swarm (from December 4, 1984 to December 3, 1985);  $T_2$  is the mean temperature during and after the earthquake swarm (December 10, 1985 to December 9, 1986).

Spring	$T_1$ [°C]	$T_2$ [°C]	$T_2 - T_1$
Glauber I	10.5	9.9	-0.6
Glauber II	9.4	10.4	1.0
Glauber III	12.0	10.5	-1.5
Glauber IV	11.9	10.6	-1.3
Kostelní	11.5	11.5	0.0
Adler	12.2	11.5	-0.7
Nový	10.5	10.5	0.0
Solný	12.1	11.0	-1.1
Sluneční	10.6	10.0	-0.6
D-14	12.3	11.4	-0.9
Natálie	10.5	11.5	1.0
Štěpánka	9.8	10.2	0.4
Žofie	10.1	10.6	0.5
Železnatý	11.3	11.4	0.1
Luisa	10.4	11.2	0.8

examples in Fig. 6). The temperature course of the Glauber I spring does not show the transient increase, only an abrupt decrease occurred between December 10 and 17. The largest temperature increase was recorded at the deepest tapped spring, Glauber IV. Here the temperature increased temporarily by about 3°C between March and October 1985.

2. *Flat course without systematic changes.* This type of response was recorded at springs Železnatý, Kostelní and Nový.

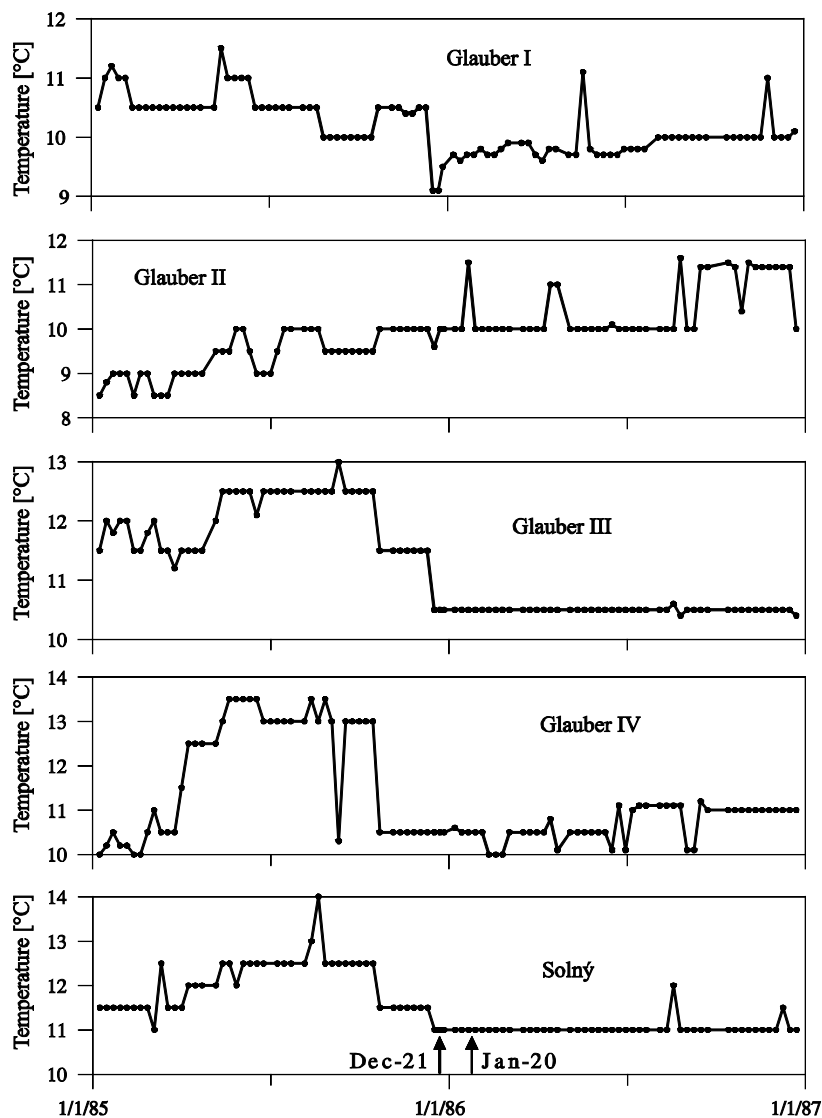


Fig. 6. Temperatures of mineral springs at Františkovy Lázně in 1985 and 1986.

3. *A rising temperature trend that stopped before or during the earthquake swarm.* This trend was observed at springs Glauber II, Žofie, Luisa and Štěpánka. For the first two springs the trend stopped approximately on October 22, 1985, for the Luisa spring only in February 1986 after the earthquake swarm.
4. *Distinct increase at the final stage of the earthquake swarm.* Such temperature rise was observed at the Natálie spring where the temperature increased by 2.4°C between January 14 and 21, 1986.

None of these variations in spring temperature can be explained by seasonal temperature variations in the groundwater. Although the transient increase in temperature, observed at some springs between April and October 1985, resembles seasonal meteorological effects, this phenomenon was not observed in 1986. Moreover, temperature variations occurred both at shallow and deep springs, and the largest temperature increase was even recorded at the deepest tapped spring, Glauber IV.

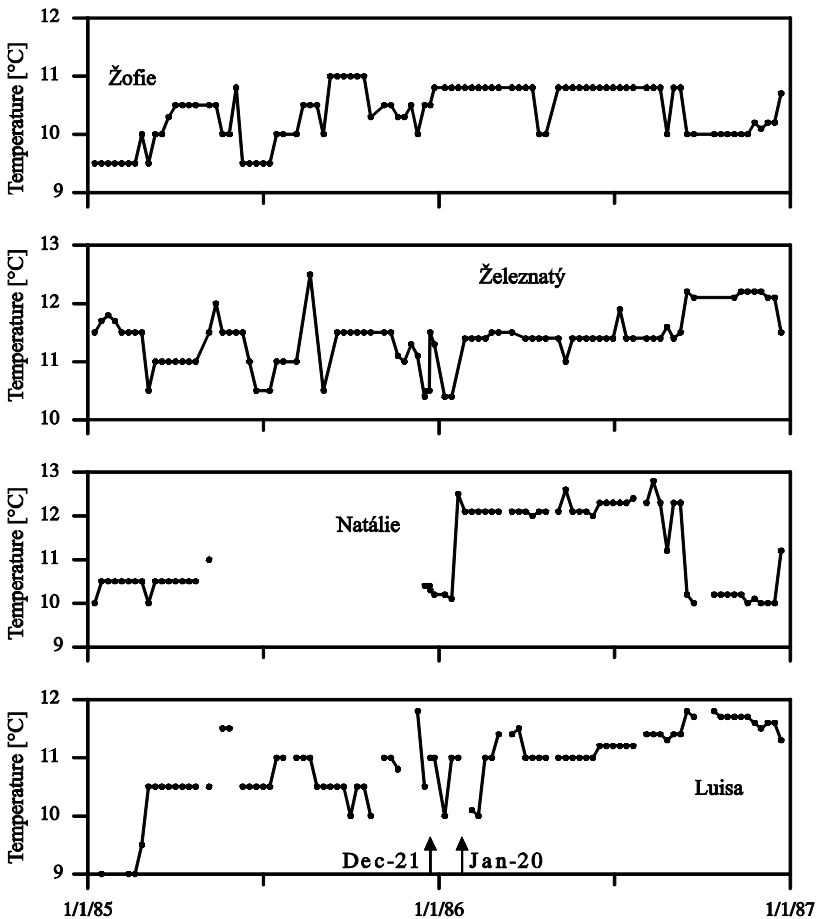


Fig. 6. Continuation.

## 7. DISCUSSION

According to some older hypotheses (*Procházková et al., 1986*), the earthquakes in the West-Bohemia/Vogtland region are caused by tectonic stress transmitted from the Alps to the Bohemian Massif and released in the weakened zones of its western part. In addition to this conception, systematic studies following the strong earthquake swarm in 1985/1986 pointed out the typical post-volcanic character of the earthquakes in the region. The principal role of mantle-derived fluids in the seismic activity of the region, especially the role of CO<sub>2</sub>, is now generally accepted (e.g., *Weinlich et al., 1999; Špičák and Horálek, 2001; Geissler et al., 2005; Neunhöfer and Hemmann, 2005; Paroditis et al., 2005; Bräuer et al., 2007*).

Anomalous hydraulic behaviour of groundwater related to seismic phenomena is generally explained by changes in the stress-strain conditions and the associated pore-pressure variations (*Kümpel, 1992; Roeloffs, 1996; Montgomery and Manga, 2003*). Such changes may lead to anomalous fluid flows from various parts of the crust, mixing of waters of various aquifers, permeability and porosity changes, or to chemical exchange of ions and gases between groundwater and the surrounding rocks (*Kissin, 1982; Thomas, 1988; King et al., 2006*). Mineral springs rich in CO<sub>2</sub> appear to be particularly sensitive to seismic activity as they carry admixtures of gases and mineralized waters from deep parts of the crust. Even small strains seem to cause detectable anomalies in the CO<sub>2</sub> flow (*Irwin and Barnes, 1980*).

Let us attempt to apply these general concepts to the concrete situation in the Cheb Basin. As mentioned in Section 3, the mineral waters in the Cheb Basin are generated in the lower aquifer by mixing of three fluid sources, i.e. recharge waters of shallow circulation; mineralized waters of deep circulation and ascending CO<sub>2</sub> of deep origin.

### 7.1. Temperature Changes

Several thermal processes were proposed in the literature to explain temperature anomalies related to earthquakes: admixture of water from the basement, frictional heating, mechano-chemistry, fault-valve mechanism, hydraulically driven heat flow (thermal effects due to permeability variations), and adiabatic decompression (*Quattrocchi et al., 2003*). As the mineral springs of Františkovy Lázně are rich in CO<sub>2</sub>, attention should also be paid to the adiabatic decompression of ascending CO<sub>2</sub> and associated “self-heating” due to the Joule-Thomson effect (*Waldbaum, 1971; Ramberg, 1971; Teisseyre and Majewski, 2001*).

Even the first of the mechanisms mentioned above is able to explain the thermal anomalies in the Cheb Basin. Assume that the upper crust was compressed in early 1985. Consequently, the warmer waters of the deep circulation were partly pushed upwards into the shallow circulation, causing a temperature increase in some mineral springs.

Note that *Kämpf et al. (1989)* already considered a phase of rock compression that was inverted to dilation at the very beginning of the 1985/1986 earthquake swarm, in order to explain geochemical anomalies observed at the Bad Elster spa (see Fig. 1).

The temperature changes observed at the Františkovy Lázně mineral springs seem to present a weak but significant earthquake precursor, which is named here for the first time.

## 7.2. Discharge Changes

The changes in discharge rate of the individual springs at Františkovy Lázně display a complex character. Some springs displayed a reduction or loss of discharge before the earthquake swarm with a subsequent co-seismic increase. These responses represent a typical example of the so-called rebound anomaly. *Roeloffs (1988)* explained this response by an increase of porosity before an earthquake as a consequence of propagation of fractures, which leads to a decrease in pore pressure and a consequent drop in the groundwater level or a decrease in discharge. The subsequent rebound can then be caused either by inflow of water or by compression.

The elevated discharge of the Františkovy Lázně structure persisted for about two years after the beginning of the swarm. Several mechanisms could be proposed to explain this phenomenon, e.g., slow aseismic relaxation of crustal deformations, etc. However, we prefer another explanation based on the activity of deep-seated CO<sub>2</sub>. Some evidence was obtained from the eruption of the H-11 borehole, which reached and modified the transport paths of CO<sub>2</sub> to the water-bearing horizons of the Františkovy Lázně springs. This exceptional experiment confirmed a close relation between the discharge of the springs and modifications in the CO<sub>2</sub> supply from the deep formations. The striking similarity, albeit of the opposite sign, between the response of the springs to the borehole eruption and to the 1985/1986 earthquake swarm suggests similar causes of both responses.

Thus, to explain the long-term anomaly in discharge, we suppose that the permanent mantle flow of gas was modified by a co-seismic release of crustal CO<sub>2</sub>; see also *Weise et al. (2001)* and *Bräuer et al. (2003)*. It is assumed that the crustal CO<sub>2</sub> is bound to inclusions in rocks in the hypocentral region. The sudden decrease in discharge in early 1988 could indicate a valve effect (*Stanislaski and Garven, 2003; Tenthorey and Gerald, 2006*).

Various responses to seismic activity, observed at nearby mineral springs, are probably connected with the lithological variability of the Lower Clay-sand Formation and with the above mentioned tectonic heterogeneity in accumulating mineral waters. In general, this variability documents the relevance of local geological setting for catching hydrological effects of seismic processes, as a lesson for planning future hydrological measurements. Specifically, these observations document that a randomly selected borehole may be useless for this purpose if not directly connected with deep water-bearing horizons. Accordingly, monitoring of mineral waters should be preferred to monitoring of waters of shallow circulation.

## 8. CONCLUSIONS

The earthquake swarm in the West-Bohemia/Vogtland region at the turn of the years 1985 and 1986 was accompanied by remarkable changes in the groundwater regimes up to distances of over 20 km from the epicentral zone. The changes included variations in the water level in wells and boreholes, as well as changes in the discharge and temperature of mineral springs. Most of the changes were clearly related to the main shock of December 21, 1985 ( $M = 4.6$ ).

An extensive data set on hydrological changes during the 1985/1986 earthquake swarm is available from the spa town of Františkovy Lázně. The distance of the town from the epicentral zone is about 15 km. The aim of the present paper was to analyse these data in more detail than reported earlier, with special reference to the parameters of discharge and temperature. Data from 15 mineral springs, situated on a small area, were used and compared. The changes in the Františkovy Lázně springs had both a precursory and co-seismic character.

Precursory type changes were recognized as an anomalous increase of water temperature at some springs as early as several months before the beginning of the earthquake swarm. The highest temperature increase was about 3°C. The temperature anomaly disappeared about one month before the beginning of the earthquake swarm. This precursory phenomenon is described for the first time here.

In the initial phase of the earthquake swarm, the discharge of the whole hydrogeological structure of the Františkovy Lázně spa increased by a significant amount of about 30%. This elevated discharge persisted for the two following years. The previous level was reached only in early 1988, without a noticeable relation to seismic activity at that time. However, the responses of the individual springs were considerably different, probably as a result of the tectonic and lithological complexity of the hydrogeologic structure.

The drilling experiment at a distance of 2 km from Františkovy Lázně in 1957, which tapped the transport paths of the deep-seated CO<sub>2</sub> and resulted in the eruption of the borehole, documented a close relation of the spring discharges to the flow of CO<sub>2</sub>.

Since the duration of the pre-seismic and post-seismic phases considerably exceeded the duration of the 1985/1986 earthquake swarm, various kinds of non-seismic monitoring should be extended for future research in this region.

*Acknowledgements:* We are indebted to the personnel of the Františkovy Lázně spa for kindly providing us with the extended data set from 1985 to 1987, and to I. Staněk, DHV CR Ltd., for the data from 1988. We thank J. Adamovič, H.-J. Kämpel, J. Horálek and an anonymous reviewer for valuable comments that led to significant improvements to the manuscript. This work was partially supported by the Grant Agency of the Czech Republic (Project No. 205/05/H020), Programme No. A300460602 of the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic, the Institute Research Plan No A VOZ30460519, and research project MSM0021620860.

#### References

- Bankwitz P., Schneider G., Kämpf H. and Bankwitz E., 2003. Structural characteristics of epicentral areas in central Europe: Study case Cheb Basin (Czech Republic). *J. Geodyn.*, **35**, 5–32.
- Bormann P. (Ed.), 1989. *Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/Western Bohemia*. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam, Nr. 110, 419 pp.
- Bräuer K., Kämpf H., Strauch G. and Weise S., 2003. Isotopic evidence (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, <sup>13</sup>C<sub>CO2</sub>) of fluid-triggered intraplate seismicity. *J. Geophys. Res.*, **108**, Art. No. 2070, doi: 10.1029/2002JB002077.
- Bräuer K., Kämpf H., Koch U., Niedermann S. and Strauch G., 2007. Seismically induced changes of the fluid signature detected by a multi-isotope approach (He, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) at the Wettingquelle, Bad Brambach (central Europe). *J. Geophys. Res.*, **112**, B04307, doi: 10.1029/2006JB004404.



- Fischer T. and Horálek J., 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *J. Geodyn.*, **35**, 125–144.
- Geissler W.H., Kämpf H., Kind R., Bräuer K., Klinge K., Plenefisch T., Horálek J., Zedník J. and Nehybka V., 2005. Seismic structure and location of a CO<sub>2</sub> source in the upper mantle of the western Eger (Ohře) Rift, central Europe. *Tectonics*, **24**, TC5001, doi: 10.1029/2004TC001672.
- Heinicke J. and Koch U., 2000. First results of hydrogeochemical measurements in the Soos area, Czech Republic. *Stud. Geophys. Geod.*, **44**, 590–593.
- Hill D.P., 1977. A model for earthquake swarms. *J. Geophys. Res.*, **82**, 1347–1352.
- Irwin W.P. and Barnes I., 1980. Tectonic relations of carbon dioxide discharge and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3115–3121.
- Kämpf H., Strauch G., Vogler P. and Michler W., 1989. Hydrologic and hydrochemic changes associated with the December 1985/January 1986 earthquake swarm activity in the Vogtland/NW Bohemia seismic area. *Z. Geol. Wiss.*, **17**, 685–698.
- King C.I., Zhang W. and Zhang Z., 2006. Earthquake-induced groundwater and gas changes. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 633–646.
- Kissin I.G., 1976. *Groundwater*. Nauka, Moscow, 222 pp. (in Russian).
- Kissin I.G., 1982. *Earthquakes and Groundwater*. Nauka, Moscow, 175 pp. (in Russian).
- Koch U. and Heinicke J., 1999. The precursor effects in the mineral spring “Radonquelle”, Bad Brambach prior to the January 14–19, 1997 earthquake swarm near Nový Kostel (NW Bohemia). *Nuovo Cimento Soc. Ital. Fis. C - Geophys. Space Phys.*, **22**, 431–436.
- Koch U., Heinicke J. and Vossberg M., 2003. Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *J. Geodyn.*, **35**, 107–123.
- Kolářová M. and Myslík V., 1979. *Mineral Waters of the West Bohemian Province*. Czech Geological Survey, Prague (in Czech).
- Kümpel H.J., 1992. About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. *Tectonophysics*, **211**, 317–336.
- Montgomery D.R. and Manga M., 2003. Streamflow and water well responses to earthquakes. *Science*, **300**, 2047–2049.
- Mrázová K. and Ruprechtová L. (Eds.), 1986. *Computer Processing of Data from the Czechoslovak Seismic Network*. Geophysical Institute Bratislava, Bratislava, Slovakia (in Czech).
- Neunhöfer H. and Meier T., 2004. Seismicity in the Vogtland/western Bohemia earthquake region between 1962 and 1998. *Stud. Geophys. Geod.*, **48**, 529–562.
- Neunhöfer H. and Hemmann A., 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *J. Geodyn.*, **39**, 361–385.
- Novotný O., Čadek O. and Zahradník J., 1987. Changes of the mineral springs in Františkovy Lázně spa in connection with the earthquake swarm 1985–86. In: Procházková D. (Ed.), *Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia*. Geophysical Institute Czechosl. Acad. Sci., Praha, Czech Republic, 68–75.
- Novotný O. and Matyska C., 1989. Changes of the mineral springs during the earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia. *Proceedings of the 21 ESC General Assembly*. European Seismological Commission, 486–489.
- O’Nions R.K., Grieshaber E. and Oxburgh E.R., 1989. Rocks that are too hot to handle. *Nature*, **341**, 391.
- Paroditis M., Shapiro S.A. and Rothert E., 2005. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *J. Geophys. Res.*, **110**, B05S10, doi: 10.1029/2004JB003267.

- Procházková D., 1986. Processing results of macroseismic data on the 1985–1986 swarm in Western Bohemia. In: Mrázová K. and Ruprechtová L. (Eds.), *Computer Processing of Data from the Czechoslovak Seismic Network*. Geophysical Institute Bratislava, Bratislava, Slovakia (in Czech).
- Procházková D., 1987 (Ed.). *Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia*. Geophysical Institute Czechosl. Acad. Sci., Praha, Czech Republic.
- Procházková D., Dudek A., Misař Z. and Zeman J., 1986. *Earthquakes in Europe and Their Relation to Basement Structures and Fault Tectonics*. Academia, Praha, Czech Republic, 80 pp.
- Quattrocchi F., Favara R., Capasso G., Pizzino L., Bencini R., Cinti D., Galli G., Grassa F., Francofonte S. and Volpiccielli G., 2003. Thermal anomalies and fluid geochemistry framework in occurrence of the 2000–2001 Nizza Monferrate seismic sequence (northern Italy): Episodic changes in the fault zone heat flow or chemical mixing phenomena? *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **3**, 269–277.
- Ramberg H., 1971. Temperature changes associated with adiabatic decompression in geological processes. *Nature*, **234**, 539–540.
- Roeloffs E., 1988. Hydrological precursors of earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 177–209.
- Roeloffs E., 1996. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. In: Dmowska R. and Saltzman B. (Eds), *Advances in Geophysics*, **37**, 135–195.
- Sigmundsson F., Einarsson P., Rögnvaldsson T., Fougler G.R., Hodgkinson K.M. and Thorbergsson G., 1997. The 1994–1995 seismicity and deformation at the Hengill triple junction, Iceland: Triggering of earthquakes by minor magma injection in a zone of horizontal shear stress. *J. Geophys. Res.*, **102**, 15151–15161.
- Stanislasky E. and Garven G., 2003. A theoretical model for reverse water-level fluctuations induced by transient permeability in thrust fault zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 579–586.
- Špičák A. and Horálek J., 2001. Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region. *Tectonophysics*, **336**, 151–161.
- Taiseyre R. and Majewski E. (Eds.), 2001. *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior*. Academic Press, San Diego, 673 pp.
- Tenthorey E. and Gerald J., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **247**, 117–129.
- Thomas D., 1988. Geochemical precursors to seismic activity. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 241–266.
- Ulrych J., Lloyd F.E. and Balogh K., 2003. Age relations and geochemical constrains of Cenozoic alkaline volcanic series in W. Bohemia: A review. *Geolines*, **15**, 168–180.
- Waldbaum D.R., 1971. Temperature changes associated with adiabatic decompression in geological processes. *Nature*, **232**, 545–547.
- Weinlich F.H., Bräuer K., Kämpf H., Strauch G., Tesař J. and Weise S.M., 1999. An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C and N) and compositional fingerprints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 3653–3671.
- Weinlich F.H., Bräuer K., Kämpf H., Strauch G., Tesař J. and Weise S.M., 2003. Gas flux and tectonic structure of the western Eger Rift, Karlovy Vary - Oberpfalz and Oberfranken, Bavaria. *Geolines*, **15**, 181–187.
- Weise S.M., Bräuer K., Kämpf H., Strauch G. and Koch U., 2001. Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a natural experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe. *Tectonophysics*, **336**, 137–150.

## **Publikace 6**

Stejskal, V. – Skalský, L. – Brož, M. (2005): Analysis of factors forming the groundwater regime in the West Bohemian seismoactive region. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 2, No. 4(140), 23 – 37.

## ANALYSIS OF FACTORS FORMING THE GROUNDWATER REGIME IN THE WEST BOHEMIAN SEISMOACTIVE REGION

Vladimír STEJSKAL<sup>1)\*</sup>, Lumír SKALSKÝ<sup>2)</sup> and Milan BROŽ<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> *Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8, Czech Republic, tel.: +420-266 009 349, fax: +420-284 680 105*

<sup>2)</sup> *Geophysical Institute, Academy of Sciences of the Czech Republic, Tidal observatory Příbram, Horská 377, 261 01 Příbram, Czech Republic*

\*Corresponding author's e-mail: stejskal@irms.cas.cz

(Received June 2005, accepted November 2005)

### ABSTRACT

Groundwater levels began to be monitored in three hydrogeological wells in the seismoactive region of Western Bohemia in June 2000. The main purpose of the monitoring was to observe the effects of seismicity on the groundwater regime. The fluctuation of the groundwater level in particular wells is influenced by precipitation, air pressure changes and earth tides. All the three observed wells were subjected to tidal analysis of the measured groundwater levels, in order to determine their sensitivity to crustal strain. Anomalies related to seismic activity were observed during the August – December 2000 swarm in the NK 2 well, which is situated in the epicentral area of Nový Kostel.

**KEYWORDS:** West Bohemian seismoactive region, groundwater level fluctuations, August - December 2000 swarm, tidal analysis, hydrogeological effects of earthquakes

---

### 1. INTRODUCTION

The intraplate seismoactive region of the north-western marginal part of the Bohemian Massif includes the territory of Western Bohemia, approximately delimited by the towns of Kraslice, Aš, Cheb, Lázně Kynžvart and Sokolov, the adjoining territory of Saxony in the wider neighbourhood of Plauen and the vicinity of Marktredwitz in north-eastern Bavaria. The total area of the region is about 1000 km<sup>2</sup>. It is characterized by high seismicity with low magnitudes ( $M < 5$ ), in particular, by the occurrence of earthquake swarms, which are monitored by a dense network of local stations. Thousands of tremors were recorded during some of these swarms. In the past century, such swarms occurred in the years 1901, 1903, 1908, 1911, 1929, 1936, 1962, 1973, 1985/1986 and 2000. One of the strongest swarms, which occurred during December 1985 and January 1986, consisted of more than 8000 events. The macroseismic effects of the two strongest events with local magnitudes  $M_l = 4.6$  and  $M_l = 4.1$  reached 7° and 6°, respectively, on the MSK-64 scale (Procházková et al., 1987). Over the past 20 years, the area of Nový Kostel has been the most active zone. The probable cause of earthquake swarms is the local weakening and inhomogeneity of the Earth's crust, and probably also other processes such as post-volcanic activity and the incidence of fluid systems in the crust (cf., e.g., Bankwitz et al., 2003; Heinicke and Koch, 2000). The activity of fluid systems results in

surface gas seepages and in the outflow of mineral springs.

In addition to monitoring of seismic activity, the Institute of Rock Structure and Mechanics AS CR launched the monitoring of groundwater levels in three observation wells in June 2000. Two wells are situated in the epicentral area of Nový Kostel; the third one was sunk at the south margin of the Slavkov crystalline, near the municipality of Krásno. The ultimate purpose of the measurements is observing earthquake-induced groundwater level changes.

Groundwater level fluctuations are induced not only by hydrological and meteorological factors, but also by deformations acting in the Earth's crust. The main non-anthropogenic factors causing the deformations of aquifers are tidal forces and changes of stress-strain conditions before, during or after earthquakes. Tidal effects on the groundwater regime are frequently documented and extensive data collections from all over the world are available, which enables the tidal effects on various hydrogeological structures to be compared (cf., e.g., Melchior, 1983; Ljubušin et al., 1997; Hobbs and Fourie, 2000). There are also many reports on hydrogeological effects of earthquakes from different seismoactive regions of the world (cf., e.g., Kissin, 1982; Roeloffs, 1988; Montgomery and Manga, 2003). Not only strong earthquakes induce groundwater regime anomalies. For example, Kissin et al. (1996) reported cases, where the co-seismic or post-

seismic well level changes were induced by seismic events with magnitudes  $M < 2$ . In the West Bohemian seismically active region distinct changes of mineral spring yield were detected during the strong earthquake swarm in 1985 and 1986 (Novotný and Matyska, 1989). In the following years the groundwater regime changes related to seismic activity were detected especially at German localities (cf. Koch et al., 2003; Weise et al., 2001).

This paper summarizes the results of groundwater monitoring carried out during the period June 2000 – December 2004 and deals with an assessment of the effects of various factors involving the groundwater regime, including the seismic activity.

## 2. GEOLOGY OF OBSERVED LOCALITIES

### 2.1. NOVÝ KOSTEL

The Nový Kostel area is situated at the western margin of the Svatava crystalline, which is a part of the Krušné hory (Erzgebirge) unit (cf. Fig. 1). The crystalline complex is divided by the Krušné hory fault into two blocks. The northern – so called Oloví block is composed predominantly of mica schists and phyllites. The lithology of the southern, Kynšperk block is a little more complicated. It consists of quartzites, mica schists and phyllites. In its eastern part is the Kynšperk block covered by Tertiary deposits of the Sokolov basin. To the south is the Svatava crystalline bounded by the Eger fault and the Sokolov fault, to the west it is separated from Tertiary deposits by the Mariánské Lázně (Marienbad) fault. The NK 1 and NK 2 wells were drilled to a depth of 23 m in the close neighbourhood of the northern part of the Mariánské Lázně fault, approximately 2 km north of the municipality of Nový Kostel. Both wells pass through the weathered zone and end in the two-mica schists of the Oloví block. They are situated on the slope above the local drainage base, which is represented by the valley of the left-hand side tributary of the Lubinka brook. The valley is fixed to the Mariánské Lázně fault. The difference in altitude of the NK1 and NK 2 wellheads is 64 m, the horizontal distance between the two wells is 480 m. The observed aquifer is the zone of surface loosening of two-mica schists. Aquifer tapped by the NK 2 well is confined.

### 2.2. KRÁSNO

The Krásno area is situated at the southern margin of the Slavkov crystalline (Fig. 1). This crystalline complex has a dome structure and is divided into two parts – the older and intensively metamorphosed core (Slavkov orthogneisses) and the younger weakly metamorphosed cover series. Silimanite-biotite- and two-mica paragneisses and mica schists with quartzites prevail in the composition of the cover series. Various types of Hercynian granites penetrate the whole crystalline complex. To the north the Slavkov crystalline adjoins the Kynšperk block of

the Svatava crystalline. Both structural units are divided by the Sokolov fault. The marginal parts of the Slavkov crystalline are disrupted by longitudinal faults (running NE-SW) to the south and by transverse faults (running NW-SE) to the south-east, in the neighbourhood of Horní Slavkov and Krásno. The HM 1 well was sunk in the orthogneisses of the core of the Slavkov crystalline. The depth of the well is 23 m and it follows an unconfined aquifer in the surface zone of a fissure disjunction.

## 3. METHODS OF GROUNDWATER MONITORING

Pressure sensors DCP-PLI03 produced by DataCon Co. Ltd., Prague, are used for recording the groundwater level and temperature. The sensors are connected to digital data loggers with a capacity of 32 000 measured values. The data (an average of 5 measured values) were recorded with a sampling period of 3 minutes until March 2004. After a short interruption of monitoring, the sampling period was set to 6 min in May 2004. The accuracy of the measured values is 0.1% with the immersion depth of the sensor amounting to 10 metres. Deduction step is 1 mm. The accuracy of the thermal sensor is 0.3 °C in the temperature range 0 – 50 °C.

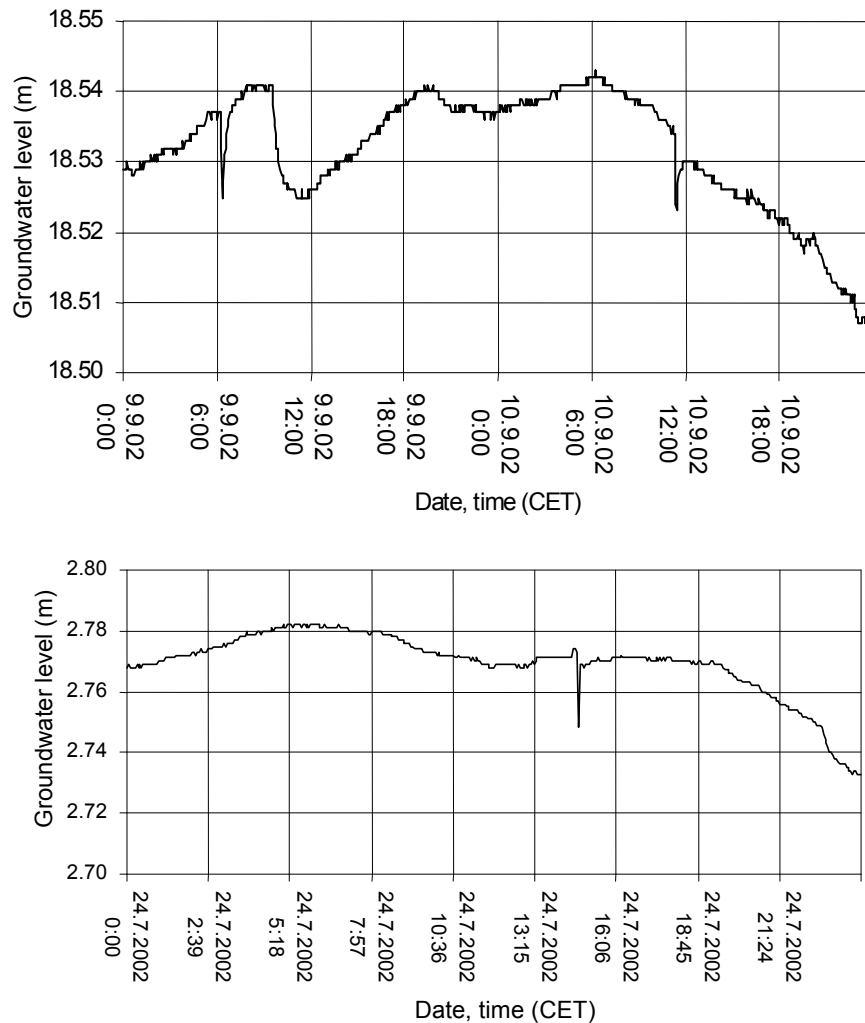
## 4. RESULTS OF MONITORING

### 4.1. NOVÝ KOSTEL NK 1 AND NK 2

The groundwater level fluctuations in both wells are very similar (Fig. 2). The only significant difference is the relatively frequent groundwater offtake, which causes abrupt non-periodic changes of the NK 2 well level record. The groundwater is withdrawn from another domestic well, which is situated approximately 10 m from the NK 2 well. Both wells display typical seasonal variations affected by precipitation and the melting snow. The comparison of the seasonal variations of the NK 1 and NK 2 groundwater levels displays a noticeable phase difference in the local absolute maxima and minima, which always occur earlier in the NK 1 well. The differences between the minimum and maximum groundwater levels in the NK 1 and NK 2 wells during the whole period of monitoring were 3.29 m and 6.18 m, respectively. The NK 2 level was higher than the NK 1 level during most of the observed period.

### 4.2. KRÁSNO HM 1

From the December 2000, the groundwater level of the HM 1 well displayed a noticeable upward trend, which lasted until the spring of 2003. During the extremely dry year of 2003, the groundwater level dropped considerably and the previous trend was discontinued. Towards the end of the year 2004 the groundwater rose to a level, which is approximately 2.2 m lower than the level before the decrease of summer-autumn 2003 (Fig. 2). The difference



**Fig. 3** Transient short-time anomalies, recorded in September 2002 in HM 1 well.

between the minimum and maximum level during the whole period of monitoring was 4.38 m.

The anomalous behaviour of the groundwater level was observed from April to September 2002. During this period were recorded several abrupt anomalies with a duration of several minutes and oscillations of the groundwater level of up to 20 mm. These fluctuations (Fig. 3) show no time coincidence, either with seismic events, or with blasts in the nearby quarry. One can assume that only sudden short-term changes of atmospheric pressure were the cause of these oscillations. The air pressure values measured with the appropriate frequency are not available. The effects of air pressure changes on the groundwater level are discussed below.

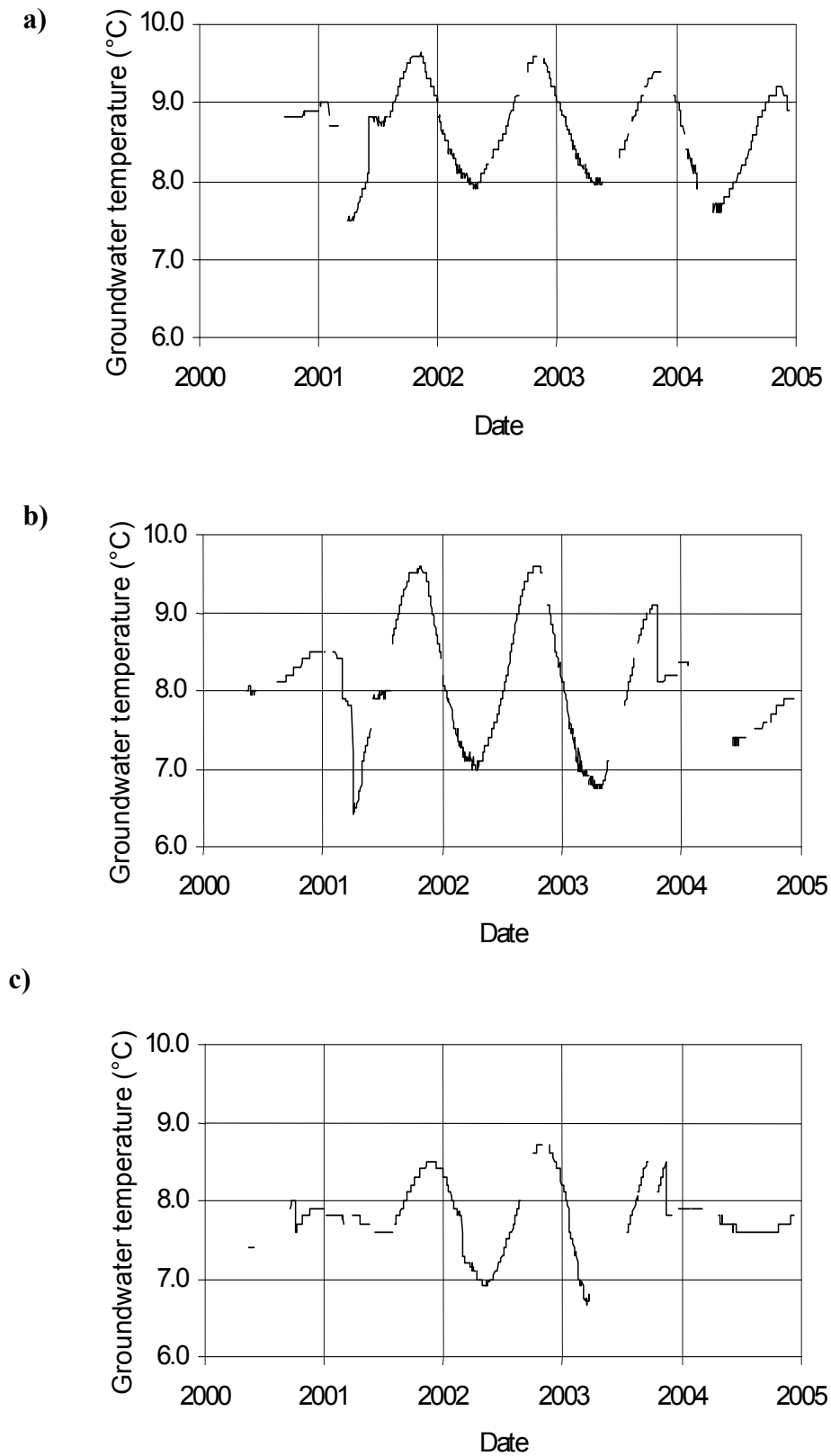
#### 4.3. GROUNDWATER TEMPERATURE VARIATIONS

The seasonal fluctuations of groundwater temperature in the observation wells display relatively low values, which sometimes only slightly exceed the

declared instrumental accuracy of 0.3 °C (cf. temperature changes in the HM 1 well during the period from June 2000 to August 2001 and during the year 2004 in Fig. 4c). Usually the seasonal changes of groundwater temperature range from 2 °C to 2.5 °C. The temperature minimum occurs during the spring, when the groundwater is cooled due to aquifer replenishment with melting snow. The spring temperature drop is regularly followed by a gradual increase, until the beginning of winter.

#### 5. FACTORS INVOLVING THE GROUNDWATER REGIME

The groundwater regime, which includes spatial and temporal changes of water dynamics and chemical composition, is the result of the influence of several factors, which act continuously (e.g., air pressure and temperature, earth tides) or only episodically (e.g., precipitation or earthquakes). Some of these factors have a periodic time distribution, which is then



**Fig. 4** Groundwater temperature fluctuations: a) NK 1 well, b) NK 2 well, c) HM 1 well

reflected in the variation of particular groundwater regime parameters. But in general, these parameters do not show only a periodic fluctuation and their time variation is considerably more complicated. Three basic types of groundwater level fluctuations were identified in all the three observation wells:

1. Seasonal fluctuations corresponding to seasonal aquifer replenishment due to precipitation and snow cover melting.
2. Periodic diurnal and semidiurnal fluctuations related to tidal effects.
3. Stochastic fluctuations induced by air pressure changes, anthropogenic effects, or by earthquakes.

### 5.1. PRECIPITATION

Precipitation amounts are reflected in the groundwater levels of all the three monitored wells. The most distinct correlations are observed in the NK 1 and NK 2 wells; where contrary to the HM 1 well such distinct long-term trends do not occur (Fig. 2). The groundwater level displays no correlation with any particular precipitation events. This is generally considered as a common feature, when observing groundwater level fluctuations. The groundwater level is always observed to rise with a certain delay after precipitation occurs. Moreover during the summer months, when the precipitation maximum regularly occurs, the aquifer's replenishment in temperate climatic conditions practically stops (Kříž, 1996). In summer most of the precipitation is intercepted in the uppermost layers of soil, or it evaporates from the surface of the soil or vegetation. Most important for the replenishment of aquifers is the autumn precipitation (September-November) and snow cover melting during the spring months.

Effects of precipitation amounts and seasonal distribution can be summarized in following way:

- Temporal occurrence of the annual groundwater level maximum displays dependence on precipitation. A significant rise of groundwater level is observed during the autumn in years with the highest precipitation amounts. The autumn period of relatively rapid rise is followed by a local groundwater level decline, which obviously separates the period with aquifer replenishment from autumn rainfalls and the replenishment from snow cover melting (cf. the variations in the years 2001/2002 and 2002/2003 in Fig. 2).
- The most important for the time of occurrence of annual groundwater level maxima is obviously the precipitation in autumn and at the end of summer. This is apparent especially in the groundwater level changes in the NK 1 well in the year 2002, when the maximum was reached as late as in November as a consequence of extraordinary increased summer and autumn precipitation. The secondary maximum in spring

2003 reached a level, which was 20 cm lower than the autumn maximum.

- In the years with low precipitation amounts, the groundwater level maximum occurs only during the spring months as a consequence of snow cover melting. Autumn peaks are not observed (cf. the variation in the years 2000/2001 and 2003/2004 in Fig. 2).

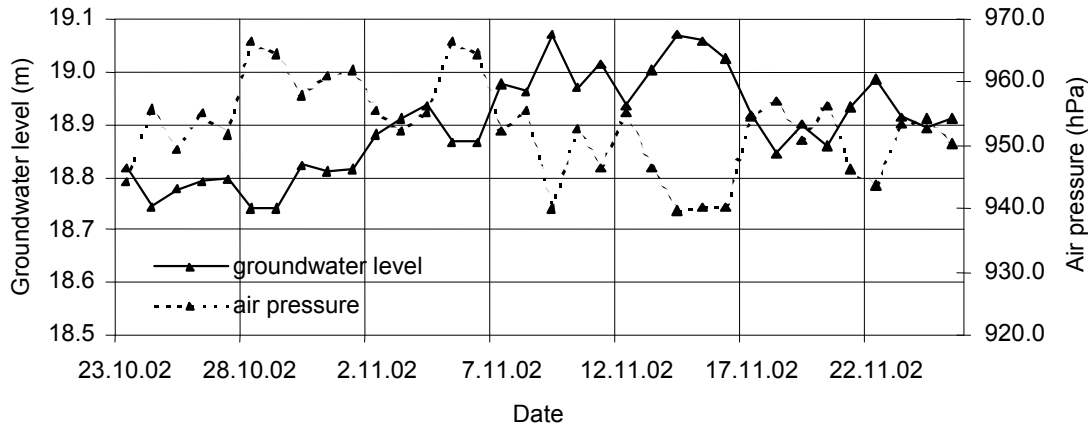
### 5.2. AIR PRESSURE

It is very important to ascertain the response of groundwater level in the well to changes of air pressure, because air pressure fluctuations can produce groundwater level changes that could be mistaken for earthquake induced anomalies. Effects of air pressure on groundwater level fluctuation are most apparent in the HM 1 well (cf. Fig. 5). In order to determine the response of the groundwater level to air pressure fluctuations, we analyzed the relations between the daily mean groundwater levels and the daily mean air pressure values in the period from 23.10. to 25.11. 2002. The air pressure was measured at the meteorological station Cheb, which is operated by the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI). Within the analyzed period a distinct correlation was detected between the air pressure and groundwater level. The groundwater level rise corresponds to the decline of air pressure, and vice versa. The correlation coefficient between the two data sets is  $r_{xy} = -0.7157$ . According to the test of the correlation coefficient, using Fisher's Z-transform, we consider the correlation to be proved at significance level  $\alpha = 5\%$ . The calculated correlation coefficient falls into the appropriate confidence interval (0.4869; 0.8527).

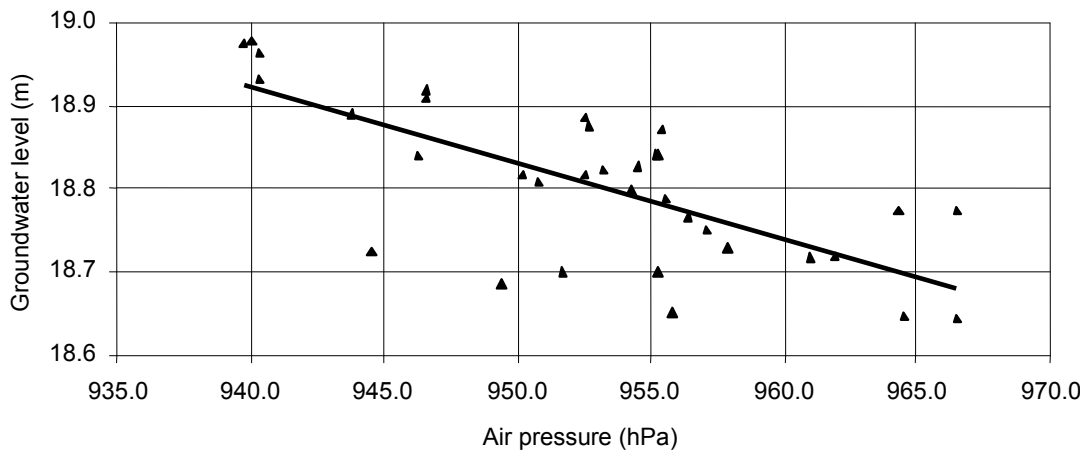
If we apply linear regression to the compared data sets, we obtain a regression line described by the equation  $y = -0.0091x + 27.4750$  (Fig. 6), where  $x$  = air pressure in hPa and  $y$  = groundwater level in m. The standard error of the regression estimate is  $s_{y,x} = 0.0673$ , the mean residual value of regression  $e = 0.0503$ . None of the calculated residuals exceed the value  $3 \cdot s_{y,x}$ , which would indicate the presence of extremely outlying values. According to the above-mentioned equation a 91 mm change in groundwater level corresponds to the 10 hPa change of air pressure. Diurnal amplitudes of air pressure fluctuation exceeding 10 hPa are recorded relatively often at station Cheb.

The correlation characteristics listed above must, however, be considered to be valid only in the period for which they were calculated. The basic correlation characteristics between the air pressure and groundwater level are usually largely unstable in time, and the regression coefficients display substantial changes. It is probable that the groundwater level fluctuation is affected not only by local changes of the air pressure in the neighbourhood of the observed well, but also by regional air pressure fields. Therefore, it is quite difficult to eliminate air pressure effects on measured groundwater levels.





**Fig. 5** Comparison of daily mean groundwater levels in the HM 1 well and daily means of air pressure measured at the meteorological station Cheb in the period 23.10. – 25.11. 2002.



**Fig. 6** Graph of linear regression between daily means of air pressure and daily means of groundwater level.

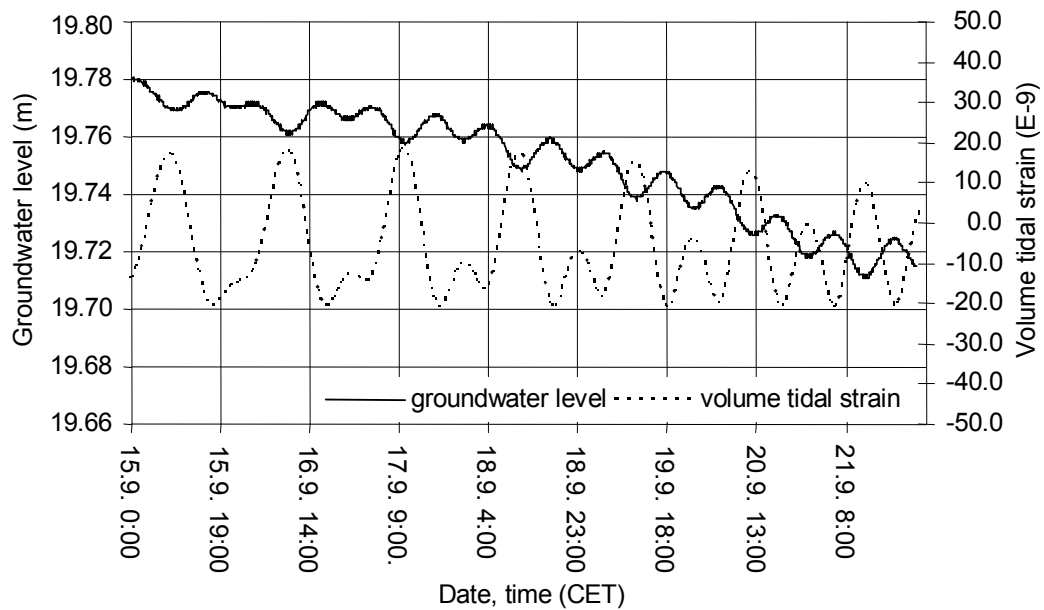
### 5.3. EARTH TIDES

The elastic deformations of the Earth produced by earth tides involve periodic volumetric expansions and compressions. They in turn produce oscillations in the water wells, mostly opposite in phase. At low tide, compression takes place, which causes a rise in the groundwater level, and vice versa. The response of the groundwater level to earth tides determines the sensitivity of the given aquifer to the volume crustal strain. Roeloffs (1988) assumed that the groundwater level responds to tidal strain in the same way that it responds to crustal strain of tectonic origin. Thus, the knowledge of tidal fluctuation amplitudes enables to determine the sensitivity of the observed aquifer to changes of the stress-strain conditions related to the preparation and rise of an earthquake.

Effects of earth tides are manifested in all the three observed wells with diurnal and semidiurnal

cycles of groundwater level fluctuation. The most pronounced are these fluctuations in the NK 2 well (Fig. 7), where they reach the highest amplitude. The water level responds in the standard way, i.e. the decline is observed at high tide. The opposite type of response, i.e. groundwater level increase at high tide, is not observed. This case was described, e.g., by Vylita (1986) using data from the HJ 23 well in Karlovy Vary.

In order to determine sensitivity to volume crustal strain, tidal analysis of the measured groundwater levels was performed for particular observation wells. Measurements recorded every hour on the hour UTC (Universal Time Coordinated) was selected for the analysis. The computation was carried out for four main wave groups (O1, K1, M2, S2) according to Tamura's development with 1200 waves. The tidal model of an ellipsoidal, elastic, rotating



**Fig. 7** Variations of groundwater level in the NK 2 well induced by effects of earth tides. Comparison of groundwater levels and relative volume tidal strain in the period 15.9. – 21.9. 2002.

**Table 1** Results of tidal analysis of groundwater levels in the NK 1 well. Analysed period: 18.7. 2001 (13:00 UTC) – 23.6. 2003 (14:00 UTC). Number of hourly readings used for analysis: 14582. Number of filtered hourly readings used for analysis: 13532. Numerical filter used – Pertsev F2 of 50-hour length.

Group Nr.	Main wave	Period (h)	Amplitude		Amplitude factor ( $\text{mm}/10^{-9}$ )	Time shift (h)
			Model ( $10^{-9}$ )	Observations (mm)		
1	O1	25.819	6.807	$0.394 \pm 0.046$	$0.058 \pm 0.007$	$-2.634 \pm 0.482$
2	K1	23.935	7.125	$0.497 \pm 0.046$	$0.070 \pm 0.007$	$-3.848 \pm 0.348$
3	M2	12.421	7.027	$0.266 \pm 0.019$	$0.038 \pm 0.003$	$-1.868 \pm 0.141$
4	S2	12.000	3.269	$0.209 \pm 0.019$	$0.064 \pm 0.006$	$-1.945 \pm 0.178$

**Table 2** Results of tidal analysis of groundwater levels in the NK 2 well. Analysed period: 2.10. 2001 (5:00 UTC) – 22.6. 2003 (8:00 UTC). Number of hourly readings used for analysis: 11060. Number of filtered hourly readings used for analysis: 9360. Numerical filter used – Pertsev F2 of 50 hour length.

Group Nr.	Main wave	Period (h)	Amplitude		Amplitude factor ( $\text{mm}/10^{-9}$ )	Time shift (h)
			Model ( $10^{-9}$ )	Observations (mm)		
1	O1	25.819	6.807	$1.942 \pm 0.082$	$0.285 \pm 0.012$	$0.618 \pm 0.172$
2	K1	23.935	7.124	$2.239 \pm 0.082$	$0.314 \pm 0.012$	$0.520 \pm 0.139$
3	M2	12.421	7.026	$3.631 \pm 0.077$	$0.517 \pm 0.011$	$0.004 \pm 0.042$
4	S2	12.000	3.269	$1.889 \pm 0.077$	$0.578 \pm 0.024$	$-0.345 \pm 0.081$

**Table 3** Results of tidal analysis of groundwater levels in the HM 1 well. Analysed period: 18.7. 2001 (14:00 UTC) – 14.6. 2003 (16:00 UTC). Number of hourly readings used for analysis: 13134. Number of filtered hourly readings used for analysis: 11734. Numerical filter used – Pertsev F2 of 50-hour length.

Group Nr.	Main wave	Period (h)	Amplitude		Amplitude factor (mm/10 <sup>-9</sup> )	Time shift (h)
			Model (10 <sup>-9</sup> )	Observations (mm)		
1	O1	25.819	6.810	0.320 ± 0.155	0.047 ± 0.023	1.866 ± 1.993
2	K1	23.935	7.127	0.653 ± 0.155	0.092 ± 0.022	0.011 ± 0.910
3	M2	12.421	7.053	0.577 ± 0.061	0.082 ± 0.009	-0.454 ± 0.207
4	S2	12.000	3.281	1.083 ± 0.061	0.330 ± 0.018	-1.316 ± 0.114

Earth “Wahr-Dehant-Zschau” (Zschau and Wang, 1987), considering the imperfect elasticity of the Earth’s mantle, was used for the analysed data. In addition to this model values of the relative volume tidal strain (derivation of this quantity cf. e.g., Melchior, 1983) were calculated, in order to determine the amplitude factors and phase differences between the theoretical and observed values. The amplitude factors represent the ratio of the observed values of groundwater levels in mm to theoretical values of the relative volume tidal strain in units of 10<sup>-9</sup>. Since we are comparing quantities with different physical units, the amplitude factors do not verge on 1.0, which is usual in the case of standard tidal analyses.

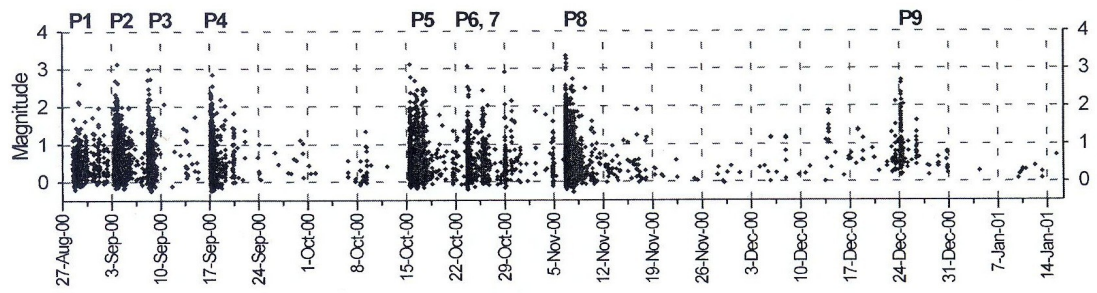
The results of the tidal analyses are given in Tabs. 1 - 3. It is evident that the groundwater level in the NK 2 well reaches the highest amplitudes of tidal fluctuation. The maximum variations (3.631±0.077 mm) are induced by the M2 wave with a period of 12.42 hours. In the two remaining wells NK 1 and HM 1 the amplitudes of hourly readings of the groundwater level display practically negligible values, which for the most part do not exceed 1 mm. In order to compare the tidal fluctuations of groundwater level, the total range of adjusted values of observed tidal variations was determined for each well. The adjusted values of observed tidal variations represent the sum of all 1200 waves used, whose frequencies are given by the used tidal model, and the amplitudes A(O) and phases F(O) are calculated using formulas  $A(O) = A(M) \cdot A(F)$ ,  $F(O) = F(M) + D(F)$ , where A(M) and F(M) are the amplitudes and phases of the model values of volume tidal strain, A(F) is the amplitude factor and D(F) is the phase difference. The total range of observed tidal variations, determined in this way, reaches 18.99 mm in the NK 2 well, 5.3 mm in the HM 1 well and only 2.81 mm in the NK 1 well. This distinct difference in the sensitivity to tidal strain is given by different pressure conditions in the observed aquifers. While the NK 2 well is tapping a confined aquifer, aquifers observed through the NK 1 and HM 1 wells are unconfined. Generally it was proved that confined aquifers are more sensitive to crustal strain (cf., e.g., Kissin, 1982), since they are

strongly limited in position to motion of water towards the overburden. The well tapping the roof of an aquifer is then considerably more important for the vertical motion of groundwater than in the case of unconfined aquifers. The changes of the water level induced by crustal strain are considerably more apparent in such a well.

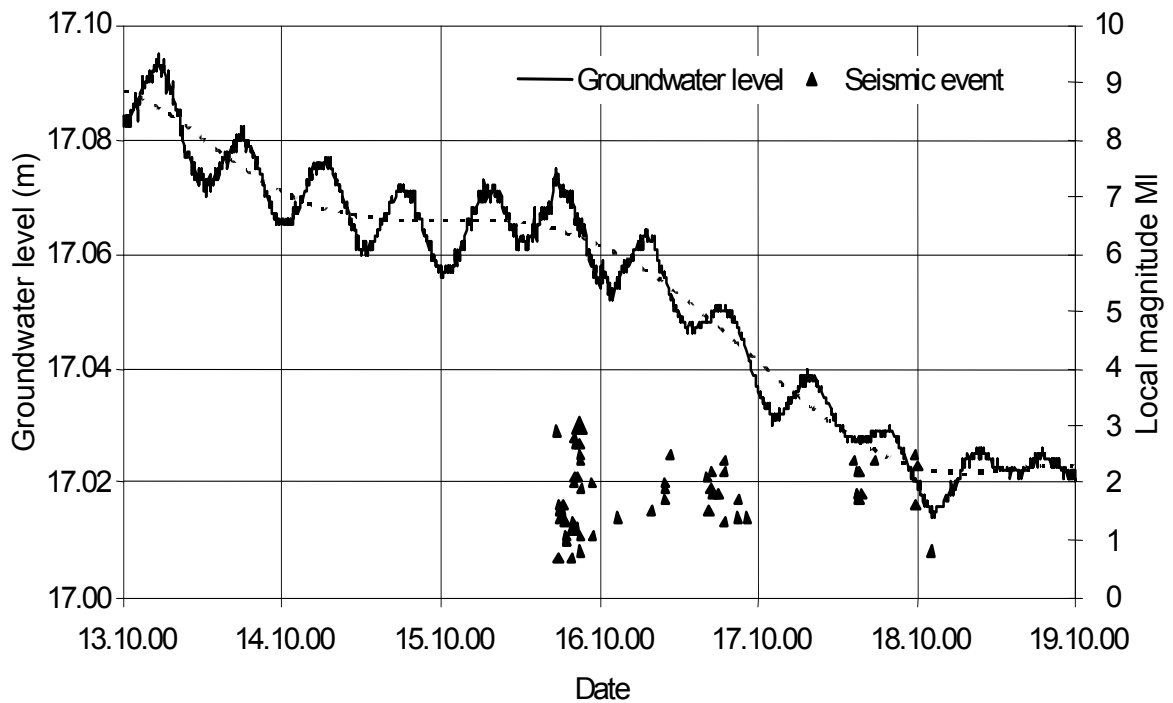
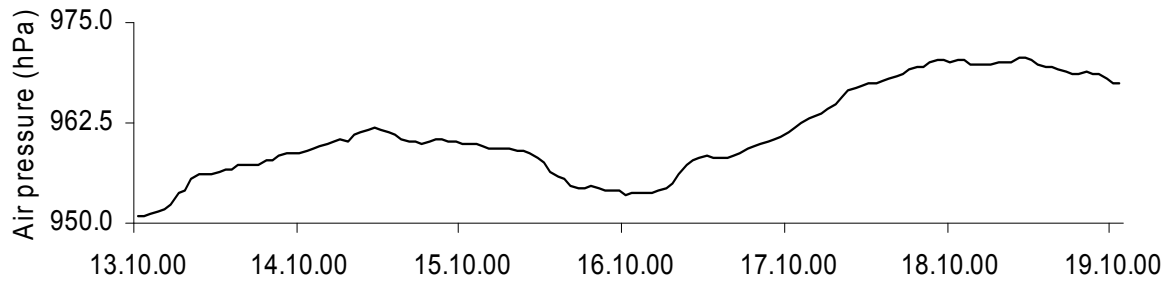
Phase lags of tidal groundwater level fluctuations in comparison with the model values of volume tidal strain are relatively low. Time shifts exceed 2 hours only in case of O1 and K1 waves in the NK 1 well (cf. Tab. 1). Negative values of time shifts indicate a lag of the observed tidal fluctuations of groundwater levels behind the theoretical values of the relative volume tidal strain, whereas positive values indicate that the observed values precede the theoretical ones.

#### 5.4. SEISMIC ACTIVITY

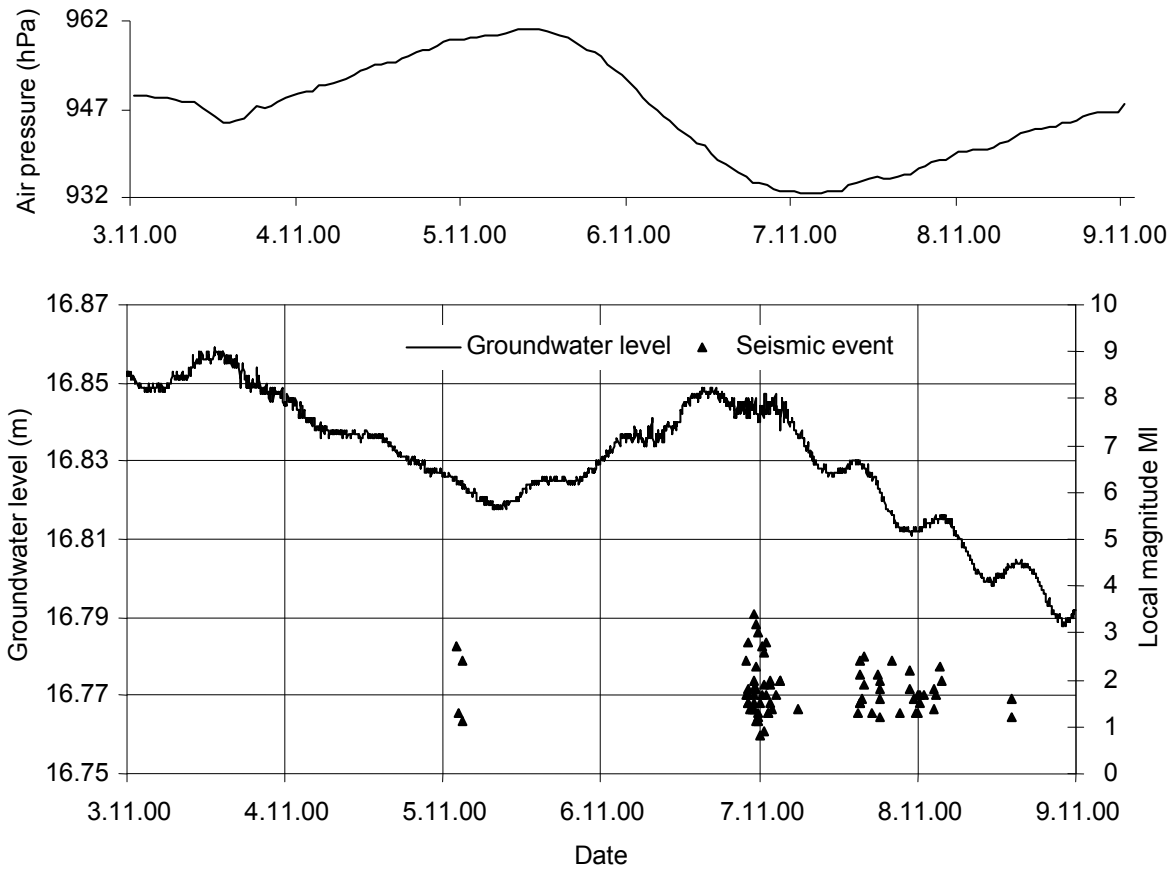
Several thousands of local earthquakes were recorded by local seismic stations during the whole period of monitoring. The major event was the August – December 2000 swarm, which consisted of 7017 micro-earthquakes in the magnitude range  $M_1 = 0.0 - 3.3$  (Fischer, 2003). Particular events of the whole swarm were distributed in time into nine distinct clusters P1 – P9 (cf. Fig. 8). The strongest events with magnitude  $M_1 \geq 3.0$  were recorded during the P2, P3, P5, P6 and P8 clusters. Notable changes in groundwater level fluctuation were observed only in the NK 2 well in connection with the P5 (October 15 – 17) and P8 (November 6 – 8) clusters. The anomalous behaviour of groundwater level differed slightly in both cases. Oscillations with amplitudes of several mm and lasting several minutes were recorded repeatedly in the case of the P5 cluster since October 13 (Fig. 9). These oscillations are a noticeably disturbing periodic tidal fluctuation, and after the cluster they completely disappeared. Since October 13 the groundwater level shows a downward trend, which stopped approximately 24 hours before the onset of the P5 cluster. After the cluster subsided, the downward trend appeared again, but it was steeper than the preceding trend. This type of fluctuations is not of “seismic origin” and it is caused by air pressure



**Fig. 8** Time distribution of seismic events of the August-December 2000 swarm (after Fischer 2003).



**Fig. 9** Hourly observations of the air pressure and groundwater level anomalies recorded in the NK 2 well during the August-December 2000 swarm; cluster of events P5 between October 15 and 17.



**Fig. 10** Hourly observations of air pressure and groundwater level anomalies recorded in the NK 2 well during the August-December 2000 swarm; cluster of events P8 between November 6 and 8.

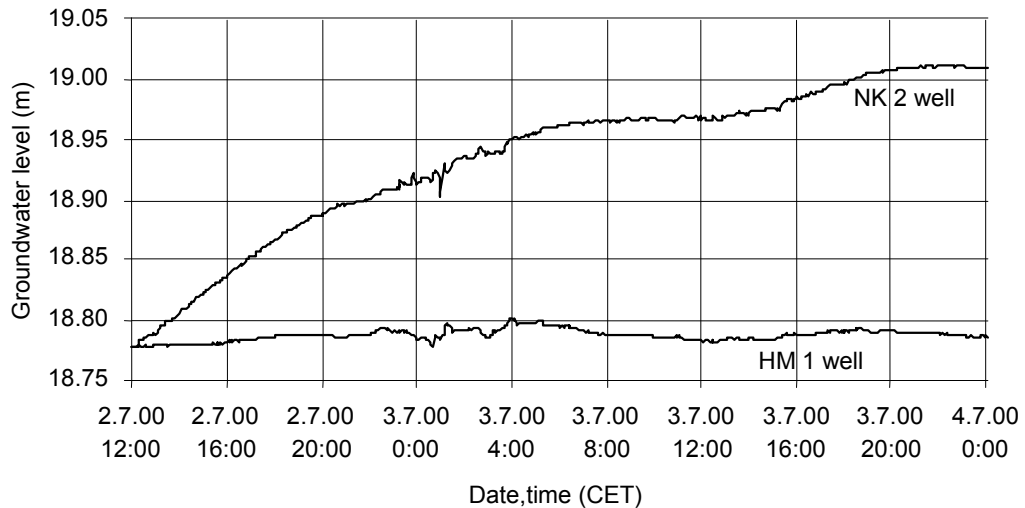
changes (cf. Fig. 9). Before the P8 cluster, the groundwater level fluctuation showed no anomalous behaviour for a relatively long time. The first anomaly was recorded only 16 hours before the first event of the cluster. Other, more significant oscillations were limited only to the time of duration of the cluster (Fig. 10). These oscillations had the same character as the oscillations before the P5 cluster, their maximum amplitude reached 9 mm. The cluster was followed by a relatively steep downward trend, which is however caused by the air pressure increase.

Groundwater level anomalies connected with the P1, P6, P7 and P9 clusters were not observed. Unfortunately the effects of the P2, P3 and P4 clusters recorded during September could not be evaluated. In the period from September 2 to 8 the measuring system was inoperative, and from September 17 to 18 the groundwater level in the NK 2 well was strongly affected by water pumping, which made additional interpretations impossible.

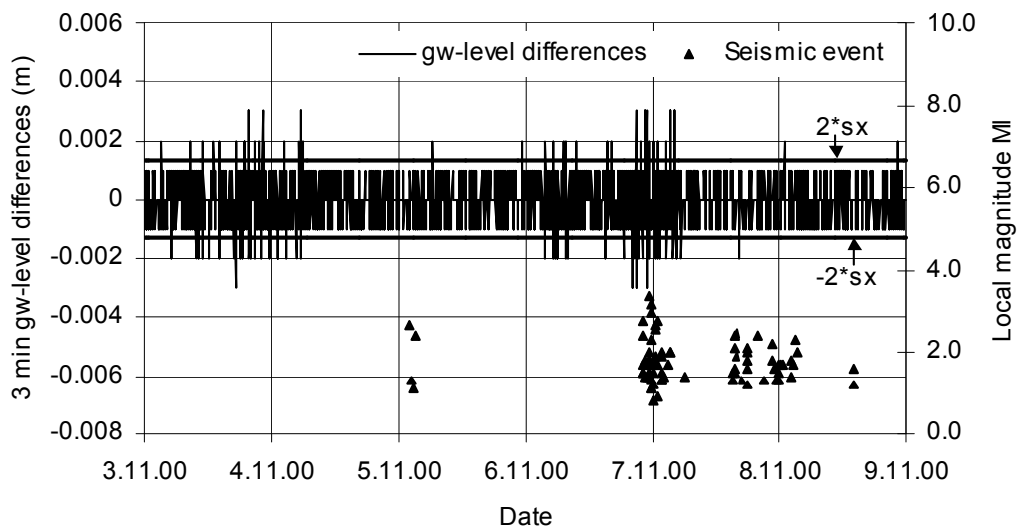
Abrupt variations in the range of 5.0 – 20.0 mm, which lasted only several minutes (Fig. 11) were simultaneously recorded in the period before the

August – December 2000 swarm in the NK 2 and HM 1 wells between July 2 and 3. Connection of these anomalies with air pressure changes cannot be checked, because of missing air pressure values measured with appropriate frequency. The origin of these anomalies was interpreted once before as a phenomenon preceding earthquake activity (Brož, Bělař, 2002). From that point of view it is very important to note that the anomalous behaviour of several parameters such as the groundwater level, hydrostatic pressure, and free gas flow in wells and mineral springs of Bad Brambach in Germany (Koch et al., 2003) was also observed during July and August 2000.

To the basic statistic definition of above described anomalous fluctuations of groundwater level were used the time series of 3-minute groundwater level differences - GWD (i.e. differences of the two subsequently measured values). Occurrence of the anomalous fluctuation is consistent with the occurrence of GWD exceeding the value  $\pm 2s_x$ , where  $s_x$  is a standard deviation of the GWD data set in the selected period. As a case we present the course of



**Fig. 11** Groundwater level anomalies recorded between July 2 and 3 in the NK 2 and HM 1 wells (after Brož and Bělař, 2002). In order to show both curves in one common graph the constant 2.15 m was added to the groundwater levels in the HM 1 well.



**Fig. 12** 3-minute groundwater level differences (GWD) in the period before and after the P8 cluster of the August – December 2000 swarm.

GWD in the NK 2 well in the period 3.11. – 8.11. 2000 (cf. Fig. 12). The time occurrence of anomalous GWD is summarized in tab 4 and 5 for anomalies recorded in July 2000 in HM 1 and NK 2 wells and anomalies in NK 2 well, related to P5 and P8 clusters of the August – December 2000 swarm. From these tables it is evident, that the GWD values exceeding  $\pm 2\sigma$  occurs in clearly definable clusters, whose delimitation defines the time interval of the anomalous behaviour of the groundwater level. Beyond these clusters occurs only minimum number of anomalous GWD (cf. Tabs. 4 and 5).

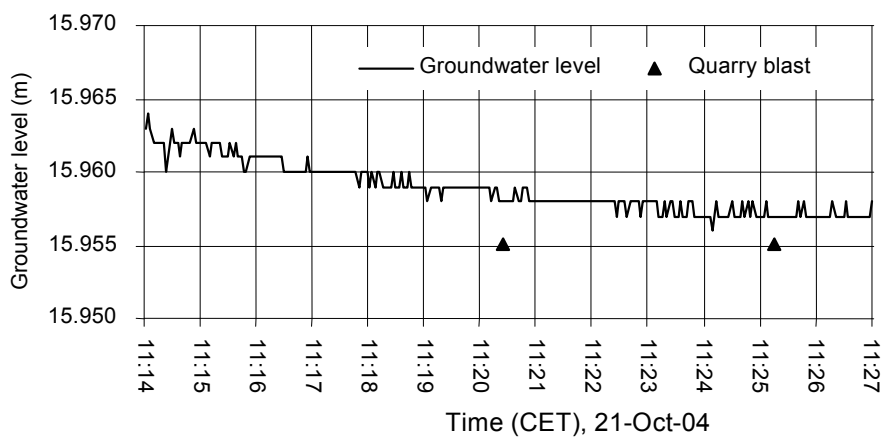
Further efforts focused on seeking groundwater level anomalies induced by earthquakes were not successful, although several local earthquakes with magnitude  $M > 2$  were recorded. Larger earthquake swarms, similar to the August – December 2000 swarm, were not observed. For the present, we can assume that the reactions of fluids are restricted only to earthquake swarms, which, in contrast to particular seismic events, display larger amounts of released seismic energy.

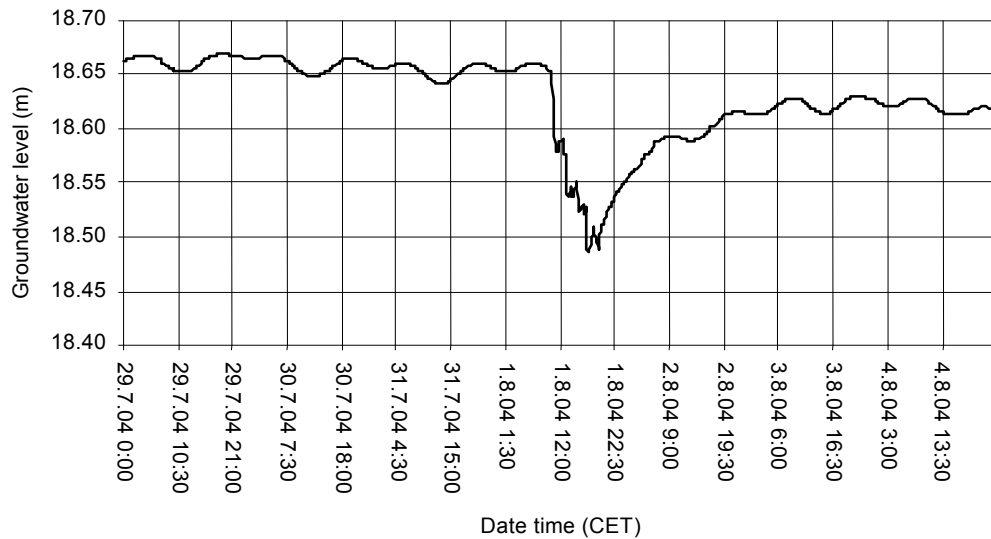
**Table 4** Occurrence of 3-minute groundwater level differences (GWD) exceeding  $\pm 2s_x$  during the anomalous groundwater level fluctuations in HM 1 and NK 2 wells in July 2000.

Anomalous fluctuations			
HM 1, July 2000 (analysed period 2.7. 12:00 – 4.7. 00:00)		NK 2, July 2000 (analysed period 2.7. 12:00 – 4.7. 00:00)	
Period with GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Number of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Period with GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Number of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>
2.7. 23:57 – 3.7. 4:09	19	2.7. 23:21 – 3.7. 3:54	17
Non-clustered: 3.7. 10:57, 3.7. 15:30, 3.7. 23:24	3	Non-clustered: 3.7. 15:24	1
Sum of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	22	Sum of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	18

**Table 5** Occurrence of 3-minute groundwater level differences (GWD) exceeding  $\pm 2s_x$  during the anomalous groundwater level fluctuations related to P5 and P8 clusters of August – December 2000 swarm.

Anomalous fluctuations			
NK 2, P5 cluster (analysed period 13.10. 0:00-19.10. 0:00)		NK 2, P8 cluster (analysed period 3.11. 0:00-9.11. 0:00)	
Period with GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Number of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Period with GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	Number of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>
13.10. 1:41 - 13.10. 18:44	31	3.11. 3:20 – 4.11. 5:59	40
14.10. 1:38 – 14.10. 4:02	4	6.11. 3:41 – 6.11. 9:32	13
15.10. 2:11 – 16.10. 4:02	47	6.11. 14:59 – 7.11. 5:20	31
Non-clustered: 14.10. 11:11, 16.10. 13:59, 18.10. 22:14	3	Non-clustered: 5.11. 6:29, 5.11. 23:20, 7.11. 16:35, 8.11. 1:05, 8.11. 22:29	5
Sum of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	85	Sum of GWD >2s <sub>x</sub> or <-2s <sub>x</sub>	89

**Fig. 13** Groundwater level fluctuation in the HM 1 well during two quarry blast measured with a sampling period of 1 sec.



**Fig. 14** Drop of groundwater level in the NK 2 well, caused by water drawing.

## 5.5. ANTHROPOGENIC EFFECTS

### 5.5.1. QUARRY BLASTS

Extraction works in quarries and mines often cause direct or indirect interventions in hydrogeological structures, which consequently result in changes of the groundwater regime. In our case it is necessary to keep in mind possible effects of blasts in the granite quarry near the municipality of Krásno. The Krásno-Vysoký Kámen deposit is a part of a granite body, which is about 600 m long and 400 m wide. An assessment of the possible effects of extraction works was carried out in the HM 1 well in the course of two blasts on 21. October 2004. For this purpose the sampling period of the groundwater level sensor was set to the lowest possible value, which is 1 sec. During the blasts set off at 11:20:45 CET (925 kg of explosive) and at 11:25:50 CET (1050 kg of explosive) no significant fluctuations were recorded in the HM 1 well (cf. Fig. 13). During the following days after the blast, no anomalous groundwater level behaviour was observed either.

### 5.5.2. GROUNDWATER WITHDRAWAL

Occasional groundwater withdrawal is reflected in the fluctuations of the water level in the NK 2 well. This observation well is situated approximately 10 m from a domestic well, used to supply water. Drawing groundwater causes sudden drops of the level of as much as several tens of centimetres (Fig. 14). Groundwater level fluctuations induced by drawing completely obscure the typical diurnal variations controlled by the effects of tidal forces. One can expect these fluctuations to obscure potential seismically induced anomalies, too.

## 6. CONCLUSIONS

Groundwater levels in the seismoactive region of Western Bohemia began to be monitored in June 2000, in order to observe potential relations between seismic activity and changes of the hydrogeological regime. By interpreting the data obtained in years 2000 – 2004, precipitation, air pressure and earth tides were determined as the main factors involved in the regime of observed aquifers. Significant anomalies related to seismic activity were recorded in the NK 2 well during the August – December 2000 earthquake swarm. The whole swarm was distributed in time into nine distinct clusters of seismic events. Noticeable changes of groundwater level fluctuation were recorded in connection with the October 15 – 17 and November 6 – 8 clusters. The anomalies had the character of repeated oscillations reaching several mm and lasting several minutes. These anomalies were observed in the groundwater level record before the first events of the clusters occurred and also during the clusters themselves. The two other observed wells, NK 1 and HM 1, displayed no similar response to the August – December 2000 swarm. These two wells, unlike the NK 2 well, tap unconfined aquifers and their sensitivity to crustal strain is thus considerably lower. This is also proved by the results of the tidal analysis of measured groundwater levels. The amplitudes of the main waves of the four analyzed wave groups are on average several times lower in the NK 1 and HM 1 wells than the amplitudes in the NK 2 well. It is, therefore, necessary to consider the pressure conditions in the aquifer in selecting wells for monitoring of earthquake-induced hydrogeological anomalies, in order to obtain plausible information about the effects of seismicity on fluids in the Earth's crust.

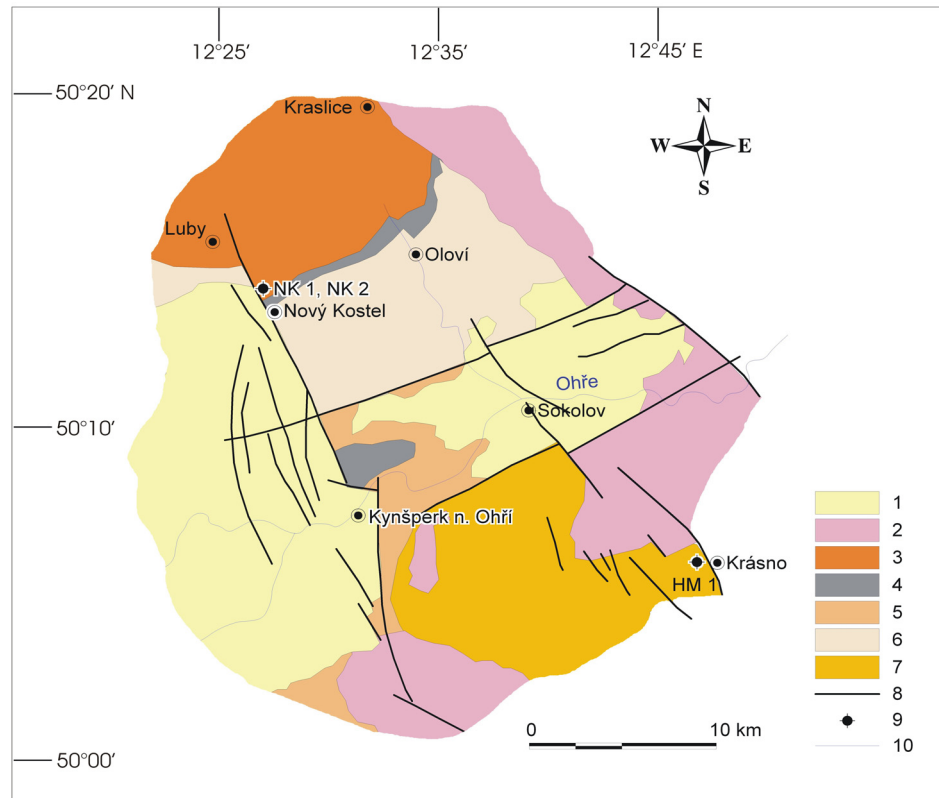


## ACKNOWLEDGEMENT

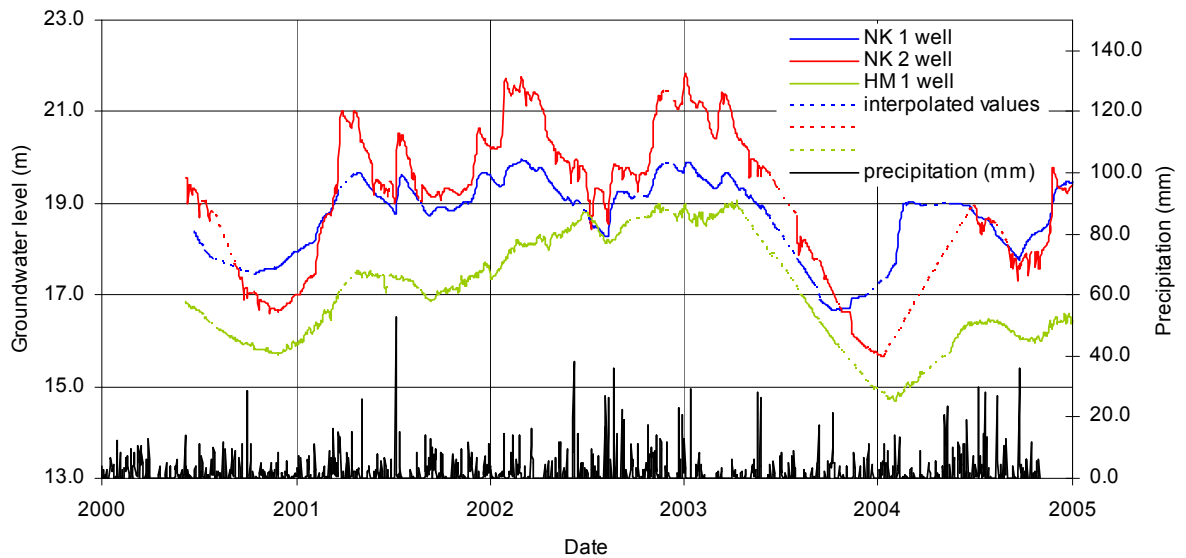
This study has been supported by the Grant Agency of the Czech Republic (Grant No. 205/05/H020) and by the Institute Research Plan of the Institute of Rock Structure and Mechanics No. A VOZ30460519.

## REFERENCES

- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. and Bankwitz, E.: 2003, Structural Characteristics of Epicentral Areas in Central Europe: Study Case Cheb Basin (Czech Republic), *Journal of Geodynamics*, Vol. 35, No. 1-2, 5 – 32.
- Brož, M. and Bělař, F.: 2002, Water Table Fluctuations in the West Bohemian Earthquake Region, *Acta Montana*, ser. A, No. 20 (124), 133 – 139.
- Fischer, T.: 2003, The August-December 2000 Earthquake Swarm in NW Bohemia: The First Results Based on Automatic Processing of Seismograms, *Journal of Geodynamics*, Vol. 35, No. 1-2, 59-81.
- Heinicke, J. and Koch, U.: 2000, Slug flow – A Possible Explanation for Hydrogeochemical Earthquake Precursors at Bad Brambach, Germany, *PAGEOPH*, Vol. 157, No. 10, 1621 – 1641.
- Hobbs, P. J. and Fourie, J. H.: 2000, Earth-tide and Barometric Influences on the Potentiometric Head in a Dolomite Aquifer near the Vaal River Barrage, South Africa, *Water S.A.*, Vol. 26, No. 3, 353-360.
- Kissin, I. G.: 1982, *Zemljetrjasenija i podzemnyje vody*, Nauka, Moskva, 175.
- Kissin, I.G., Belikov, V.M. and Ishankuliev, G.A.: 1996, Short-term Groundwater Level Variations in a Seismic Region as an Indicator of the Geodynamic Regime, *Tectonophysics*, Vol. 265, No. 3 – 4, 313 – 326.
- Ljubušin, A.A., Malugin, V.A. and Kazanceva, O.S.: 1997, Monitoring prilivnych variacij urovnja podzemnych vod v gruppe vodonosnych gorizontov, *Fizika zemli*, 1997, No. 4, 52-64.
- Koch, U., Heinicke, J. and Vossberg, M.: 2003, Hydrogeological Effects of the Latest Vogtland – NW Bohemian Swarmquake Period (August to December 2000), *Journal of Geodynamics*, Vol. 35, No. 1-2, 107-123.
- Kříž, H.: 1996, *Groundwater Regimes and Resources Forecasting – Methods and Practical Applications*, PC-DIR Publishers, Brno, 298.
- Melchior, P.: 1983, *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Frankfurt, 637.
- Mísař, Z.: 1983, *Geologie ČSSR 1., Český masív*, SPN, Prague, 333.
- Montgomery, D.R. and Manga, M.: 2003, Streamflow and Water Well Responses to Earthquakes, *Science*, Vol. 300, No. 5628, 2047 – 2049.
- Novotný, O. and Matyska, C.: 1989, Changes of Mineral Springs during the Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia. Proceedings of the 21<sup>st</sup> General Assembly of the European Seismological Commission, August 1988, Sofia, Bulgaria, 486 – 489.
- Procházková, D., Schmedes, E. and Drimmel, J.: 1987, Iseismal Maps of the Two Strongest Events during the Earthquake Swarm 1985/1986 in Western Bohemia. Proceedings of Workshop Earthquake Swarm 1985/1986 in Western Bohemia, 104 – 109.
- Roeloffs, E.A.: 1988, Hydrologic Precursors to Earthquakes: A Review, *PAGEOPH*, Vol. 126, No. 2 – 4, 177 – 208.
- Vylita, T.: 1986, *Slapové síly a jejich projevy v režimu minerálních vod*, thesis of diploma, Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Faculty of Science, Prague, 77.
- Weise, S., Brauer, K., Kämpf, H., Strauch, G. and Koch, U.: 2001, Transport of Mantle Volatiles through the Crust Traced by Seismically Released Fluids: A Natural Experiment in the Earthquake Swarm Area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe, *Tectonophysics*, Vol. 336, No. 1, 137-150.
- Zschau, J. and Wang, R.: 1987, Imperfect Elasticity in the Earth's Mantle. Implications for Earth Tides and Long Period Deformations, Proceedings of the 9th International Symposium on Earth Tides, New York 1987, 605-629.



**Fig. 1** Geological sketch map of the studied area with depiction of observed wells (after Misař 1983). 1 – Neogene deposits, 2 – granites and granodiorites, 3 – phyllites, 4 – quartzites, 5 – mica schists and phyllites of the Kynšperk block, 6 – mica schists and phyllites of the Olovi block, 7 – Slavkov crystalline, 8 – tectonic fault, 9 – observing well, 10 – water course.



**Fig. 2** Groundwater level fluctuations in the NK 1, NK 2 and HM 1 wells and precipitation aggregates measured at station Luby, 6 km NE of Nový Kostel.

## **Publikace 7**

Stejskal, V. – Skalský, L. – Kašpárek, L. (2007): Results of two-years' seismo-hydrological monitoring in the area of the Hronov-Poříčí fault zone, Western Sudetes. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Vol. 4, No. 4 (148), 59 – 76.

## RESULTS OF TWO-YEARS' SEISMO-HYDROLOGICAL MONITORING IN THE AREA OF THE HRONOV-POŘÍČÍ FAULT ZONE, WESTERN SUDETES

Vladimír STEJSKAL<sup>1)\*</sup>, Lumír SKALSKÝ<sup>2)</sup> and Ladislav KAŠPÁREK<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> *Institute of Rock Structure and Mechanics, v.v.i., Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09, Praha 8, Czech Republic*

<sup>2)</sup> *Geophysical Institute, v.v.i., Academy of Sciences of the Czech Republic, Boční II/1401, 141 31 Praha 4, Czech Republic*

<sup>3)</sup> *T. G. Masaryk Water Research Institute, v.v.i., Podbabská 30, 160 62 Praha 6, Czech Republic*

\*Corresponding author's e-mail: stejskal@irms.cas.cz

(Received June 2007, accepted September 2007)

### ABSTRACT

We present first results of the study of possible relations between the seismic activity and crustal fluids (groundwater and carbon dioxide) in the area of the Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ), situated on the NE margin of the Bohemian Massif. Local seismic monitoring and observations of groundwater levels in deep wells and concentrations of carbon-dioxide in the mineral spring at Třtice was started in 2005. Since then, more than 30 local seismic events were observed in the area of the HPFZ. The two strongest earthquakes with macroseismic effects were recorded on August 10, 2005 ( $M = 2.4$ ) and October 25, 2005 ( $M = 3.3$ ). Most of the epicentres were situated along the central part of the HPFZ. Only some weak events from February and March 2006 were concentrated along the SE termination of the HPFZ. Results of the hydrological monitoring show that water level fluctuations are affected mainly by the precipitation, snow-melt, air pressure changes, and tidal deformations of the Earth's crust. The effects of seismo-tectonic activity were detected only in one out of five water wells, where we observed several step-like water level anomalies with amplitudes of 4 to 15 cm. Two of them preceded the August 10, 2005 and October 25, 2005 earthquakes. Three other anomalies seemed to originate independently of the seismic activity. We therefore suppose that they were induced by aseismic movements along the HPFZ. Contrary to the water level fluctuations, CO<sub>2</sub> concentrations in the mineral spring seem to be dependent on water temperature; no evident seismic-induced changes have been observed yet.

**KEYWORDS:** seismic activity; Hronov-Poříčí Fault Zone; earthquake precursors; groundwater; crustal deformation; Earth tides

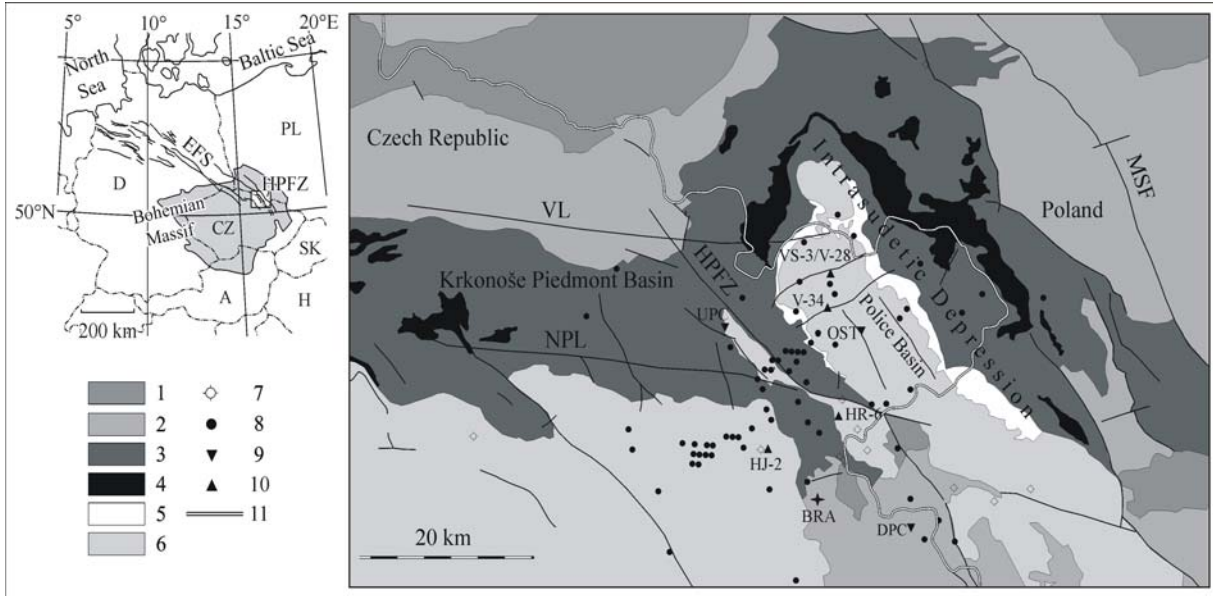
### 1. INTRODUCTION

Bohemian Massif - one of the most prominent Central European Variscan structures – belongs to the areas with relatively low intraplate seismic activity. Seismoactive zones are limited to its marginal parts, where young tectonic movements (Late Tertiary – Early Quaternary) caused the uplift of marginal crustal blocks forming the mountain chains which frame the almost aseismic central part of the massif (Procházková et al., 1986). The broader area of the Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ) situated on the NE margin of the Bohemian Massif is known for its episodic seismic activity, characterised by the occurrence of relatively strong shocks with magnitudes up to  $M = 5$  and epicentral intensities up to 7° MSK. First historical records of seismic activity are dated back to the 11<sup>th</sup> century (Kárník et al., 1958).

The present work summarizes the results of the first two years of the project aimed on the study of relations between the seismic activity in the HPFZ area and the dynamics of the groundwater regime. For this purpose we started local seismic monitoring using

small aperture seismic array (Brož et al., 2006) and hydrological observations in selected sites distributed along the HPFZ.

Hydrogeological effects of seismic activity are the results of anomalous migration of fluids or pore-pressure variations in the Earth's crust due to seismo-tectonic processes. These effects are observable as fluctuations of various quantitative as well as qualitative hydrogeological parameters, such as water well level, spring discharge, chemical or isotopic composition, gas flow rate, temperature, electric conductivity, turbidity and others. Seismic-induced fluctuations of groundwater parameters were described by many authors from different seismoactive regions of the world (see e.g. Gavrilenko et al., 2000; Koch et al., 2003; Akita and Matsumoto, 2004; Elkhoury et al., 2006). These changes are generally believed to reflect stress variation in the Earth's crust (e.g. Kämpel, 1992). Based on the mutual temporal relation between the earthquake origin and groundwater level anomaly, we distinguish pre-, co-, and post-seismic groundwater level changes. From the point of view of earthquakes prediction, the



**Fig. 1** Geology and tectonics of the study area (after Biely et al., 1968; Jetel and Rybářová, 1979; Schenk et al., 1989; Scheck et al., 2002; Cymerman, 2004). 1 - plutonic rocks (granites, granodiorites), 2 - metamorphites (gneisses, schists, granulites, migmatites), 3 - Permian and Carboniferous sediments, 4 - Permian volcanics, 5 - Triassic sediments, 6 - Cretaceous sediments, 7 - CO<sub>2</sub>-rich mineral springs, 8 - epicentres of seismic events recorded from 1985 to 2005, 9 - seismic station, 10 - observation well, 11 - state boundary. HPFZ - Hronov-Poříčí Fault Zone, MSF - Marginal Sudetic Fault, EFS - Elbe Fault System (see the small-scale map in the upper left corner), VL - Vrchlabí Lineament, NPL - Nová Paka Lineament, BRA - pluviometric station Bražec.

most important are the pre-seismic anomalies which can serve as earthquake precursors. Many of the reported precursory anomalies were reviewed by Roeloffs (1988), Kissin and Grinevsky (1990) or King et al. (2006). These papers summarize basic characteristics of pre-seismic groundwater level changes, like the size of the anomaly, lead time of the occurrence and possible relations between the earthquake magnitude, epicentral distance and the amplitude of the anomaly. Reported amplitudes of the anomalies range from several centimeters to several meters and, similarly, the precursor times range from less than one day to several months or even years. The epicentral distances at which the seismic-induced hydrogeological effects are observed may reach several hundreds of kilometers. In general the groundwater level anomalies are associated not only with strong earthquakes. For example Kissin et al. (1996) or Leonardi et al. (1997) reported pre-seismic and co-seismic well level changes induced by seismic events with magnitudes  $M < 3$ .

In the area of the HPFZ, hydrogeological effects of seismicity have never been systematically monitored. Their occurrence has been mentioned only in connection with the assessment of macroseismic effects of strong seismic events. The most significant changes of groundwater parameters were described by Woldřich (1901) in connection with the January 1901 earthquake ( $M \sim 4.6$ ). Anomalous fluctuations of water level and turbidity were observed in dug wells

at distances of up to 60 km from the earthquake epicenter. The reported changes sustained for several hours or even days after the main shock.

## 2. GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTINGS OF THE STUDY AREA

The HPFZ belongs to the broader seismoactive area of the NE margin of the Bohemian Massif which spreads between the Krkonoše Mts. and the front of the Carpathian nappes. This area is represented by a generally NW-SE-striking zone approximately 40-60 km wide and 150 km long, which comprises a number of NW-SE- and NNW-SSE-striking faults. This zone forms the SE termination of the important Central European tectonic structure – the Elbe Fault System (EFS – see Fig. 1) extending from the North Sea to the eastern margin of the Bohemian Massif (e.g. Scheck et al., 2002; Špaček et al., 2006). According to Scheck et al. (2002) the most intense crustal deformation along the EFS took place during the late Cretaceous-early Cenozoic time, when the EFS responded to regional compression with an uplift of up to 4 km.

In comparison with the well-known West Bohemia/Vogtland seismoactive zone (e.g. Bankwitz et al., 2003), the seismoactive region of the SE termination of the EFS is characterised by less frequent occurrence of seismic events. Smaller earthquake swarms in this area were reported by Špaček et al. (2006) from the Jeseníky Mts., but these

micro-swarms do not include more than 50 weak events ( $M \leq 1.3$ ). The strongest earthquakes occur on the NW margin of this seismoactive region and are connected with movements along the Hronov-Poříčí Fault Zone (Kárník et al., 1984; Procházková et al., 1986).

The Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ) is a system of parallel fractures, dividing two important structural units – Intracrustal Depression and the Krkonoše Piedmont Basin (Fig. 1). The NW-SE-striking fault zone is approximately 30 km long and up to 500 m wide. It is bounded by the Vrchlábí lineament in the north and by the Nová Paka lineament in the south. Both E-W-striking faults are supposed to be sinistral strike slips (cf. Schenk et al., 1989). The contemporary HPFZ is a result of a complicated and long-lasting evolution which began in the late Paleozoic. Since then, several tectonic phases have taken place. The fault zone successively developed from an asymmetrical anticline whose steeply inclined SW arm was axially disrupted by a reverse fault due to the regional compression (Tásler, 1979). Along this fault, the NE block was relatively uplifted. The main reverse fault is accompanied by parallel or oblique, high angle dislocations (normal or reverse faults) grouped under the term Hronov-Poříčí Fault Zone.

The relatively frequent local seismic activity is a proof of the current mobility of the HPFZ. Macroseismic effects of historical earthquakes in this area reached the epicentral intensity  $I_0 = 7^\circ$  three times during the last 300 years (30 June 1751, 11 December 1799 and 10 January 1901 – Kárník et al., 1958). The strongest historical earthquake of January 10, 1901 reached the magnitude of 4.6 and was felt over the area of 50,000 km<sup>2</sup> (Woldřich, 1901). The isoseists of local earthquakes are elongated mostly in the NW–SE direction – in accordance with the orientation of the HPFZ. The depth of foci is mostly between 5 and 15 km (Schenk et al., 1989). Instrumental monitoring of seismic activity focused on local earthquakes began in the 1980s. Since 1984 were recorded in the area of HPFZ more than 80 earthquakes in the magnitude range  $M = 0.0$ –3.4.

Another significant proof of the increased endogenic dynamics of the study area is the occurrence of CO<sub>2</sub>-rich mineral springs. A major role in the transport of the mantle derived CO<sub>2</sub> play deep permeable faults like the HPFZ or some other local fractures (Jetel and Rybářová, 1979). In general, the mineral springs in the area of the HPFZ belong to a larger zone, which partly extends to the territory of Poland (cf. Fig. 1).

A possible explanation of the present mobility of the HPFZ was given by Schenk et al. (1989). According to this local geodynamic model, the HPFZ, as a reverse fault, balances the compression caused by the movements along the Nová Paka and Vrchlábí lineaments, bounding the HPFZ in the north and south. This presumption is supported by the analyses

of repeated triangulation and precise levelling, performed in the broader vicinity of the HPFZ by Vyskočil (1988). Results of the repeated geodetic measurements indicate compressional tendencies across the HPFZ. More recent data on crustal deformation in the broader area of the HPFZ are available owing to GPS measurements along the Marginal Sudetic Fault (MSF), running parallel to the HPFZ along the NE margin of the Bohemian Massif (Fig. 1). Preliminary results of the GPS monitoring indicate NE–SW compression tendencies, perpendicular to the MSF and HPFZ (Kontny, 2004).

### 3. OBSERVATIONS

#### 3.1. MONITORING OF SEISMIC ACTIVITY

Three seismic stations - Úpice (UPC), Dobruška-Polom (DPC) and Ostaš (OST) - are presently operated in the broader area of the HPFZ. The UPC and DPC stations belong to the Czech Regional Seismological Network and are operated by the Geophysical Institute (IG) in Prague. The data from these stations are recorded in continuous mode with sampling frequency of 20 Hz. The third station - OST is operated since 2005 by the Institute of Rock Structure and Mechanics (IRSM). This station was designed as a small aperture array containing three SM6b satellite short-periodic sensors and the Guralp CMG-40T broadband sensor as a central point. Data are recorded in a continuous mode with a sampling frequency of 100 Hz. Most seismic data (i.e. coordinates in Fig. 1, magnitudes and origin times of seismic events) used in this paper were taken from the Catalogue of regional seismic events, compiled by the IG (the catalogue is published in an electronic form at <http://web.ig.cas.cz/en/seismic-service/catalogs-of-regional-seismic-events/>).

#### 3.2. HYDROLOGICAL MEASUREMENTS

##### 3.2.1. MONITORING SITES

At present, the hydrological observations are carried out in five monitoring sites (see Fig 1). Three of them (HJ-2, HR-6 and V-34) were newly established by the IRSM and the Faculty of Science of Charles University in Prague in 2005, and the two remaining sites (VS-3 and V-28) have been observed by the T.G. Masaryk Water Research Institute (WRI) since 1970s and 1980s respectively. A brief description of all the five monitoring sites is given below:

- **Monitoring site HJ-2**

Monitoring site HJ-2 is situated approximately 8 km southwest of the surface trace of the HPFZ near the municipality of Třtice. Selected parameters of CO<sub>2</sub>-rich mineral water in a shallow reservoir are observed here. The presence of the reservoir is determined by a zone of tectonic fractures in Upper Cretaceous sediments. Mineral water is artificially captured in a dug well and in the 35 m deep borehole HJ-2. The distance

between the two objects is approximately 600 m, and their hydraulic interconnection was proved by pumping tests. The observations carried out at the HJ-2 site consist of daily manual measurements of CO<sub>2</sub> concentrations and temperature of the spring captured in the dug well and of automatic water level measurements in the HJ-2 well.

- **Monitoring site HR-6**

Observation well HR-6 was drilled in Upper Cretaceous sediments (Turonian marlstones and siltstones) approximately 2.5 km south of the HPFZ, near the town of Hronov. The depth of the well is 100 m. It taps a reservoir of non-mineralized water at the depth of 30-100 m. Only automatic water level measurements are taken at the HR-6 site

- **Monitoring site V-34**

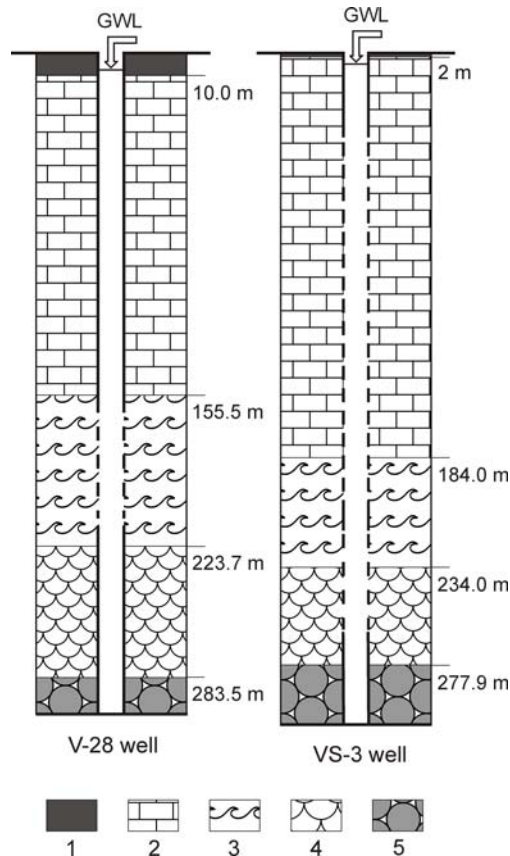
The V-34 well, situated near the town of Teplice nad Metují, approximately 9 km northeast of the HPFZ is 281 m deep. It passes through the fault plane of the Skály Fault – an ENE–WSW-striking dislocation perpendicular to the HPFZ. The well taps a reservoir in Upper Cretaceous sediments (Cenomanian sandstones) in the depth of 238–281 m. Only automatic water level measurements are taken at the V-34 site.

- **Monitoring sites VS-3 and V-28**

The deep observation wells VS-3 (305 m) and V-28 (300 m) were drilled in the valley of the Metuje River near the municipality of Adršpach, only 540 m from each other. Both wells tap aquifers in Upper Cretaceous sediments (Middle Turonian to Cenomanian sandstones, marlstones and silicites), nevertheless they differ in the vertical range of screens (i.e. open parts of the casing). The VS-3 well is opened at depths of 38.38-207.06 m and 216.65-260.13 m while the V-28 well at a depth of 157.2–211.75 m. Automatic water level measurements at these two wells are taken by the WRI since 1998. In June 2006, water level at the VS-3 well is simultaneously measured by the IRSM using DataCon sensor with a higher resolution.

### 3.3. MEASURING TECHNIQUES

Measurements of CO<sub>2</sub> concentrations in the mineral water spring are taken daily by a local observer using the Haertl's instrument. The declared accuracy of measurements is between 10 and 15 %. On the other hand, the water level measurements are fully automatic. All observation wells are equipped with water level sensors comprising of the measuring unit (hydrostatic pressure transducer) and the data storage unit. Two types of water level sensors are used: DataCon sensors (used by the IRSM) with a 1-mm resolution of the water column and Noel sensors (used by the WRI) with a 1-cm resolution of the water column. The sampling period of measurements is 10 minutes in the IRSM wells and 1 hour in the WRI

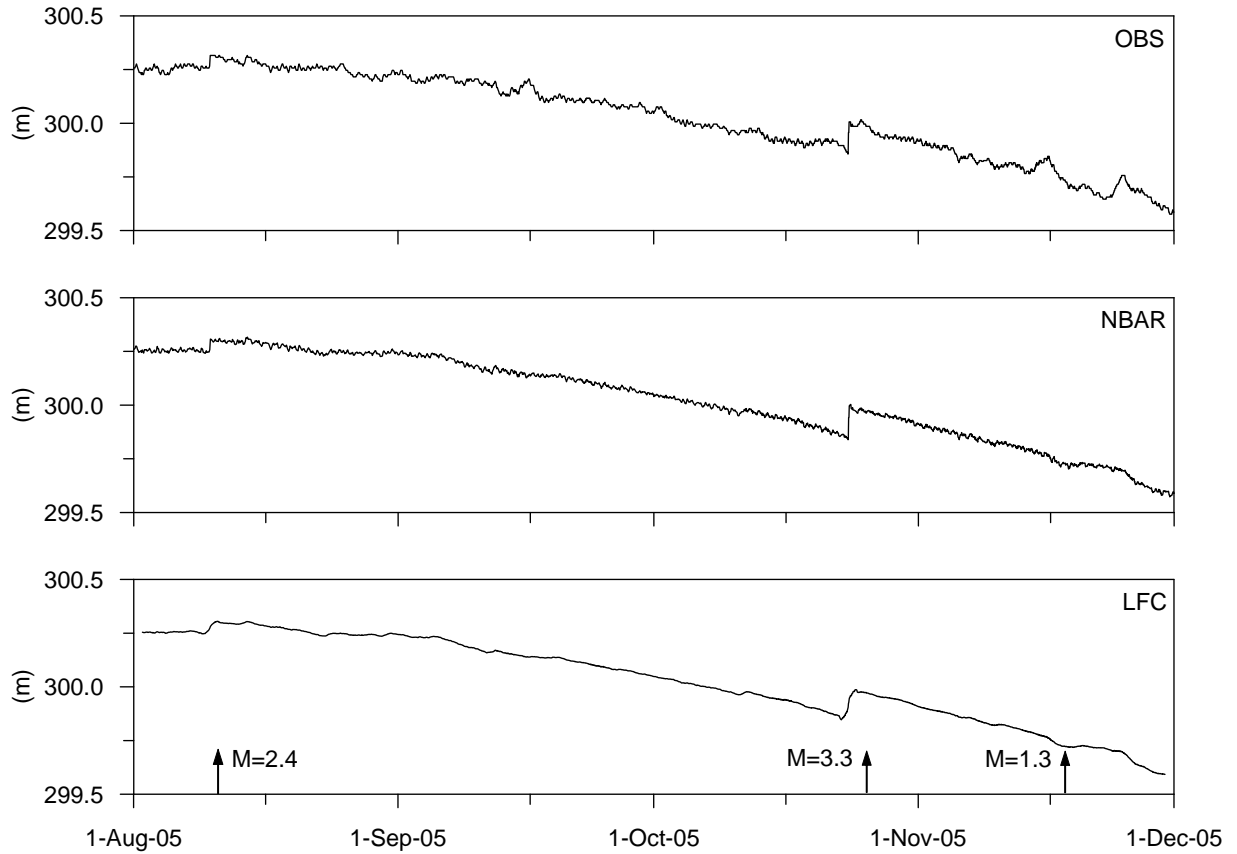


**Fig. 2** Observation wells VS-3 and V-28.  
 1 - Quaternary alluvial deposits.  
 2 - Middle Turonian marlstones and silty sandstones.  
 3 - Lower Turonian marlstones.  
 4 - Cenomanian cherts (upper most Cenomanian series), marlstones and sandstones.  
 5 - Triassic sandstones. Broken line - open parts of the well casing, GWL = groundwater level.

wells. Additional measurements of air pressure, which considerably influences the groundwater level fluctuations, are taken at the OST seismic station. Data are recorded automatically with a sampling period of 10 minutes. The resolution of the measurements is 0.001 hPa. The air pressure sensor is placed in an unheated underground cellar, in order to avoid the fluctuations caused by the wind gusts.

### 4. WATER LEVEL DATA PROCESSING

Groundwater level data processing is based on the decomposition of the initial measured signal (i.e. directly observed groundwater level) into four components: barometric response (*BAR*), diurnal and semidiurnal tidal response (*TID*), low-frequency component (*LFC*), and high-frequency non-tidal residuals (*HFR*). The observed water level *OBS* is decomposed as the following form:



**Fig. 3a** Decomposition of the observed groundwater level in the VS-3 well: *OBS*, *NBAR* and *LFC* components. Period: August 1, 2005 to December 1, 2005. Arrows indicate the times of local earthquakes ( $M$  = earthquake magnitude). Note the pre-seismic steps recorded before the August 10 ( $M = 2.4$ ) and October 25 ( $M = 3.3$ ) earthquakes.

$$\begin{aligned}
 OBS &= BAR + NBAR \\
 NBAR &= LFC + HFC \\
 HFC &= TID + HFR \\
 OBS &= BAR + TID + LFC + HFR
 \end{aligned}
 \quad (1)$$

where *NBAR* is the groundwater level after removing the effects of air pressure and *HFC* is the high-frequency component of *NBAR*. The decomposition of the observed water level is shown in Figs. 3a and 3b. For detection of short term non-periodic anomalous variations the HFR component is the most suitable (see Fig. 3b). On the other hand potential long-term variations are expected to be easier detected in the LFC component.

The effects of air pressure fluctuations on the observed groundwater level variations can be removed or at least substantially reduced by means of different methods. Frequently used are the techniques based on the least squares method (e.g. Davis and Rasmussen, 1993) or the frequency dependent transfer function between the water level and air pressure variations (e.g. Quilty and Roeloffs, 1991; Lyubushin, 1994). In this paper, the recently published method of

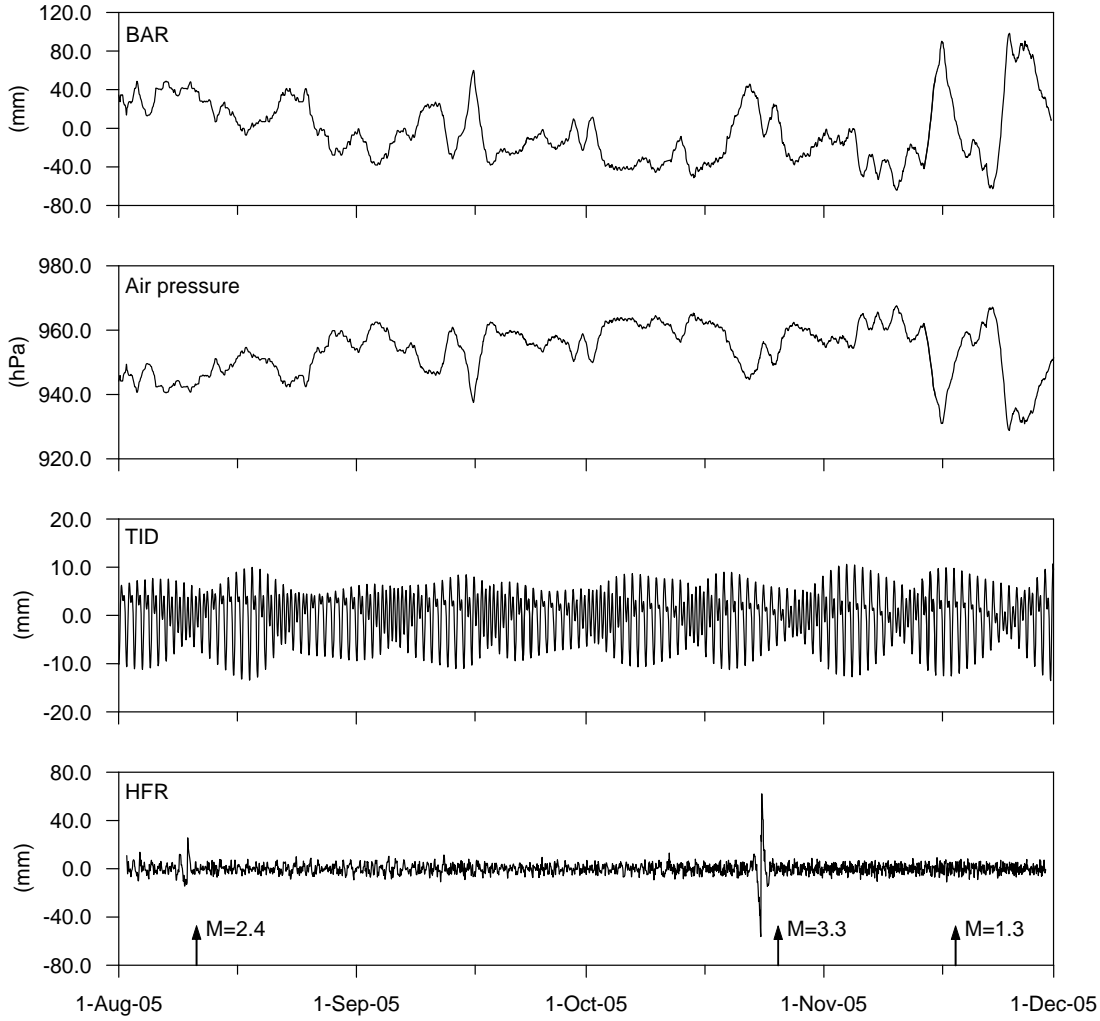
Rasmussen and Toll (2007) based on regression deconvolution method was used. The advantage of the procedure is that it accounts for the delayed response of the groundwater level to air pressure changes. To estimate the unknown response function between the air pressure and water level changes the following equation is established:

$$\Delta W(t) = \sum_{i=0}^m \alpha(i) \Delta B(t-i) \quad (2)$$

where  $\Delta W(t)$  is the change in water level at time  $t$ ,  $\Delta B(t-i)$  is the change in barometric pressure  $i$  time steps before  $t$ ,  $\alpha(i)$  is the unit response function at lag  $i$  and  $m$  is the maximum time lag. The response function is found using an ordinary least squares linear regression. Then, using the known response function, correction can be implemented for a series of observations starting with  $m$ -th data point.

After removing barometric effects, the water level data are split into a low frequency component LFC (below 0.8 cpd) and a high-frequency component HFC (above 0.8 cpd) by numerical filtering. For this purpose we use the Pertsev (1959) low-pass filter of





**Fig. 3b** Decomposition of the observed groundwater level in the VS-3 well: air pressure and *BAR*, *TID* and *HFR* components. Period: August 1, 2005 to December 1, 2005. Arrows indicate the times of local earthquakes ( $M$  = earthquake magnitude).

51 hours length. Finally the high-frequency component HFC is split into the tidal constituent *TID* and non-tidal high-frequency residuals *HFR*. The tidal constituent of the groundwater level signal was determined based on a tidal analysis of the high-frequency component *HFC*. The tidal analysis was carried out for five main wave groups (O1, K1, N2, M2, S2) according to Tamura's (1987) development with 1200 waves, using modified ETERNA 3.0 program (Wenzel 1993). The global tidal model of an ellipsoidal, rotating, elastic and oceanless Earth "Wahr-Dehant-Zschau", considering the imperfect elasticity of the Earth's mantle, was used (for details see Wahr, 1981; Dehant, 1987; Zschau and Wang, 1981). Based on this model, theoretical values of the relative volume tidal strain were calculated in order to determine the amplitude factors and phase differences between the theoretical and observed tidal waves (for

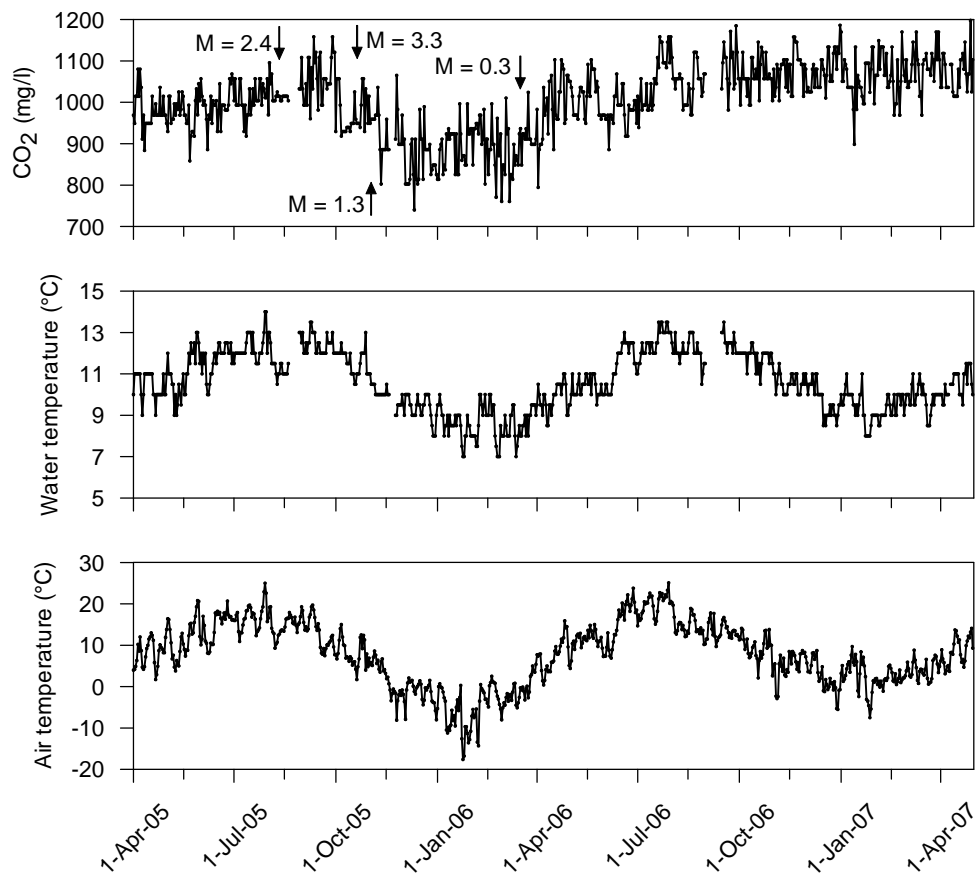
result of tidal analyses see part 5.1.). The tidal constituent *TID* represents the sum of all tidal waves in the frequency range of 10.822–32.743 deg/h, whose frequencies are given by the used tidal model, and the amplitudes  $A_o$  and phases  $\Phi_o$  are calculated using formulas:

$$A_o = A_m A A_f \quad (3)$$

$$\Phi_o = \Phi_m + D_f \quad (4)$$

where  $A_m$  and  $\Phi_m$  are the amplitudes and phases of the model values of volume tidal strain,  $A_f$  is the amplitude factor and  $D_f$  is the phase difference calculated for each analysed wave group. The expression for the tidal constituent *TID* is then given by:

$$TID(t) = \sum_{i=286}^{1121} A_{oi} [\cos(fit + \Phi_{oi})] \quad (5)$$



**Fig. 4** CO<sub>2</sub> concentrations and temperature of the mineral spring Třtice. Air temperature is measured at the pluviometric station Bražec – approximately 7 km SE of the monitoring site Třtice.

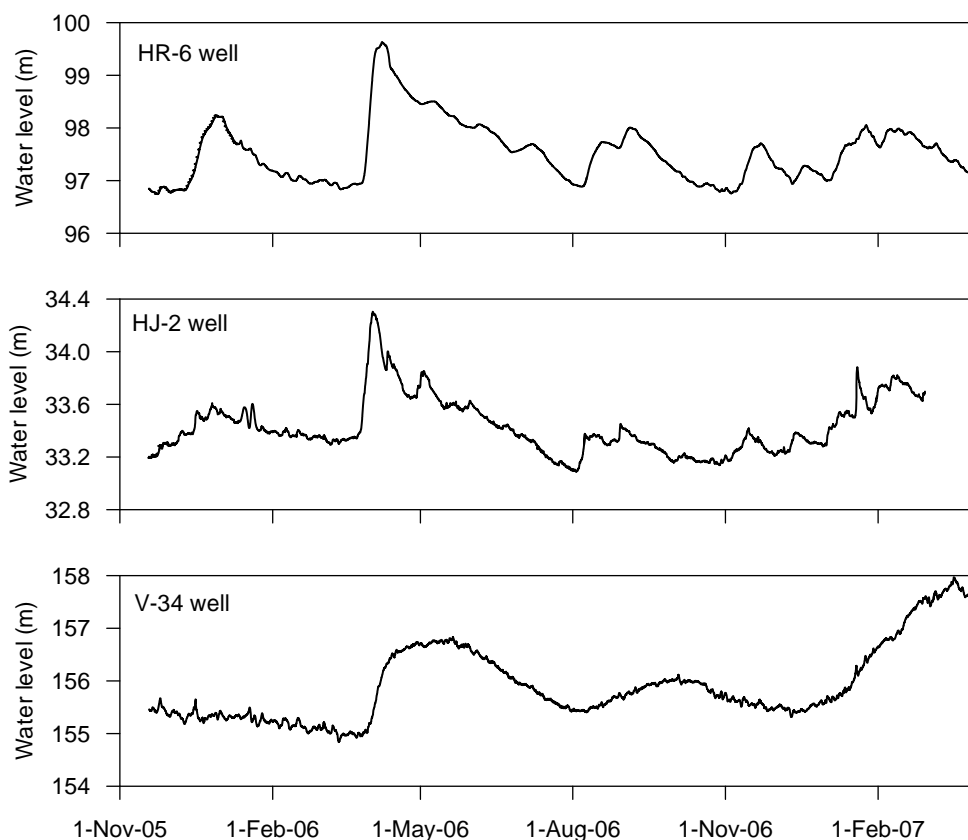
where  $t$  is time in hours,  $f$  is the frequency of the wave in deg/h and  $i$  is the order of the wave according to the Tamura's development. Since we use only the waves from the above mentioned semidiurnal to diurnal frequency range in the *TID* constituent, the index  $i$  in (5) ranges from 286 to 1121. The effects of long-period tides, which are difficult to remove from such short observation series, are included in the low-frequency component (*LFC*).

## 5. RESULTS

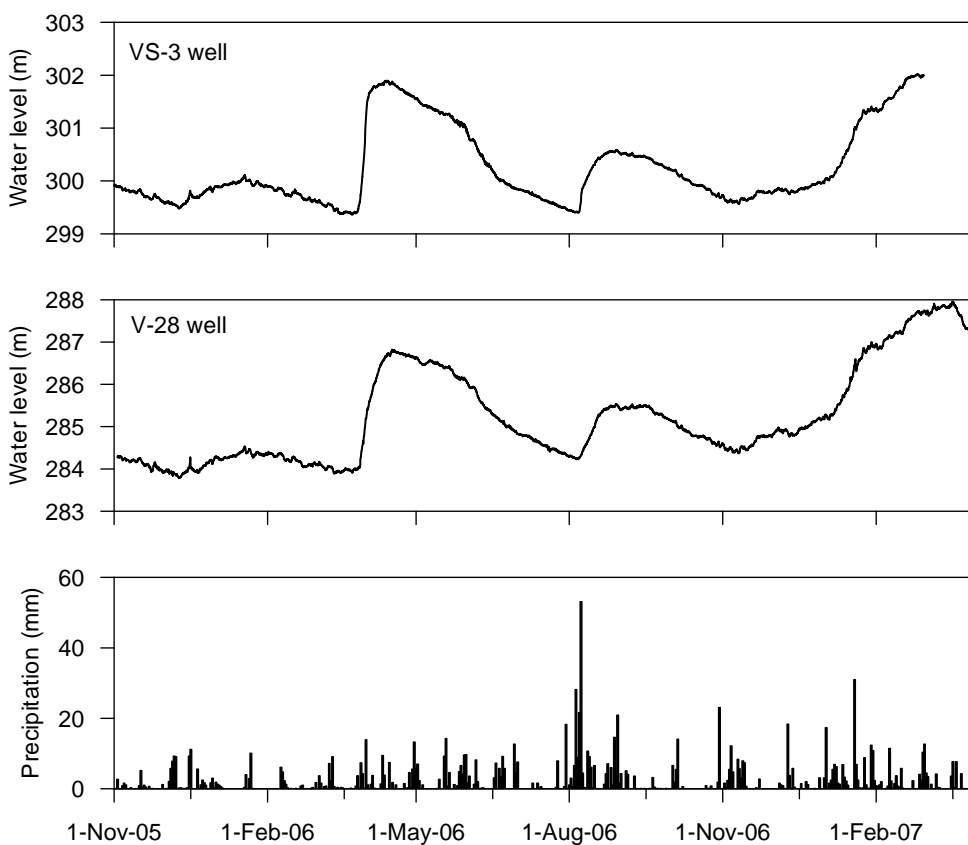
The directly observed groundwater level and CO<sub>2</sub> concentration data are shown in Figs. 4 - 5. Here, it is obvious that the groundwater level variations in all the five observation wells generally follow the uniform seasonal pattern driven by the aquifers' replenishment due to rainfalls and melting snow cover. The best apparent common features in water level changes are the April 2006 peaks caused by the rapid snowmelt accompanied by rainfalls, which resulted in local floods. As already discussed above,

the groundwater level variations are also strongly influenced by air pressure changes and Earth tides (see Figs. 7 and 8). The effects of seismic activity were identified only in one of the observation objects - the VS-3 well. The barometric and tidal response of groundwater level fluctuation and the effects of seismic activity are discussed more in detail in parts 5.1. and 5.2..

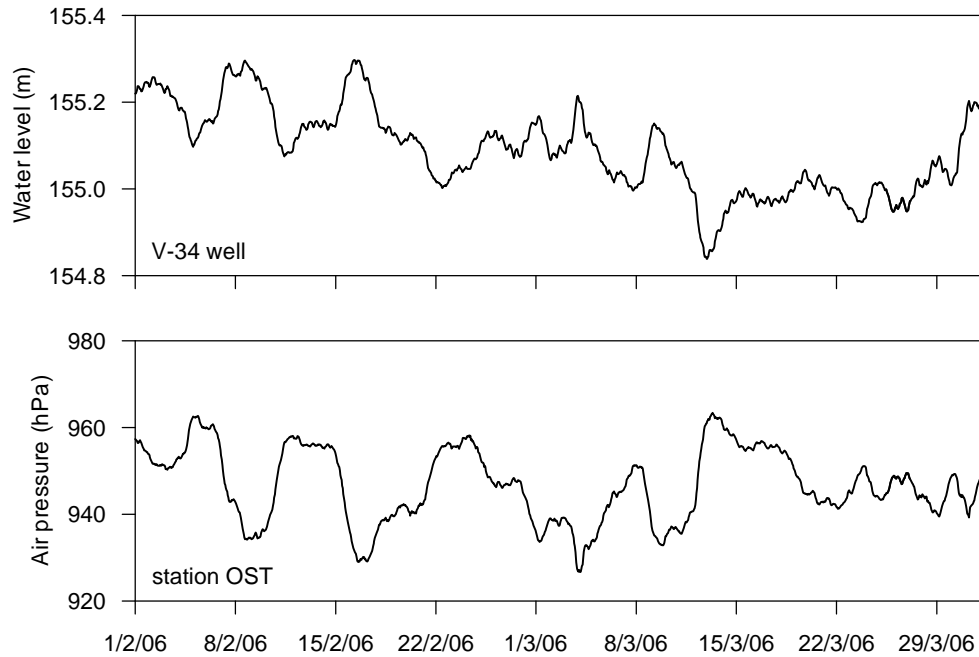
Variations in CO<sub>2</sub> concentrations in the Třtice mineral spring exhibit changes in the range of 700–1200 mg/l, mostly dependent on the air and thus also the water temperature. An interesting feature is the transient drop in CO<sub>2</sub> concentration in the period October 2005 – March 2006, which follows the period of increased seismic activity in the second half of the year 2005 (see Fig. 4). Even though there was no such drop observed at the turn of years 2006 and 2007, we suppose the 2005/2006 drop to be the result of extraordinary low air temperatures during the winter season 2005/2006 (see Fig. 4).



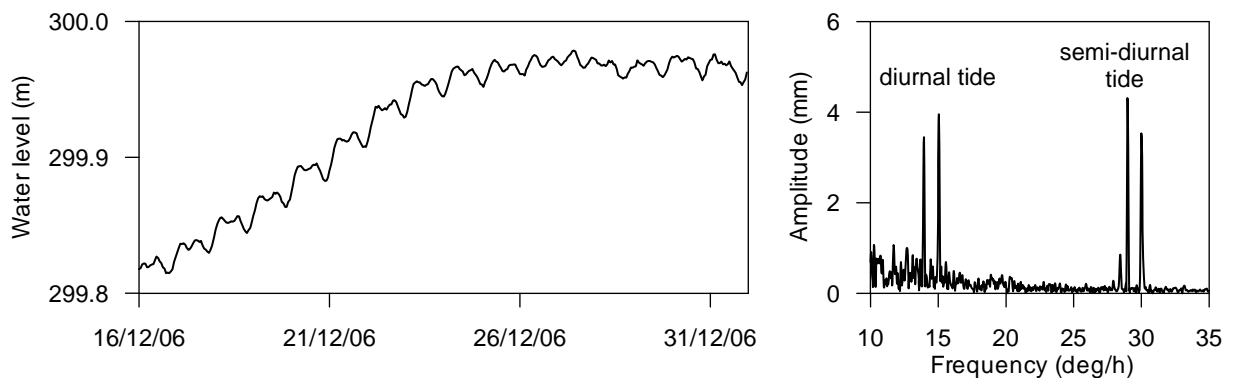
**Fig. 5** Groundwater level variations in the HR-6, HJ-2 and V-34 wells. Period of observations: November 1, 2005 – April 1, 2007.



**Fig. 6** Groundwater level variations in the VS-3 and V-28 wells and precipitations recorded at the pluviometric station Bražec. Period of observations: November 1, 2005 – April 1, 2007.



**Fig. 7** Comparison of the groundwater level in the V-34 well and air pressure variations measured at the OST seismic station.



**Fig. 8** Tidal variations in the VS-3 well (air pressure corrected data) and the Fourier amplitude spectra of the groundwater level data.

### 5.1. SENSITIVITY OF WATER WELLS TO CRUSTAL STRAIN CAUSED BY SOLID EARTH TIDES AND AIR PRESSURE LOADING

Fluctuations in water level due to atmospheric loading and Earth tides are commonly observed in many wells. The barometric and tidal response of water level is usually opposite in phase to air pressure and tidal strain changes. This means that high tide and air pressure increases cause declines in water level and vice versa. These fluctuations show that the water wells are sensitive indicators of crustal strain and also reflect material properties of aquifers tapped by the well (e.g. Rojstaczer and Agnew, 1988).

The tidal response is of a particular importance for us because it is generally assumed that the groundwater level responds to tidal strain in the same way as it responds to crustal strain of tectonic origin (e.g. Roeloffs, 1996). Moreover, Dobrovolsky et al. (1979) assume that earthquake precursory phenomena can be observed up to the distance from earthquake epicentre where deformation  $\varepsilon = 10^{-8}$ . Thus the water well level variations responding to volume tidal strain of the order of  $10^{-9}$  (for amplitudes of the five main tidal waves see Table 1) may also reflect potential seismic-induced crustal deformations. The results of the tidal analysis (for method see part 4) are listed in

**Table 1** Results of tidal analysis - model values of the volume tidal strain (in units of  $nstr = 10^{-9}$  of the relative deformation) for the five analysed tidal waves.

Tidal wave	Period [h]	Amplitude [nstr]			
		HJ-2	HR-6	V-34	VS-3/V-28
O1	25.819	6.801	6.800	6.795	6.794
K1	23.934	7.119	7.118	7.114	7.113
N2	12.658	1.335	1.333	1.326	1.325
M2	12.421	6.971	6.963	6.926	6.918
S2	12.000	3.243	3.240	3.222	3.219

**Table 2** Results of tidal analysis - amplitudes of tidal variations of groundwater level for the five analysed tidal waves.

Tidal wave	Amplitude [mm]				
	HJ-2	HR-6	V-34	VS-3	V28
O1	1.176±0.245	0.651±0.109	2.136±0.217	2.789±0.617	3.260±0.508
K1	1.086±0.245	0.546±0.109	2.522±0.217	3.799±0.617	4.785±0.508
N2	0.264±0.797	0.066±0.038	0.701±0.109	0.770±0.338	1.518±0.335
M2	1.250±0.797	0.280±0.038	3.495±0.109	4.647±0.338	6.427±0.335
S2	0.711±0.797	0.043±0.038	2.625±0.109	2.145±0.338	2.251±0.335

**Table 3** Results of tidal analysis – amplitude factors representing ratio between observed values of tidal water level variations (see Tab. 2) and model values of the volume tidal strain (see Table 1).

Tidal wave	Amplitude factor [mm/nstr]				
	HJ-2	HR-6	V-34	VS-3	V28
O1	0.173±0.036	0.096±0.016	0.314±0.032	0.411±0.091	0.480±0.075
K1	0.153±0.034	0.077±0.015	0.354±0.030	0.534±0.087	0.673±0.071
N2	0.198±0.060	0.050±0.029	0.529±0.082	0.581±0.255	1.146±0.253
M2	0.179±0.011	0.040±0.006	0.505±0.016	0.672±0.049	0.929±0.048
S2	0.219±0.025	0.013±0.012	0.815±0.034	0.666±0.105	0.699±0.104

**Table 4** Results of tidal analysis – time shifts between observed values of tidal water level variations (see Table 2) and model values of the volume tidal strain (see Table 1).

Tidal wave	Time shift [h]				
	HJ-2	HR-6	V-34	VS-3	V28
O1	-0.893±0.857	-4.376±0.688	2.426±0.417	1.844±0.908	1.292±0.640
K1	-2.231±0.860	-4.205±0.761	2.751±0.327	0.925±0.619	-0.021±0.405
N2	0.064±0.608	-3.181±1.166	1.123±0.312	-0.007±0.884	0.037±0.444
M2	-0.409±0.126	-2.723±0.270	1.149±0.061	0.085±0.144	0.025±0.103
S2	0.354±0.214	1.310±1.684	-0.331±0.079	-0.470±0.301	-1.015±0.284

**Table 5** Tidal strain sensitivity and barometric efficiency of observation wells in the area of the HPFZ.

Well	HJ-2	HR-6	V-34	VS-3	V-28
$A_s$ [mm/nstr]	0.179	0.040	0.505	0.672	0.929
$E_b$ [mm/hPa]	1.57	3.19	7.90	4.20	7.15
$A_s/E_b$	0.114	0.013	0.064	0.160	0.130

**Table 6** Parameters of seismic events recorded in the period of 1998–2005 in the area of the HPFZ. N – number of seismic events, M – magnitude of the main event, d – distance between the epicentre of the main event and the VS-3 well, E – seismic energy of the whole group derived according to Tobyáš and Mittag (1991) as  $\log E = 1.2 + 2.0 A M$ . \* - earthquake magnitude calculated from seismograms at the OST station according to Scherbaum and Stoll (1983).

Group of events	N	M	d [km]	E [J]
24.6. 1999	1	2.2	14.9	$3.98 \times 10^5$
5.9. 1999	1	1.0	12.6	$1.58 \times 10^3$
2. - 5.12. 2003	15	1.7	21.7	$4.33 \times 10^4$
10.8. 2005	24	2.4	11.3	$1.05 \times 10^6$
25.10. 2005	6	3.3	16.8	$6.31 \times 10^7$
7.11. 2005	1	1.3	12.6	$6.31 \times 10^3$
12.2. 2006	1	-0.7*	8.0	$6.31 \times 10^{-1}$
20.3. - 21.3. 2006	5	0.3	10.0	$1.26 \times 10^2$

Tables 2-4 for all the five observation wells. The highest amplitudes of tidal fluctuations are observed in the V-28 well, whereas the lowest in the HR-6 well. The maximum variations are induced by the semi-diurnal M2 wave (V-28, VS-3, V-34 and HJ-2 wells) or by the diurnal O1 wave (HR-6 well). The time shifts of tidal groundwater level variations are relatively low compared to the model values of volume tidal strain however, the relatively high error of the estimate must be taken into account (cf. Table 4). The time shifts fall into the range of approximately from -4.4 to 2.8 hours. The negative values of the time shifts indicate a delay of the observed tidal variations of groundwater level behind the theoretical values of the volume tidal strain, whereas the positive values indicate that the observed values precede the theoretical ones. The positive time shifts, reaching the highest values in the V-34 well, are difficult to explain. Considering the relatively high errors in estimate of the time shifts, one possible reason can be that longer time series (more than 495 days used in our study) are needed to obtain more plausible results.

The response of the groundwater level to Earth tides and air pressure variations is generally defined

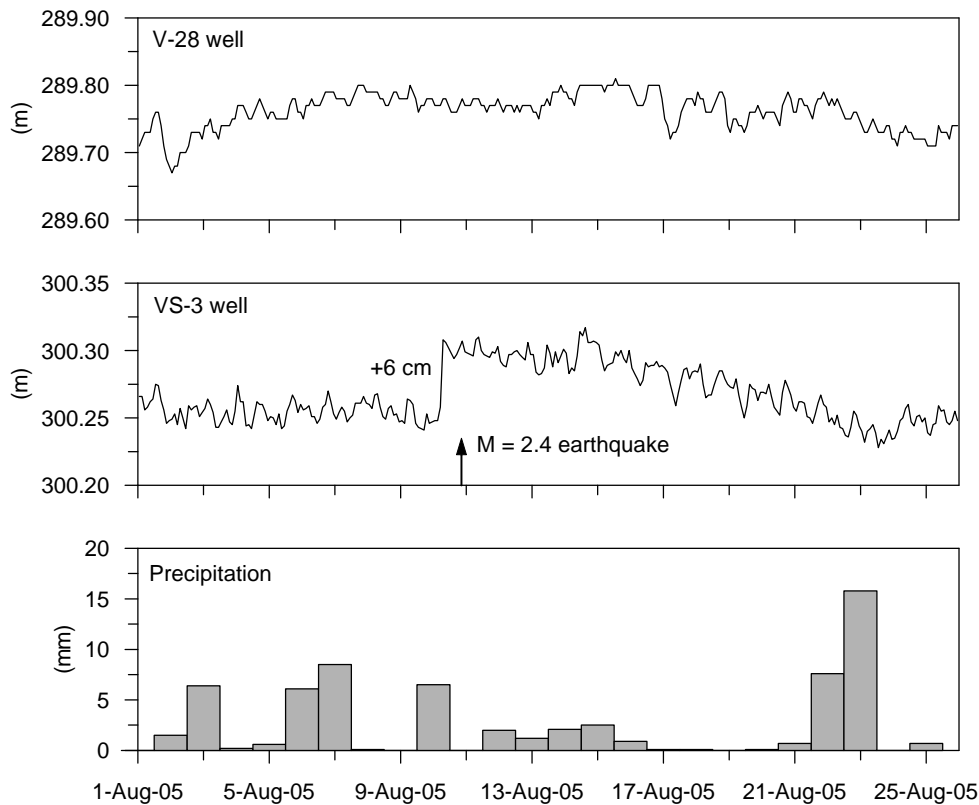
by the tidal strain sensitivity  $A_s$ , and the barometric efficiency  $E_b$  (cf. e.g. Roeloffs, 1988):

$$A_s = -\Delta h / \varepsilon t \quad (6)$$

$$E_b = -\Delta h / \Delta p b \quad (7)$$

where  $\Delta h$  is the water level change,  $\varepsilon t$  is the volume tidal strain and  $\Delta p b$  is the change in barometric pressure. The values of  $A_s$  and  $E_b$  derived for all the five observation wells in the area of the HPFZ are listed in Table 5. In accordance with Igarashi and Wakita (1991) or Roeloffs (1996), the amplitude factor  $F_A$  for the M2 wave, estimated by means of the tidal analysis (see Table 3), is herein taken as the value of the tidal strain sensitivity  $A_s$ . The barometric efficiency  $E_b$  is expressed as a linear regression coefficient between the air pressure data and the barometric response  $BAR$  of the water level variations.

All the five observation wells exhibit relatively wide range of  $A_s$  and  $E_b$  values, which is a result of different mechanical properties of aquifers (especially the porosity and compressibility of the solid matrix) and the different degree of confinement of the aquifers (see e. g. Rojstaczer and Agnew, 1989; Kopylova and Boldina, 2004). Contrary to our expectations, no sign



**Fig. 9** Pre-seismic water level change recorded in the VS-3 well before the August 10, 2005 earthquake. The groundwater level is plotted against the precipitation daily amounts and the water level in the V-28 well. The air pressure-corrected water level data are shown.

of correlation was found between the  $A_s$  and  $E_b$  values (see  $A_s/E_b$  ratios in Table 5). It is therefore probable that the water level response is driven by the frequency of the applied strain. This possibly means that some wells are more sensitive to tidal strain with periods mostly between 10 and 30 hours while other wells exhibit higher sensitivity to air pressure loading variations with relatively longer periods (mostly above 30 hours). Wells V-28 and V-34 may serve as a good example: the values of barometric efficiency are very similar ( $E_b = 7.15$  and  $7.90$  respectively), but the tidal strain sensitivity is more than 1.8 times higher in the V-28 well.

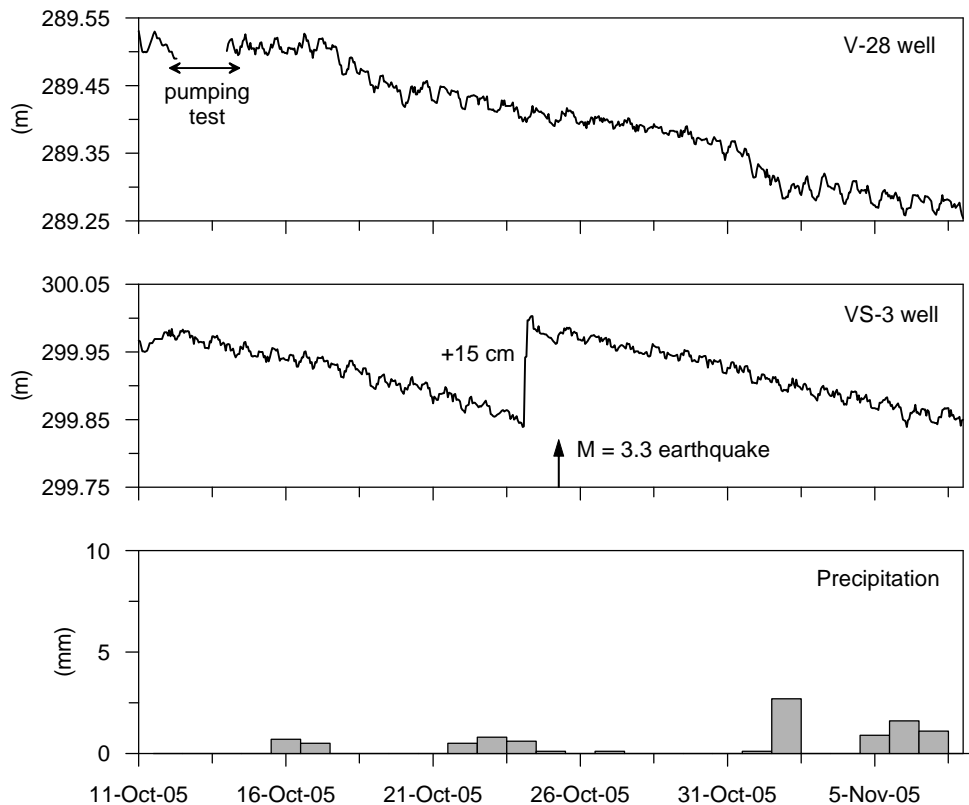
## 5.2. SEISMIC-INDUCED GROUNDWATER LEVEL CHANGES

The observations of groundwater level in HJ-2, HR-6 and V-34 wells were not fully optimized due to initial problems with measuring technique until the half of November 2005. Thus the monitoring overlaps only a relatively short period with weak seismic activity, when only few  $M < 1$  events were recorded. Considerably more interesting results are available from the monitoring of VS-3 and V-28 wells, which was launched back in 1998.

Since 1998, 54 local events have been observed in the area of the HPFZ (see Table 6). The two

strongest earthquakes recorded on August 10, 2005 at 18:54:34 UTC ( $M = 2.4$ ) and on October 25, 2005 at 10:51:57 UTC ( $M = 3.3$ ) were preceded by distinct step-like water level rises in the VS-3 well. Both events were accompanied by several weak shocks (Table 6). Nevertheless, the first foreshock before the August 10 main event did not precede the water level anomaly, and the October 25 main event was not accompanied by any foreshocks, only by a series of five aftershocks. The observed anomalous groundwater level changes can be therefore considered to be the earthquakes' precursors. Precursory changes were recorded only in the VS-3 well and were not followed by any detectable co-seismic or post-seismic water level variations. It is interesting that the water level in the nearby V-28 well did not show any anomalous behaviour at the same time (see Figs. 9 and 10).

Amplitudes and lead times of the observed precursory groundwater level changes were +6 cm and 11-15 hours for the August 10, 2005 earthquake and +15 cm and 29 - 32 hours for the October 25 earthquake. These parameters indicate the existence of a possible relation between the earthquake magnitude and the amplitude and the lead time of the anomaly. The stronger October 2005 earthquake was preceded by an anomaly with the amplitude 2.5 times higher,



**Fig. 10** Pre-seismic water level change recorded in the VS-3 well before the October 25, 2005 earthquake. The groundwater level is plotted against the precipitation daily amounts and the water level in the V-28 well. The air pressure-corrected water level data are shown.

and the lead time of the anomaly occurrence was more than two times longer. These relationships have, however, only weak statistical significance for the presence because no other examples of the precursory groundwater level changes are available.

In addition to the two above mentioned precursory groundwater level anomalies related to the two strongest earthquakes, another three sharp step-like changes with amplitudes 4–8 cm were identified in the VS-3 well during February and March 2006 (see Fig. 11). Nevertheless, these anomalies recorded on February 17 and 26 and on March 15 do not exhibit a similarly clear connection with the local seismic activity. As for the February 17 anomaly, it can be put into association only with the weak February 12 event (February 12, 2006, 19:00:56 UTC,  $M = -0.7$ ). The February 26 anomaly does not exhibit any plausible time coincidence with seismic activity at all, and the March 15 anomaly can be related to the sequence of five events recorded on March 20 and 21 (the strongest  $M = 0.3$  event was recorded on March 20, 21:45:36 UTC). Analogous to the August and October 2005 precursory anomalies, no anomalous fluctuations were observed in the V-28 well during February and March 2006.

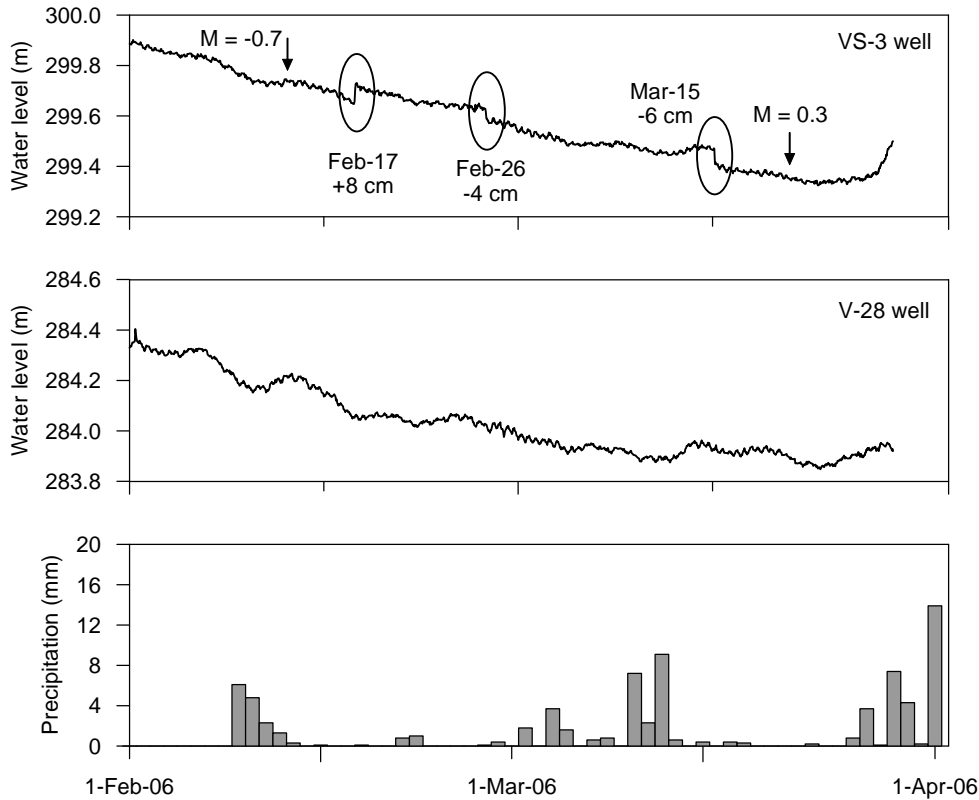
## 6. INTERPRETATION AND DISCUSSION

The above presented overview of relations between anomalous groundwater level changes and local seismicity in the area of the HPFZ gives birth to the three following questions:

1. Why were the anomalous step-like groundwater level changes observed in the VS-3 well but not in the V-28 well situated at the same locality?
2. What is the mechanism of the origin of anomalous water level changes?
3. Why does not the groundwater level exhibit a response to all seismic events recorded during the period of the monitoring?

The problem formulated in the first question is met very often in the studies of earthquake-induced groundwater level changes. Completely different reactions of neighbouring wells, or substantially higher amplitudes of the anomalies not corresponding to theoretical models of the crustal strain caused by earthquakes were described e.g. by Igarashi and Wakita (1991), Kissin et al. (1996) or Grecksch et al. (1999). In our case, anomalous groundwater level changes related to seismic activity were recorded in the VS-3 well which, based on the tidal and





**Fig. 11** Step-like groundwater level anomalies recorded in the VS-3 well during February and March 2006. The groundwater level is plotted against the precipitation daily amounts and the water level in the V-28 well. The air pressure-corrected water level data are shown.

barometric response, exhibits lower sensitivity to crustal strain than the V-28 well, where no anomalous fluctuations were observed. Thus the recorded anomalies cannot be considered a result of deformation acting universally on the upper part of the Earth's crust at the site of observation. We therefore propose an alternative hypothesis based on the presumption of the existence of a sensitive site, at which the VS-3 well is located. The existence of sensitive sites where unexpectedly high amplitudes of earthquake-related water level changes are observed is supposed by, e.g., King et al. (2006), Kissin et al. (1996) or Kümpel (1992). In all these studies, the sensitive sites are characterized as structurally weak zones often situated near tectonic faults.

If we compare the vertical sections of the VS-3 and V-28 wells (Fig. 2), we can see that the V-28 well is opened only to the Lower Turonian aquifer, whereas the VS-3 well is opened also to the underlying Cenomanian formations – namely to the chert aquifer tapped at the depth of 234 m. The chert aquifer is the most important water-bearing sedimentary unit of the Police Basin. It is characterised by the highest permeability (hydraulic conductivity  $k = 1.10^{-4}$  to  $1.10^{-3}$  m/s) and hydraulic

continuity over a large area of the northern part of the basin, which was proved by pumping tests (Krásný et al., 2002). The aquifer consists of silty-sandy silicites (cherts) with permeability of fracture type, and its thickness reaches maximum 15 m. Krásný et al. (2002) further suggest the presence of so-called preferential zones of groundwater flow within the chert aquifer. These zones are represented by a dense system of highly permeable fissures, permitting the flow of considerably higher amounts of water than in the less permeable surrounding material. The transport velocity of water within these zones is also substantially higher. Using a numerical model of the groundwater flow, Krásný et al. (2002) estimated the transport velocity at max. 15 m/day within the preferential zones and at 0.1 m/day in less fractured silicites outside the preferential zones. Formulating now the hypothesis on the VS-3 well as a sensitive site, we must presume the connection of the well with a preferential zone in the chert aquifer. Its presence in the area of the well may result from more intensive fracturing of the aquifer in the neighbourhood of tectonic dislocations near the well (see Fig. 1).

As far as the second question is concerned, the mechanism of the origin of the observed step-like

water level anomalies can be considered to be a result of seismo-tectonic induced deformation of the preferential zones in the chert aquifer. The compression results in a decrease in the volume of fluid-filled fractures of the preferential zone and a consequent water level rise in the well. On the other hand, dilatation is responsible for the rock loosening and subsequent water level drop. With respect to the regional continuity of the aquifer, hydraulic interference can be presumed over longer distances, which enables the transfer of effects of larger deformations taking place closer to the seismogenic HPFZ. The deformation effects can be also supposed to propagate along the NE-SW-striking fault (perpendicular to the HPFZ) in the proximity of the VS-3 well.

The sharp step-like character of the observed anomalies is a relatively rare phenomenon, especially for the precursory groundwater level changes. This type of short-time precursory phenomena recorded within several hours before an earthquake is often explained by aseismic creep-like movements (see, e.g., Rikitake, 1975). Similarly Lorenzetti and Tullis (1989) anticipated that the pre-seismic strain increases steeply within a few minutes to a month before the earthquake, which is caused by the acceleration of aseismic slip. Some examples of the anomalous step-like groundwater level changes were reported e.g. by Kissin et al. (1996) from the seismoactive zone of the Main Kopetdag Fault, Central Asia. Analogous to our results, he observed some of these anomalies to accompany local earthquakes, while the rest of them were recorded independently of the seismic activity. The authors explain the second type of water level changes by aseismic movements in the near fault zone.

In agreement with the above mentioned opinions, we regard the accelerating pre-seismic creep movements in the fracture system of the HPFZ as the primary source of deformation resulting in the precursory groundwater level changes recorded in the VS-3 well before the August 2005 and the October 2005 earthquakes. The other three anomalies observed in February and March 2006 seem to originate independently of the weak seismic events of February 10 and March 20. Rather than precursory or post-seismic phenomena they result from aseismic movements along the HPFZ. The existence of aseismic movements along the HPFZ is suggested by Vyskočil (1988) who identified two anomalous uplifts across the fault zone based on the analysis of repeated precise levelling at two lines crossing the HPFZ. These two uplifts with magnitudes of about 10 mm preceded seismic events of May 7, 1984 ( $M = 3.4$ ) and October 20, 1985 ( $M = 3.0$ ). Nevertheless, no direct evidence of the aseismic creep movements along the HPFZ is available for the time of the above described water level anomalies. To confirm the proposed conception of the origin of the seismic-/tectonic-induced hydrologic anomalies, it is necessary to

correlate the water level records with data providing direct information on fault displacement (see, e.g., 1989; Rudnicki et al., 1993; Johnston et al. 2006).

In conclusion, we try to answer the last question related to the absence of anomalous response to the seismo-tectonic activity before 2005. Selected parameters of seismic events recorded in the period of 1998–2006 are listed in Table 6. These data indicate that the August 10, 2005 and the October 25, 2005 events are 1 to 4 orders of seismic energy higher than the other seismic events. This explains the presence of the precursory water level changes before both earthquakes. On the other hand, three other anomalies were observed during February and March 2006 which were probably induced by aseismic movements along the HPFZ. Excluding the assumption that these movements were unique in the period of 1998–2006, we suppose that the sensitivity of the VS-3 well is changing with time. This property of sensitive sites was already noticed by King et al. (2006). They assume that the sensitivity, characterized by some near-critical hydrologic condition (e.g., permeability highly susceptible to small stress increase), can vary with time due to local stress or permeability variations. Based on available data, we can suppose, that the sequence of 24 seismic events of August 10, 2005 acted as a starting effect for the transient increase in well sensitivity.

## 7. CONCLUSIONS

The analysis of continuous groundwater level data from five experimental wells situated in the area of the Hronov-Poříčí Fault Zone on the NE margin of the Bohemian Massif yielded the following main conclusions:

1. Water level fluctuations in all the five wells exhibit responses to tidal strain and barometric surface loading. Both the tidal response and the barometric response show relatively wide ranges of magnitudes, which reflects the different degree of confinement and different mechanical properties of aquifers, like porosity and compressibility of the solid matrix.
2. In connection with the relatively strong earthquakes of August 10, 2005 ( $M = 2.4$ ,  $d = 11.3$  km) and October 25, 2005 ( $M = 3.3$ ,  $d = 16.8$  km), pre-seismic step-like water level rises were observed in the VS-3 well. The first anomalous precursory change reaching the amplitude of +6 cm was observed 11–15 hours prior to the August 10 seismic event. The second precursory change with the amplitude of +15 cm was recorded 32–29 hours prior to the October 2005 event.
3. Another three sharp step-like water level changes occurred in the VS-3 well during February and March 2006. Nevertheless, these anomalies with amplitudes of 4–8 cm do not exhibit clear connection with local seismic activity. Only

several weak events ( $M \leq 0.3$ ) were recorded in the area of the SE tip of the HPFZ at the time of their occurrence. In analogy to the August and October 2005 precursory anomalies, no anomalous fluctuations were observed in the nearby V-28 well during February and March 2006.

4. We explain the origin of precursory events recorded in the VS-3 well by its connection with preferential zones of groundwater flow, which are represented by a dense system of highly permeable fissures in the Cenomanian chert aquifer. The pre-seismic water level rise can be then interpreted as a result of compression of these zones, which are, due to their regional continuity, supposed to transfer the effects of larger deformations taking place closer to the active fault. We regard the accelerating pre-seismic creep movements in the fracture system of the HPFZ as the primary source of deformation resulting in the precursory groundwater level changes recorded in the VS-3 well before the August 2005 and the October 2005 earthquakes. The other three anomalies observed in February and March 2006 seem to have originated independently of the weak seismic events of February 10 and March 20. Rather than precursory or post-seismic phenomena they are a result of aseismic movements along the HPFZ.

#### ACKNOWLEDGEMENT

This study was supported by the Czech Science Foundation (project No. 205/05/H020), by the Ministry of the Environment CR project No. 0002071101 and by the Research Plan of the Geographical section of the Faculty of Science, Charles University, No. MSM 0021620831. We wish to thank especially Aleš Regner and Gabriela Regnerová for their precise organization of CO<sub>2</sub> observations in the Třtice mineral spring, Jan Kašpárek (WRI, Prague) for the servicing and maintenance of the Bučnice hydro-meteorological station and Jiří Málek (IRSM, Prague) for interpretation of the seismic data. Precipitation and air temperature data were provided by the Povodí Labe, state enterprise. The air pressure correction of the water level data was performed using BETCO 1.0 software by Toll and Rasmussen (2007), which is available as freeware.

#### REFERENCES

- Akita, F. and Matsumoto, N.: 2004, Hydrological responses induced by the Tokachi-oki earthquake in 2003 at hot spring wells in Hokkaido, Japan. *Geophysical Research Letters* 31 (16), Art. No. L16603.
- Bankwitz, P., Schneider, G., Kämpf, H. and Bankwitz, E.: 2003, Structural Characteristics of Epicentral Areas in Central Europe: Study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics* 35 (1-2), 5 – 32.
- Biely, A., Buday, T., Dudek, A., Fusán, O., Kodým, O., Kopecký, L., Kuthan, M., Malkovský, M., Matějka, A., Satran, V. and Svoboda, J.: 1968, Tectonic map of the Czechoslovakia, ÚÚG, Prague, (in Czech).
- Brož, M., Stejskal, V. and Štrunc, J.: 2006, Local seismological Network Ostaš, Transactions of the VŠB-Technical University of Ostrava, Civil Engineering series, 4(2). 23-32, (in Czech).
- Cymerman, Z.: 2004, Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000, Polish Geological Institute, Warszawa.
- Davis, D.R. and Rasmussen, T.C.: 1993, A comparison of linear regression with Clark's method for estimating barometric efficiency of confined aquifers. *Water Resources Research* 29 (6), 1849 – 1854.
- Dehant, V.: 1987, Tidal parameters for an inelastic Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 49 (1 – 2), 97 - 116.
- Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I. and Miachkin, V.I.: 1979, Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure and Applied Geophysics* 117 (5), 1025 - 1044.
- Elkhoury, J.E., Brodsky, E.E and Agnew, D.C.: 2006, Seismic waves increase permeability. *Nature*, 441 (7097), 1135-1138.
- Gavrilenko, P., Melikadze, G., Chelidze, T., Gibert, D. and Kumsiashvili, G.: 2000, Permanent water level drop associated with the Spitak Earthquake: observations at Lisi Borehole (Republic of Georgia) and modelling. *Geophysical Journal International* 143 (1), 83 – 98.
- Grecksch, G., Roth, F. and Kämpel, H. J., 1999. Coseismic well-level changes due to the 1992 Roermond earthquake compared to static deformation of half-space solutions. *Geophysical Journal International* 138 (2), 470 – 478.
- Igarashi, G. and Wakita, H.: 1991, Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells. *Journal of Geophysical Research* 96 (B3), 4269 – 4278.
- Jetel, J. and Rybářová, L., 1979. Mineral waters of East Bohemian province, ÚÚG, Prague, (in Czech).
- Johnston, M.J., Borchardt, R.D., Linde, A.T. and Gladwin.: 2006, Continuous borehole strain and pore pressure in the near field of the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, California, earthquake: implications for nucleation, fault response, earthquake prediction, and tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (4B), 556 – 572.
- Kárník, V., Schenková, Z. and Schenk, V.: 1984, Earthquake activity in the Bohemian Massif and

- in the Western Carpathians. *Travaux Géophysiques* 547 (29), 9 - 33.
- Kárník, V., Michal, E. and Molnár, A.: 1958, Catalog of earthquakes in Czechoslovakia by the year 1956. *Travaux Géophysiques*, 69, 411 - 598, (in German).
- King, C.,I., Zhang, W. and Zhang, Z.: 2006, Earthquake-induced groundwater and gas changes. *Pure and Applied Geophysics* 163 (4), 633 - 646.
- Kissin, I.G. and Grinevsky, I.G.: 1990, Main features of the hydrogeodynamic earthquake precursors. *Tectonophysics* 178 (2 - 4), 277 - 286.
- Kissin, I.G., Belikov, V.M. and Ishankuliev, G.A.: 1996, Short-term groundwater level variations in a seismic region as an indicator of the geodynamic regime. *Tectonophysics* 265 (3 - 4), 313 - 326.
- Koch, U., Heinicke, J. and Vossberg, M.: 2003, Hydrogeological Effects of the Latest Vogtland - NW Bohemian Swarmquake Period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*, 35 (1-2), 107-123.
- Kontny, B., 2004. Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996 - 2002. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 1 (3), 35 - 39.
- Kopylova, G.N. and Boldina, S.V.: 2004, The assessment of poroelastic properties of underground water reservoirs on data of water level observations. Complex seismological and geophysical research of Kamchatka. *Petro-pavlovsk-Kamchatskij: Kamchatskij Pechatnyj dvor*, 405 - 421.
- Krásný, J., Buchtele, J., Čech, S., Hrkal, Z., Jakeš, P., Kobr, M., Mls, J., Šantrůček, J., Šilar, J. and Valečka, J.: 2002, Hydrogeology of the Police Cretaceous basin: Optimisation of groundwater development and protection. *Journal of Geological Sciences - Hydrogeology, Engineering Geology* 22, 5 - 100, (in Czech, with English summary).
- Kümpel, H.J.: 1992, About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. *Tectonophysics* 211 (1 - 4), 317 - 336.
- Leonardi, V., Arthaud, A., Tovmassian, A. and Karakhanian, A.S.: 1997, Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): Attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies. *Tectonophysics* 273 (3 - 4), 293 - 316.
- Lorenzetti, E. and Tullis, T.E.: 1989, Geodetic predictions of a strike-slip fault model: implications for intermediate- and short-term earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research* 94 (B9), 12 343 - 12 361.
- Lyubushin, A.A.: 1994, Multidimensional analysis of time series for a geophysical monitoring systems. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 29, 297 - 301.
- Procházková, D., Dudek, A., Misař, Z. and Zeman, J.: 1986, Earthquakes in Europe and their relation to basement structures and fault tectonics, Academia, Prague, 80.
- Pertsev, B.P.: 1959, About the registration of the drift of zero when observing the elastic Earth tides. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seria Geofyzicheskaya* 4, 547 - 548, (in Russian).
- Quilty, E. and Roeloffs, E.: 1991, Removal of barometric pressure response from water level data. *Journal of Geophysical Research* 96 (B6), 10 209 - 10 218.
- Rasmussen, T.C. and Toll, N.J.: 2007, Removal of barometric pressure effects and Earth tides from observed water levels. *Ground Water* 45 (1), 101 - 105.
- Rikitake, T.: 1975, Earthquake precursors. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65 (5) 1133 - 1162.
- Roeloffs, E.: 1988, Hydrological precursors of earthquakes: a review. *Pure and Applied Geophysics* 126 (3-4), 177 - 209.
- Roeloffs, E.: 1996, Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. In: Dmowska, R., Saltzman, B. (eds), *Advances in Geophysics* 37, 135 - 195.
- Rojstaczer, S. and Agnew D.C.: 1989, The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. *Journal of Geophysical Research* 94 (B9), 12 403 - 12 411.
- Rudnicki, J.W., Yin, J. and Roeloffs, E.: 1993, Analysis of water level changes induced by fault creep at Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research* 98 (B5), 8143 - 8152.
- Scheck, M., Bayer, U., Volker, O., Lamarche, J., Banka, D., and Pharaoh, T.: 2002, The Elbe Fault System in the North Central Europe - a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics* 360 (1 - 4), 281 - 299.
- Schenk, V., Schenková, Z. and Pospíšil, L.: 1989, Fault system dynamics and seismic activity - examples from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. *Geophysical Transactions* 35 (1-2), 101 - 116.
- Scherbaum, F. and Stoll, D.: 1983, Source parameters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (southwest Germany) aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73 (5), 1321 - 1343.
- Špaček, P., Sýkorová, Z., Pazdírková, J., Švancara, J., and Havíř, J.: 2006, Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). *Studia Geophysica et Geodaetica* 50 (2), 233 - 258.
- Tamura, Y.: 1987, A harmonic development of the tide-generating potential. *Marées Terrestres Bulletin d'Informations* 99, 6813 - 6855.

- Tásler, R.: 1979, Geology of the Czech part of the Intrasudetic Basin, ÚÚG, Prague, (in Czech with English summary).
- Tobyáš, V. and Mittag, R.: 1991, Local magnitude, surface-wave magnitude and seismic energy. *Studia Geophysica et geodaetica* 35 (4), 354 - 362.
- Vyskočil, P.: 1988, The dynamics of the Hronov-Poříčí seismoactive fault. Proceedings of the Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography 17, 93 - 111.
- Wahr, J.M.: 1981, Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 64 (3), 677 - 703.
- Wenzel, H.G.: 1993, ETERNA 3.0, Program manual, status August 1st, 1993. Geodaetisches Institut, Karlsruhe.
- Woldřich, J.N.: 1901, Earthquake in the north-eastern Bohemia on January 10, 1901. *Transactions of the Czech Academy of Sciences, series II* 10 (25), 1 - 33 (in Czech).
- Zschau, J. and Wang, R.: 1981, Imperfect elasticity in the Earth's mantle - implications for Earth tides and long period deformations. In: Kuo, J. T. (Ed.), *Proceedings of the 9th International Symposium on Earth Tides*, New York 1981, 605 - 629.

## **Publikace 8**

Stejskal, V. - Kašpárek, L. - Kopylova, G. N. - Lyubushin, A. A. - Skalský, L., (2009):  
Precursory groundwater level changes in the period of activation of the weak intraplate  
seismic activity on the NE margin of the Bohemian Massif (Central Europe) in 2005.  
Studia Geophysica et Geodaetica, Vol 53, No. 2, 215 – 238.

# PRECURSORY GROUNDWATER LEVEL CHANGES IN THE PERIOD OF ACTIVATION OF THE WEAK INTRAPLATE SEISMIC ACTIVITY ON THE NE MARGIN OF THE BOHEMIAN MASSIF (CENTRAL EUROPE) IN 2005

VLADIMÍR STEJSKAL<sup>1</sup>, LADISLAV KAŠPÁREK<sup>2</sup>, GALINA N. KOPYLOVA<sup>3</sup>, ALEXEI A. LYUBUSHIN<sup>4</sup>,  
LUMÍR SKALSKÝ<sup>5</sup>

- 1 Institute of Rock Structure and Mechanics, Acad. Sci. Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic (stejskal@irms.cas.cz)
- 2 T.G. Masaryk Water Research Institute, Podbabská 30, 160 62 Praha 6, Czech Republic
- 3 Kamchatkan Branch of Geophysical Survey, Russian Acad. Sci., Piip Boulevard 9, 683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia
- 4 Schmidt United Institute of Physics of the Earth, Russian Acad. Sci., Bol'shaya Gruzinskaya 10, 123 995 Moscow, Russia
- 5 Institute of Geophysics, Acad. Sci. Czech Republic, Boční II/1401, 141 31 Praha 4, Czech Republic

*Received: June 27, 2008; Revised: October 14, 2008, 2008; Accepted: October 24, 2008*

---

## ABSTRACT

*We analyse continuous measurements of groundwater level in two deep wells VS-3 and V-28 at the experimental hydro-meteorological station situated on the NE margin of the Bohemian Massif, central Europe, characterized by the weak intraplate seismic activity. The aim of our study is to examine the relationships between changes in the groundwater level and earthquake occurrence. Based on the tidal and barometric response of the water level, we estimated selected elastic parameters of the observed aquifers: the shear modulus  $G$ , the Skempton ratio  $B$ , the drained matrix compressibility  $\beta$  and the undrained compressibility  $\beta_u$ . Using these parameters and assuming the homogeneous poroelastic material, we derived the sensitivity of the wells to the crustal volume strain. During the observation period from November 1998 to December 2005 we detected in the VS-3 well two pre-seismic steps, related to August 10, 2005 ( $M = 2.4$ ) and October 25, 2005 ( $M = 3.3$ ) earthquakes. Amplitudes of the recorded precursory changes (+6 cm and +15 cm) are several times higher than the values predicted from the theoretical precursory crustal strain and the strain sensitivity of the well. Therefore, we presume that the observed pre-seismic water level steps can be attributed to heterogeneity of poroelastic material. We consequently propose the hypothesis of the origin of precursory events based on the presumption of a sensitive site, at which the well is situated.*

**Key words:** seismic activity, earthquake precursors, groundwater, crustal deformation, Earth tides

## 1. INTRODUCTION

Hydrogeological effects of seismic activity are the results of anomalous migration of fluids or pore-pressure variations in the Earth's crust due to seismo-tectonic processes. These effects are observable as fluctuations of various quantitative as well as qualitative hydrogeological parameters, such as water well level, springs discharge, chemical or isotopic composition, temperature, electric conductivity, turbidity and others. Seismic-induced fluctuations of groundwater parameters were described by many authors from different seismoactive regions of the world (see, e.g., *Thomas, 1988; Igarashi and Wakita, 1990; Roeloffs and Quilty, 1997; Grecksch et al., 1999; Gavrilenko et al., 2000; Chandha et al., 2003*).

This paper considers only seismic-induced changes in groundwater level in wells. These changes are generally believed to reflect stress variation in the Earth's crust (see, e.g., *Kümpel, 1992*). According to the origin time of an earthquake and groundwater level anomaly, we distinguish pre-, co-, and post-seismic groundwater level changes. From the point of view of earthquakes prediction, the most important are the pre-seismic anomalies which can serve as earthquake precursors. Many of the reported precursory anomalies were reviewed by *Kissin (1982), Roeloffs (1988), Kissin and Grinevsky (1990)* or *King et al. (2006)*. These papers summarize basic characteristics of pre-seismic groundwater level changes, like the size of the anomaly, lead time of occurrence and possible relations between the earthquake magnitude or epicentral distance and the amplitude of an anomaly. Reported amplitudes of the anomalies vary from several centimetres to several metres and, similarly, the precursor times range from less than one day to several months or even years. The epicentral distances at which the seismic-induced hydrogeological effects are observed reach max. several hundreds of kilometres. The analysis of the spatial distribution of groundwater level anomalies performed by *Montgomery and Manga (2003)* reveals a relatively clear dependency of this distance on the earthquake magnitude. To define the maximum distance at which the hydrogeological effects of earthquakes can be detected, the value of seismic-induced volume strain  $\varepsilon > 10^{-8}$  was used by the authors. In general, groundwater level anomalies are associated not only with strong earthquakes. For example, *Kissin et al. (1996)* or *Leonardi et al. (1997)* reported pre-seismic and co-seismic well level changes induced by seismic events with magnitudes  $M < 3$ .

The present work has been carried out in the area of the Hronov-Poříčí Fault Zone (Bohemian Massif, Czech Republic) and describes the relationships between relatively weak intraplate seismic activity and groundwater level fluctuations recorded in two experimental deep wells. In the studied area, the hydrogeological effects of seismicity have never been systematically monitored. Their occurrence has been mentioned only in terms of an assessment of macroseismic effects of strong seismic events. The most significant changes in groundwater parameters were described by *Woldřich (1901)* in connection with the January 1901 earthquake ( $M = 4.6$ ). Anomalous fluctuations of water level and turbidity were observed in dug wells as far as 60 km from the earthquake epicenter. The reported changes sustained for several hours or even days after the main shock.

In the following sections we deal with the determination of elastic properties of the observed aquifers and strain sensitivity of wells, based on the water level response to the



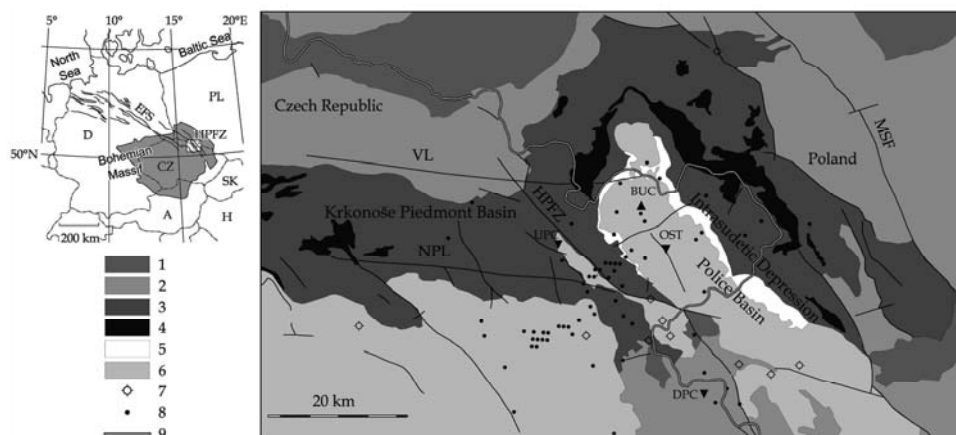
Earth tides and air pressure fluctuations. Then, we discuss the origin of the precursory water level changes recorded before two earthquakes in August and October 2005 with regard to the properties of observed aquifers and theoretical pre-seismic deformations. Finally, we propose a mechanism of the origin of the observed earthquake-induced water level anomalies.

## 2. GEOLOGICAL AND TECTONIC SETTINGS OF THE STUDY AREA

Bohemian Massif - one of the most prominent central European Variscan structures - belongs to areas with a relatively low seismicity. Magnitudes of the strongest events in this intraplate region do not exceed the value of local magnitude  $M_L = 5$ . Seismoactive zones of the Bohemian Massif are limited to its marginal parts, where young tectonic movements (Late Tertiary – Early Quaternary) caused the uplift of marginal crustal blocks and the generation of mountain chains, framing the almost aseismic central part of the massif (Procházková *et al.*, 1986). The two most seismically active areas are situated on the NW and NE margins of the Bohemian Massif. The first one, known as the West Bohemia/Vogtland zone, is situated in the area of intersection of two prominent fault systems - the Eger Rift and the Mariánské Lázně Fault (see, e.g., Bankwitz *et al.*, 2003; Geissler *et al.*, 2005). This area is characterized by the occurrence of seismic swarms, which usually include several thousands of events (see, e.g., Fischer and Horálek, 2000; Fischer, 2003; Fischer and Michálek, 2008). The second most seismically active area is situated on the NE margin of the Bohemian Massif. It is represented by a zone of generally NW-SE orientation, approximately 40–60 km wide and 150 km long, which comprises a number of NW-SE and NNW-SSE-striking faults. This zone forms a SE termination of the important central European tectonic structure - the Elbe Fault system (EFS). The EFS (Fig. 1) has been described as a NW-SE-striking fracture zone extending from the North Sea to the eastern margin of the Bohemian Massif (see, e.g., Scheck *et al.*, 2002; Špaček *et al.*, 2006). It is assumed that the EFS represents a zone of crustal weakness of considerable age. According to Scheck *et al.* (2002), crustal deformation along the EFS has taken place repeatedly since Late Carboniferous times. The most intense deformation took place during the Late Cretaceous – Early Cenozoic time, when the EFS responded to regional compression with an uplift of up to 4 km.

In comparison with the West Bohemia/Vogtland zone, the seismoactive region of the SE termination of the EFS is characterized by less frequent occurrence of seismic events. Smaller earthquake swarms in this area were reported by Špaček *et al.* (2006), but these micro-swarms do not number more than 50 weak events ( $M \leq 1.3$ ). The strongest earthquakes occur on the NW margin of this seismoactive region and are connected with movements along the Hronov-Poříčí Fault Zone (Kárník *et al.*, 1984; Procházková *et al.*, 1986; Schenk *et al.*, 1989).

Hronov-Poříčí Fault Zone (HPFZ) is a system of parallel fractures, dividing two important structural units - the Intra-Sudetic Basin and the Krkonoše Piedmont Basin (Fig. 1). The NW-SE-striking fault zone is approximately 40 km long and up to 500 m wide. It is bounded by the Vrchlabí lineament in the north and by the Nová Paka lineament in the south. Both E-W-striking faults are supposed to be sinistral strike slips (cf. Schenk *et al.*, 1989). The contemporary HPFZ is a result of complicated and long-



**Fig. 1.** Geology and tectonics of the study area (after Biely et al., 1968; Jetel and Rybářová, 1979; Schenk et al., 1989; Scheck et al., 2002; Cymerman, 2004). 1 - plutonic rocks (granites, granodiorites), 2 - metamorphites (gneisses, schists, granulites, migmatites), 3 - Permian and Carboniferous sediments, 4 - Permian volcanics, 5 - Triassic sediments, 6 - Cretaceous sediments, 7 - CO<sub>2</sub>-rich mineral springs, 8 - epicentres of seismic events recorded from 1985 to 2005, 9 - state boundary. HPFZ - Hronov-Poříčí Fault Zone, MSF - Marginal Sudetic Fault, EFS - Elbe Fault System, VL - Vrchlabí Lineament, NPL - Nová Paka Lineament, BUC - hydro-meteorological station Bučnice, DPC, OST, UPC - seismic stations.

lasting evolution, which began in the late Paleozoic. Since then, several tectonic phases have taken place. The fault zone has been successively developed from an asymmetric anticline, whose steeply inclined SW arm was axially disrupted due to the regional compression by a reverse fault (Táslér, 1979). Along this fault the NE block was relatively uplifted. The main reverse fault is accompanied by parallel or oblique high-angle dislocations (normal or reverse faults), grouped under the term Hronov-Poříčí Fault Zone. The youngest (Cenozoic) tectonic movements in the area of the HPFZ are traceable by means of geomorphological methods. The study of drainage network evolution and perturbations in fluvial terraces revealed tectonic movements along normal faults dating back to Pliocene/Pleistocene to Early Pleistocene (see, e.g., Stejskal et al., 2006).

The relatively frequent local seismic activity is a proof of the present mobility of the HPFZ. Macroseismic effects of historical earthquakes in this area reached the epicentral intensity  $I_0 = 7^\circ$  three times during the last 300 years (June 30, 1751, December 11, 1799 and January 10, 1901 - Kárník et al., 1957). The strongest historical earthquake of January 10, 1901 reached the magnitude of 4.6 and was felt over an area of 50 000 km<sup>2</sup> (Woldřich, 1901). The isoseists of local earthquakes are elongated mostly NW-SE, parallel to the orientation of the HPFZ. The depth of foci is mostly between 5 and 15 km (Schenk et al., 1989). Instrumental monitoring of seismic activity focused on local earthquakes began in the 1980s. Since 1984 were recorded in the area of HPFZ 78 earthquakes in the magnitude range  $M = 0.0 - 3.4$ .

Another significant proof of the increased endogenic dynamics of the study area is the occurrence of CO<sub>2</sub>-rich mineral springs. A major role in the transport of the mantle-derived CO<sub>2</sub> is played by deep reaching faults with high vertical permeability like HPFZ or some other local fractures (*Jetel and Rybářová, 1979*). In general, the mineral springs in the area of the HPFZ belong to a larger zone called the Náchod-Kłodzko mineral water region, which partly extends to the territory of Poland (Fig. 1).

A possible explanation of the present mobility of the HPFZ was given by *Schenk et al. (1989)*. According to this local geodynamic model, the HPFZ as a reverse fault balances the compression caused by the movements along the Nová Paka and Vrchlabí lineaments, bounding the HPFZ in the north and south. This presumption is supported by the analyses of repeated triangulation and precise levelling performed in the broader vicinity of the HPFZ by *Vyskočil (1988)*. Results of the repeated geodetic measurements indicate compression tendencies across the HPFZ. Moreover, the repeated precise levelling at two lines crossing the HPFZ revealed two anomalous uplifts across the fault zone, which preceded seismic events of May 7, 1984 ( $M = 3.4$ ) and October 20, 1985 ( $M = 3.0$ ). The more recent data on crustal deformation in the broader area of the HPFZ are available due to GPS measurements along the Marginal Sudetic Fault (MSF), running parallel to the HPFZ along the NE margin of the Bohemian Massif (Fig. 1). Preliminary results of the GPS monitoring indicate the NE-SW compression tendencies, perpendicular to the MSF and HPFZ (*Kontrny, 2004*).

### 3. OBSERVATIONS

#### 3.1. Monitoring of Seismic Activity

At present, three seismic stations are in operation in the broader area of the HPFZ: Úpice (UPC), Dobruška-Polom (DPC) and Ostaš (OST). The UPC and DPC stations belong to the Czech regional seismic network and are operated by the Institute of Geophysics (GfÚ) in Prague. Data from these stations are recorded in a continuous mode with sampling frequency of 20 Hz. The third station - OST - has been operated by the Institute of Rock Structure and Mechanics (IRSM) since 2005. This station was designed as a small aperture array containing three satellite short periodic sensors SM6b and a broadband sensor Guralp CMG-40T as a central point. Data are recorded in a continuous mode with sampling frequency of 100 Hz. All seismic data (i.e., co-ordinates, magnitudes and origin times of seismic events) used in this paper were taken from the Catalogue of regional seismic events, compiled by the GfÚ (the catalogue is published only in the electronic form at <http://web.ig.cas.cz/en/seismic-service/catalogs-of-regional-seismic-events/>).

#### 3.2. Hydro-Meteorological Observations

Most hydro-meteorological data used in this study have been collected at the experimental station Bučnice, located approximately 9.5 km northeast of the surface trace of the HPFZ. The station is situated in the territory of an Upper Cretaceous sedimentary unit - the Police Basin. The basin extends in the NW-SE direction, parallel to the HPFZ and is a part of the higher-order structural unit - the Intra-Sudetic Basin (cf. Section 2). The maximum thickness of the Upper Cretaceous sediments in the Police Basin is

450–500 m (Krásný et al., 2002), and the underlying strata consist of Triassic, Permian and Carboniferous deposits.

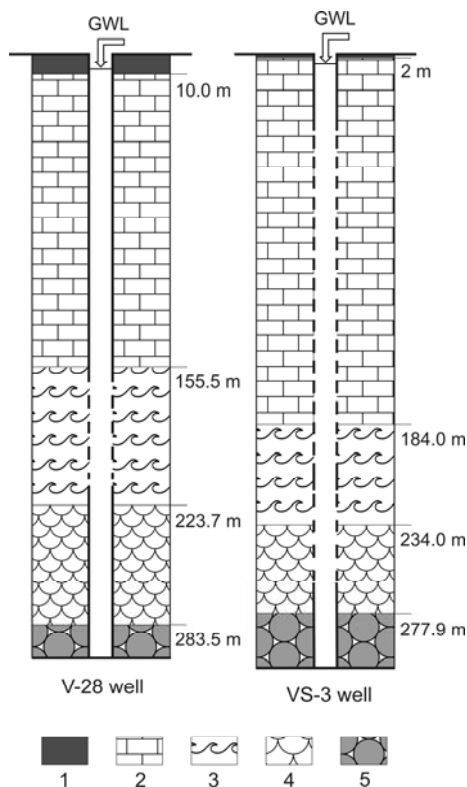
The hydro-meteorological station Bučnice has been operated since 1963 by the Water Research Institute (WRI) in Prague. There are measured basic meteorological parameters, groundwater level in observation wells, and discharge of the two nearby streams - the Metuje River and the Zdoňov Creek. Since 1998, most meteorological parameters have been recorded by an automatic meteorological station. At present, we dispose of time series of the following meteorological data: precipitation amounts, air temperature and humidity, snow cover thickness, solar radiation, wind speed and wind direction.

The main purpose of the hydro-meteorological monitoring at the Bučnice station is the data acquisition for: (1) development and testing of the methods of modelling the local hydrological balance (i.e., relations between precipitation, evapotranspiration, runoff and groundwater discharge); (2) assessment of the long-term changes in water resources related to the changes in climatic parameters; (3) protection of the surface water and groundwater resources. With respect to the relatively frequent occurrence of earthquakes in the area of the HPFZ, we analyse the relations between the occurrence of seismic events and fluctuations of the groundwater level in two deep wells VS-3 and V-28 situated in the area of the experimental station.

#### Observation Wells and Water Level Measuring Technique

The deep observation wells VS-3 (305 m) and V-28 (300 m), were drilled in the valley of the Metuje River, only 540 m from each other. Both wells tap water bearing horizons in Upper Cretaceous sediments; nevertheless, they differ in the vertical range of screens (i.e., the open parts of the casing). The VS-3 well is opened at depths of 38.38–207.06 m and 216.65–260.13 m, and the V-28 well at a depth of 157.2–211.75 m. Thus the total length of screens of the VS-3 and V-28 wells is 212.96 m and 54.55 m, respectively. If we compare the vertical sections of the two wells (cf. Fig. 2), we can see that the V-28 well is opened only to the Lower Turonian aquifer, whereas the VS-3 well is opened also to aquifers in the Middle Turonian and Cenomanian sediments. The uppermost member of the Cenomanian - the chert series tapped by the VS-3 well at the depth of 234 m - represents the most important water-bearing sedimentary unit of the Police Basin. The aquifer consists of silt- and sand-dominated silicites (cherts) with fracture porosity; its thickness reaches maximum 15 m. It is characterized by the highest permeability (hydraulic conductivity  $k = 1 \times 10^{-4}$  to  $1 \times 10^{-3}$  m/s) and a hydraulic continuity over a large area of the northern part of the basin, as proved by pumping tests (Krásný et al., 2002).

The groundwater level measurements in the VS-3 and V-28 wells are fully automatic from November 1998 on. Both wells are equipped with water level sensors comprising the measuring unit (pressure transducer) and the data storage unit with a capacity of 2 MB. Resolution of the measurements is 1 cm. Sampling period was initially set to 2 hours and changed for 1 hour on October 2005. Additional measurements of air pressure, which considerably influences the groundwater level fluctuations, are carried out at the OST seismic station, located approximately 7.5 km SE of the Bučnice station. Data are recorded automatically with a sampling period of 10 minutes. Resolution of the measurements is 0.001 hPa.

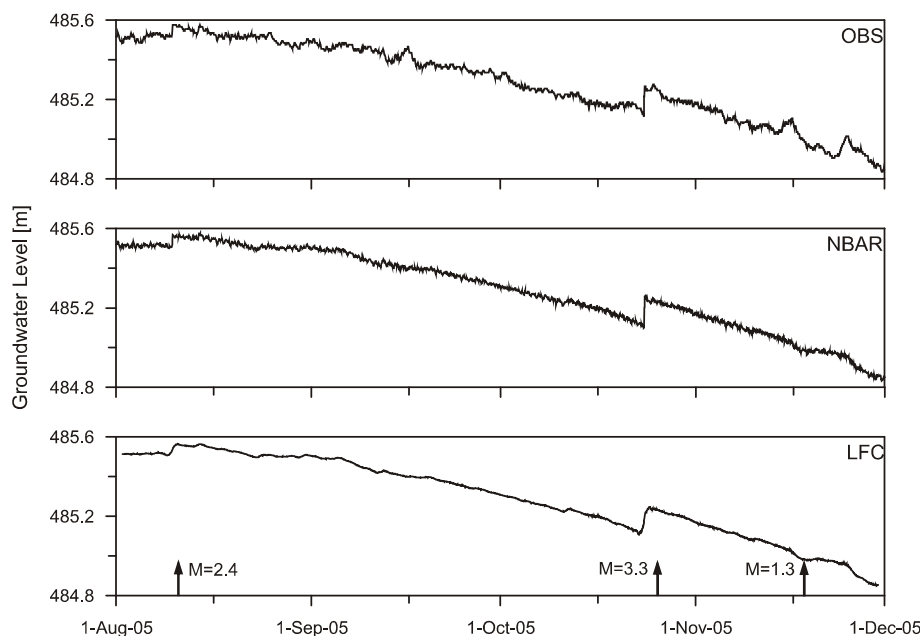


**Fig. 2.** Observation wells VS-3 and V-28. 1 - Quaternary alluvial deposits. 2 - Middle Turonian marlstones and silty sandstones. 3 - Lower Turonian marlstones. 4 - Cenomanian silicites, marlstones and sandstones. 5 - Triassic sandstones. Broken line - open parts of the well casing, GWL - groundwater level.

#### 4. WATER LEVEL DATA PROCESSING

Water level data processing is based on decomposition of the initial measured signal (i.e., directly observed groundwater level) into four components: barometric response (*BAR*), tidal response (*TID*), low-frequency component (*LFC*) and high-frequency non-tidal residuals (*HFR*). The observed water level *OBS* is decomposed as the following form:

$$\begin{aligned}
 OBS &= BAR + NBAR, \\
 NBAR &= LFC + HFC, \\
 HFC &= TID + HFR, \\
 OBS &= BAR + TID + LFC + HFR,
 \end{aligned}
 \tag{1}$$



**Fig. 3a.** Decomposition of the observed groundwater level in the VS-3 well: *OBS*, *NBAR* and *LFC* components. Period: August 1, 2005 to December 1, 2005. Arrows indicate the times of local earthquakes ( $M$  - earthquake magnitude). Note the pre-seismic steps recorded before August 10 ( $M = 2.4$ ) and October 25 ( $M = 3.3$ ) earthquakes.

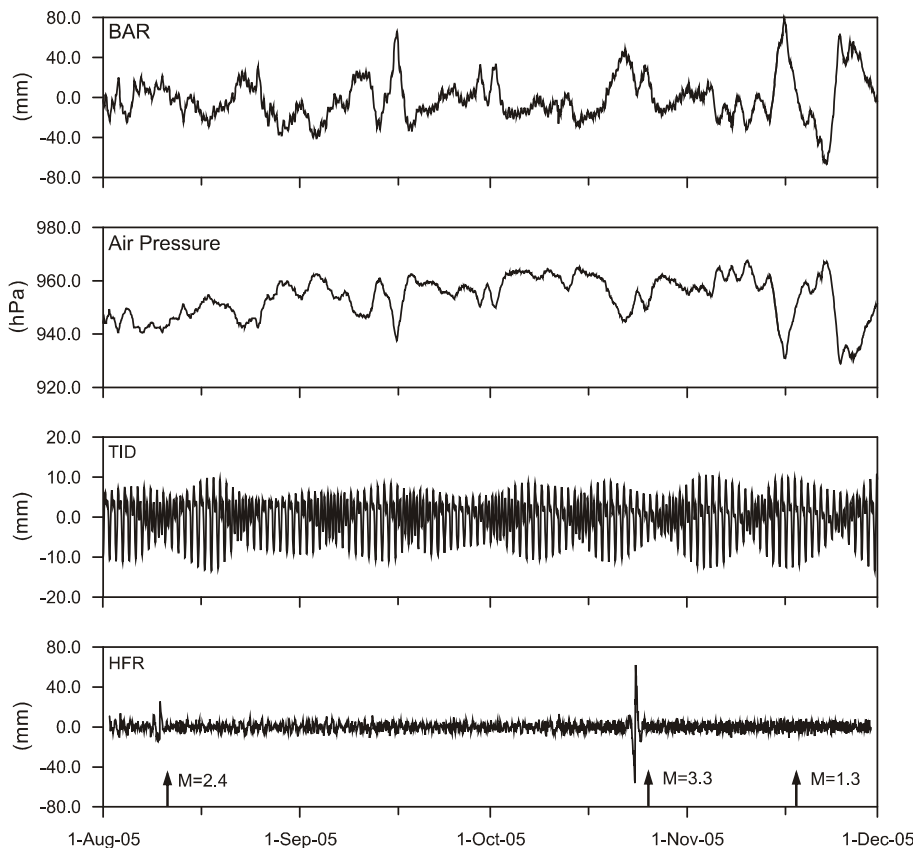
where *NBAR* is the groundwater level after removing the effects of air pressure and *HFC* is the high-frequency component of *NBAR*. The low-frequency component *LFC* (below 0.8 cpd) and the high-frequency component *HFC* (above 0.8 cpd) are separated by numerical filtering. For this purpose we use the *Pertsev (1959)* low-pass filter of 50 hours length. The decomposition of the observed well water level is shown in Figs. 3a,b. The technique of the estimate and the character of the tidal and barometric response is discussed in more detail in the two following sections (4.1. and 4.2.).

#### 4.1. Barometric Response of Groundwater Level

We determined the barometric response of the groundwater level using the method elaborated by *Lyubushin (1994)* and *Lyubushin and Latynina (1994)*. This method is based on nonparametric estimate of frequency-dependent complex transfer function  $H(f)$  from atmospheric pressure to water level data. The transfer function  $H(f)$  is estimated within each position of moving time window of a certain length  $L$  samples which is shifted by one sample from left to right direction of the time axis. The estimate of  $H(f)$  is given by:

$$H(f) = S_{xy}(f) / S_{yy}(f), \quad (2)$$

*Precursory Groundwater Level Changes in the Period of Activation of Weak Seismic Activity*

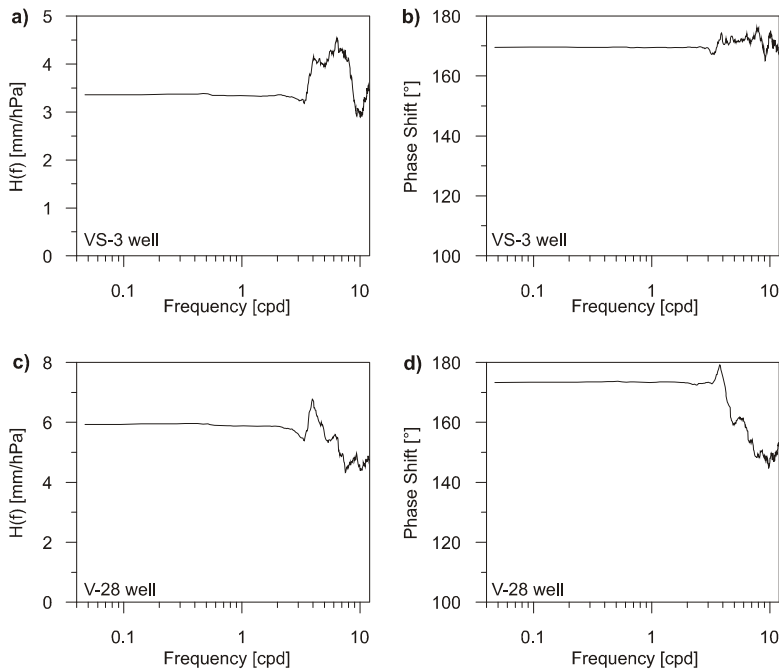


**Fig. 3b.** Decomposition of the observed groundwater level in the VS-3 well: air pressure and *BAR*, *TID* and *HFR* components. Period: August 1, 2005 to December 1, 2005. Arrows indicate the times of local earthquakes (*M* - earthquake magnitude).

where  $S_{xy}(f)$  is an estimate of a complex cross-spectrum between the water level and the air pressure,  $S_{yy}(f)$  is an estimate of power spectra of the air pressure. The barometric response *BAR* of the groundwater level is found as the following inverse Fourier transform:

$$BAR = \frac{1}{F} [H(f)AY(f)], \tag{3}$$

where  $Y(f)$  is the Fourier transform of the air pressure time series. The absolute values  $|H(f)|$  of the transfer function represent the amplitude response of the groundwater level to the air pressure as a function of frequency. An almost constant amplitude response is typical for both the VS-3 and V-28 wells at low and intermediate frequencies (Fig. 4). Nevertheless, at higher frequencies (between approximately 3.0 and 12.0 cpd) the



**Fig. 4.** The amplitude response (a and c) and phase response (b and d) of the water well level to the air pressure as a function of frequency.

amplitude response is considerably less stable. For the VS-3 well it is generally higher, with maximum values between 4.0–4.5 mm/hPa in the frequency range 4.0–8.0 cpd. For the V-28 well the amplitude response reaches the maximum of 6.8 mm/hPa at 3.9 cpd and then it gradually decreases.

The phase lags between the groundwater level and the air pressure variations as a function of frequency (Fig. 4) are given by the argument  $\arg(H(f))$  of the transfer function. For the VS-3 well, the phase lags are relatively stable at different frequencies, reaching the value  $170 \pm 6^\circ$ . For the V-28 well a general increase is observed in the frequency range 3.5–12.0 cpd. At frequencies lower than 3.2 cpd, the phase lag is almost constant, reaching the value of  $173 \pm 1^\circ$ . The relative stability of the amplitude and phase response beginning at subtidal frequencies indicates the high degree of confinement of the observed aquifers with the overlying rocks. Lower values of phase lags at higher frequencies (up to 3.5 cpd) in the V-28 well can be explained as inertial effects of groundwater flow from/to the well (see, e.g., *Quilty and Roeloffs, 1991; Igarashi and Wakita, 1991*).

#### 4.2. Tidal Response of Groundwater Level

The tidal constituent of the groundwater level signal was determined from the tidal analysis of the high-frequency component of the air pressure corrected data *HFC*. The



tidal analysis was carried out for five main wave groups (O1, K1, N2, M2, S2) according to Tamura's (1987) development with 1200 waves, using a modified ETERNA 3.0 program (Wenzel, 1993). The global tidal model of an ellipsoidal, rotating, elastic and oceanless Earth "Wahr-Dehant-Zschau", considering the imperfect elasticity of the Earth's mantle, was used (for details see Wahr, 1981; Dehant, 1987; Zschau and Wang, 1981). Based on this model, theoretical values of the volume tidal strain were calculated in order to determine the amplitude factors and phase differences between the theoretical and observed tidal waves. The tidal constituent *TID* represents the sum of all tidal waves in the frequency range of 10.822–32.743 deg/h, whose frequencies are given by the used tidal model, and the amplitudes  $A_o$  and phases  $\Phi_o$  are calculated using the formulae:

$$A_o = A_m F_A, \quad (4)$$

$$\Phi_o = A_m + D_f, \quad (5)$$

where  $A_m$  and  $\Phi_m$  are the amplitudes and phases of the model values of volume tidal strain,  $F_A$  is the amplitude factor, and  $D_f$  is the phase difference calculated for each analysed wave group. The expression for the tidal constituent *TID* is then given by:

$$TID(t) = \sum_{i=286}^{1121} A_{oi} (\cos f_i t + \Phi_{oi}), \quad (6)$$

where  $t$  is time in hours,  $f$  is the frequency of the wave and  $i$  is the order of the wave according to the Tamura's development. Since we use only the waves from the above mentioned frequency range in the *TID* constituent, index  $i$  in Eq.(6) ranges from 286 to 1121.

The results of tidal analyses are listed in Tables 1 and 2. Analogous to the barometric response, amplitudes of all the five tidal waves are somewhat higher in the V-28 well. The maximum variations are induced in both wells by the semi-diurnal M2 wave with the frequency of 28.984 deg/h. The phase differences of tidal groundwater level variations are relatively low compared to the model values of volume tidal strain; however, a relatively high error of the estimate must be taken into account (Tables 1 and 2). The phase differences fall within the range of approximately  $\pm 30^\circ$  (i.e.,  $\pm 2$  hours). The negative values of the phase difference indicate a lag of the observed tidal variations of groundwater level behind the theoretical values of the relative volume tidal strain, whereas the positive values indicate that the observed values precede the theoretical ones.

## 5. DETERMINATION OF ELASTIC PROPERTIES OF THE AQUIFERS

According to Rice and Cleary (1976), there are four main elastic parameters governing the response of the porous rock saturated with a compressible fluid to stress or pore pressure changes. These parameters are the shear modulus  $G$ , the Poisson ratio for drained ( $\nu$ ) and undrained ( $\nu_u$ ) conditions, and the Skempton ratio  $B$ . Comprehensive treatment of all these poroelastic variables can be found together with bellow stated Eqs.(7)–(13) in

**Table 1.** Results of tidal analysis of groundwater level measurements in the VS-3 well.

Tidal Constituent	Period [h]	Frequency [deg/h]	Amplitude		Amplitude Factor [mm/nstr]	Phase Difference [deg]
			Model [nstr]	Observations [mm]		
O1	25.819	13.943	6.794	2.789 ± 0.617	0.411 ± 0.091	25.709 ± 12.666
K1	23.934	15.041	7.113	3.799 ± 0.617	0.534 ± 0.087	13.913 ± 9.317
N2	12.658	28.440	1.325	0.770 ± 0.338	0.581 ± 0.255	-0.204 ± 25.152
M2	12.421	28.984	6.918	4.647 ± 0.338	0.672 ± 0.049	2.460 ± 4.167
S2	12.000	30.000	3.219	2.145 ± 0.338	0.666 ± 0.105	-14.087 ± 9.025

**Table 2.** Results of tidal analysis of groundwater level measurements in the V-28 well.

Tidal Constituent	Period [h]	Frequency [deg/h]	Amplitude		Amplitude Factor [mm/nstr]	Phase Difference [deg]
			Model [nstr]	Observations [mm]		
O1	25.819	13.943	6.794	3.260 ± 0.508	0.480 ± 0.075	18.019 ± 8.926
K1	23.934	15.041	7.113	4.785 ± 0.508	0.673 ± 0.071	-0.316 ± 6.087
N2	12.658	28.440	1.325	1.518 ± 0.335	1.146 ± 0.253	1.066 ± 12.629
M2	12.421	28.984	6.918	6.427 ± 0.335	0.929 ± 0.048	0.720 ± 2.983
S2	12.000	30.000	3.219	2.251 ± 0.335	0.699 ± 0.104	-30.450 ± 8.512

Wang (2000). Nevertheless, in this section we also refer to previously published, mostly original, papers.

When the fluid flow in the reservoir can be neglected, the pore pressure change relative to the volume strain can be estimated according to Rice and Cleary (1976) at:

$$\Delta p = (2GB/3) \left[ (1 + \nu_u) / (1 - 2\nu_u) \right] \Delta \varepsilon, \quad (7)$$

where  $\Delta p$  is the change in reservoir fluid pressure and  $\Delta \varepsilon$  is the change in volume strain in the reservoir (compression is negative). The above stated Eq.(7) enables to determine the response of groundwater level to volume strain of any origin, including the tectonic strain.

Assuming a well to tap an aquifer which is infinite in extent and consists of porous, permeable rocks bounded below and above by impermeable rocks, elastic parameters of the aquifer can be estimated based on the response of the groundwater level to Earth tides and atmospheric pressure (see, e.g., Rojstaczer and Agnew, 1989; Roeloffs, 1996). The response of the groundwater level to Earth tides and air pressure variations is defined by the tidal strain sensitivity  $A_s$ , and the barometric efficiency  $E_b$  (cf., e.g., Roeloffs, 1988):

$$A_s = -\Delta h / \varepsilon_t, \quad (8)$$

$$E_b = -\Delta h / \Delta p_b, \quad (9)$$

where  $\Delta h$  is the water level change,  $\varepsilon_t$  is the volume tidal strain and  $\Delta p_b$  is the change in barometric pressure. As a value of the tidal strain sensitivity  $A_s$ , we take, in accordance

with *Roeloffs (1988)*, *Rojstaczer and Agnew (1989)* or *Roeloffs (1996)* the amplitude factor  $F_A$  for the M2 wave, estimated by means of the tidal analysis (cf. Tables 1 and 2). This way, we obtain  $A_s = 0.67$  mm/nstr for the VS-3 well and  $A_s = 0.93$  mm/nstr for the V-28 well.

The barometric efficiency  $E_b$  was estimated based on the frequency-dependent complex transfer function  $H(f)$  between atmospheric pressure and water level data (cf. Section 4). For the value of  $E_b$  used in Eq.(9), we adopted the maximum of the quasi-constant course of the amplitude response at lower periods. Hereby, we obtain  $E_b = 3.6$  mm/hPa for the VS-3 well and 6.0 mm/hPa for the V-28 well. Uncertainty of these values expressed by the standard deviation yields 0.04 mm for the VS-3 well and 0.12 mm for the V-28 well.

Once we determined the tidal strain sensitivity  $A_s$  and the barometric efficiency  $E_b$ , we can obtain the Skempton ratio  $B$  according to *Rojstaczer and Agnew (1989)* or *Igarashi and Wakita (1991)* as:

$$B = \frac{\rho g A_s \beta}{1 + \rho g A_s (\beta - \beta_u)}, \tag{10}$$

where  $\rho = 1.0 \times 10^3$  kg/m<sup>3</sup> is water density,  $g = 9.8$  m/s<sup>2</sup> is the acceleration of gravity,  $\beta$  is the drained matrix compressibility and  $\beta_u$  the undrained compressibility. Adopting the values of  $\nu = 0.25$  and  $\nu_u = 0.3$ , we derived  $\beta$  and  $\beta_u$  solving the system of the two following equations from *Rojstaczer and Agnew (1989)* and *Kümpel (1991)*:

$$\beta = \frac{1 - E_b}{E_b} \left( \frac{3}{2\rho g A_s (1 + \nu)} - \beta_u \right), \tag{11}$$

$$\beta_u = \frac{(1 - 2\nu_u)(1 + \nu)}{(1 - 2\nu)(1 + \nu_u)} \beta \tag{12}$$

Eventually, the shear modulus  $G$  was obtained based on parameters  $\beta$  and  $\nu$  (e.g., *Kopylova and Boldina, 2006*):

$$G = \frac{3(1 - 2\nu)}{2\beta(1 + \nu)}. \tag{13}$$

**Table 3.** Elastic parameters of observed aquifers estimated from the response of the water well level to Earth tides and atmospheric pressure. Uncertainty of  $B$ ,  $G$ ,  $\beta$  and  $\beta_u$  parameters can be expressed using the  $\Delta h_m/\Delta h_{obs}$  ratio (see Tables 4 and 5), which yields approx. 8% for the VS-3 well and 16% for the V-28 well.

Well	$A_s$ [mm/nstr]	$E_b$ [mm/hPa]	$\beta$ [ $10^{-10}$ Pa <sup>-1</sup> ]	$\beta_u$ [ $10^{-10}$ Pa <sup>-1</sup> ]	$G$ [ $10^{10}$ Pa]	$B$
VS-3	$0.67 \pm 0.05$	$3.6 \pm 0.04$	1.370	1.054	0.438	0.747
V-28	$0.93 \pm 0.05$	$6.0 \pm 0.12$	0.587	0.452	1.022	0.476

**Table 4.** VS-3 well - comparison of the model values of tidal water level fluctuation  $\Delta h_m$  derived on the basis of Eq.(7) with the observed values of the tidal water level fluctuation  $\Delta h_{obs}$  derived from the tidal analysis.  $\Delta \varepsilon_t$  is the theoretical volume tidal strain in the area of the observation wells.

Tidal Wave	$\Delta \varepsilon_t$ [nstr]	$\Delta h_m$ [mm]	$\Delta h_{obs}$ [mm]	$\Delta h_m/\Delta h_{obs}$
O1	6.794	3.001	2.789	1.076
K1	7.113	4.088	3.799	1.076
N2	1.325	0.828	0.770	1.076
M2	6.918	5.000	4.647	1.076
S2	3.219	2.308	2.145	1.076

**Table 5.** The same as in Table 4, but for the V-28 well.

Tidal Wave	$\Delta \varepsilon_t$ [nstr]	$\Delta h_m$ [mm]	$\Delta h_{obs}$ [mm]	$\Delta h_m/\Delta h_{obs}$
O1	6.794	3.772	3.260	1.157
K1	7.113	5.538	4.785	1.157
N2	1.325	1.757	1.518	1.157
M2	6.918	7.437	6.427	1.157
S2	3.219	2.605	2.251	1.157

The resulting elastic parameters, tidal strain sensitivity  $A_s$  and barometric efficiency  $E_b$  are listed in Table 3. Introducing now the parameters  $B$ ,  $G$  and  $\nu_u$  into Eq.(7), we obtain the resulting response of water level to the volume strain as  $\Delta h = 0.72$  mm/nstr for the VS-3 well and  $\Delta h = 1.08$  mm/nstr for the V-28 well.

Although the values of  $B$ ,  $G$ ,  $\beta$  and  $\beta_u$  are generally acceptable for sedimentary rocks, it must be taken into account that the obtained values are only rough estimates. Therefore, we tested the accuracy of the estimate of  $G$  and  $B$  by the calibration of Eq.(7), based on the substitution of theoretical values of the volume tidal strain as  $\Delta \varepsilon$ . Then, we compared the resulting model values of the pore pressure change converted to the water level change as  $\Delta h_m = \Delta p/(\rho g)$  with tidal fluctuations of the groundwater level determined by the tidal analysis ( $\Delta h_{obs}$ ). The calculated  $\Delta h_m/\Delta h_{obs}$  ratios (see Tables 4 and 5) are surprisingly low, which indicates a satisfactory degree of accuracy of the estimate of  $G$  and  $B$  parameters. The  $\Delta h_m/\Delta h_{obs}$  ratio yielded 1.076 for the VS-3 well and 1.157 for the V-28 well.

The differences between the model and observed tidal water level fluctuation can be explained by the fact that the real values of the volume tidal strain in the area of the observation wells are not known. In Eq.(7), only the theoretical values resulting from the global tidal model of the Earth are used as  $\Delta \varepsilon$ , and the local conditions are not considered. Nevertheless, it must be pointed out that there are some alternative methods of estimating

the local Earth tide strain. For example *Masterlark et al. (1999)* provide a method of tidal strain estimate based on autoregression analyses of the pore pressure time series data.

## 6. EARTHQUAKE-RELATED GROUNDWATER LEVEL CHANGES

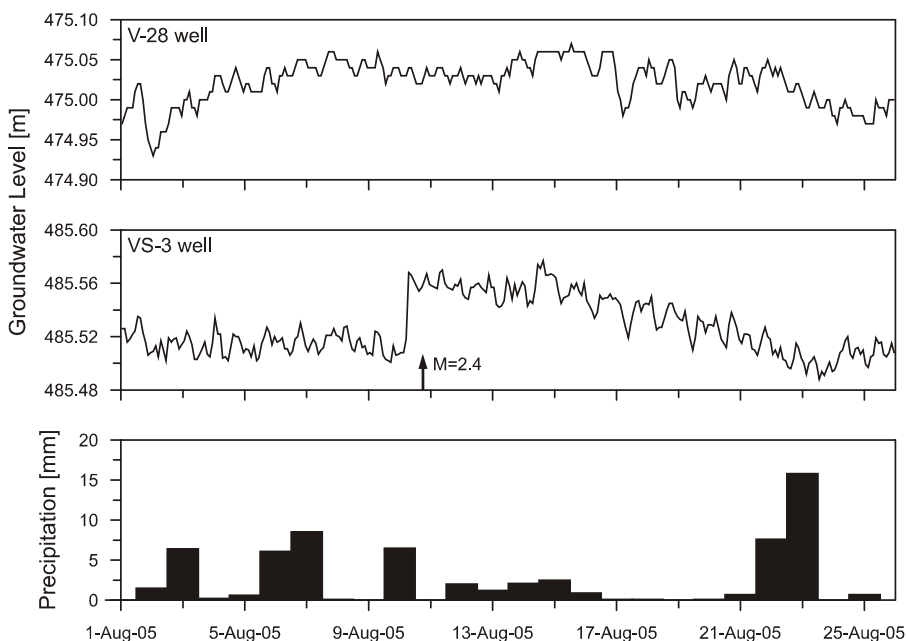
From 1998, when the automatic monitoring of the VS-3 and V-28 wells was started, were observed two distinct precursory groundwater level changes associated with two earthquakes, relatively strong for the given region. The earthquakes were recorded on August 10, 2005 at 18:54:34 UTC ( $M = 2.4$ ) and on October 25, 2005 at 10:51:57 UTC ( $M = 3.3$ ). Focal mechanisms of both earthquakes could not be estimated, due to the limited number of local seismic stations in the studied area. Both events were accompanied by several weak shocks (Table 6). Nevertheless, the first foreshock before the August 10 main event does not precede the water level anomaly, and the October 25 main event was not accompanied by any foreshocks, only by a series of five aftershocks. The observed anomalous groundwater level changes can be therefore considered to be the earthquakes' precursors. The precursory changes were recorded in the VS-3 well only, and had the character of a sudden step-like water level rise. These anomalous steps were not followed by any detectable co-seismic or post-seismic water level variations (Figs. 5 and 6).

Other earthquakes recorded between the years 1998 and 2005 (see Fig. 7 for positions of epicentres) were not accompanied by similar anomalous groundwater level response. Selected parameters of seismic events recorded during this period are listed in Table 6. These data indicate that the August 10, 2005 and the October 25, 2005 events are 1–4 orders of the seismic energy higher than the other seismic events, which explains the lack of the precursory water level change before the rest of earthquakes recorded since 1998.

The parameters of the observed precursory groundwater level changes listed in Table 7 indicate the existence of a possible relation between the earthquake magnitude and the amplitude and the lead time of the anomaly. The stronger October 2005 earthquake was preceded by an anomaly with the amplitude 2.5 times higher, and the lead time of the

**Table 6.** Parameters of seismic events recorded in the period 1998–2005 in the area of the HPFZ.  $N$  - number of seismic events,  $M$  - magnitude of the main event,  $d$  - distance between the epicentre of the main event and the VS-3 well,  $E$  - seismic energy of the whole group derived according to *Tobyáš and Mittag (1991)* as  $\log E = 1.2 + 2.0 M$ , [N, E] - coordinates of the main event.

Group of Events	$N$	$M$	$d$ [km]	$E$ [J]	Coordinates of the Main Event
E1: Jun 24, 1999	1	2.2	14.9	$3.98 \times 10^5$	50.49°N, 16.06°E
E2: Sep 5, 1999	1	1.0	12.6	$1.58 \times 10^3$	50.51°N, 16.07°E
E3: Dec 2–5, 2003	15	1.7	21.7	$4.33 \times 10^4$	50.43°N, 16.04°E
E4: Aug 10, 2005	24	2.4	11.3	$1.05 \times 10^6$	50.59°N, 16.16°E
E5: Oct 25, 2005	6	3.3	16.8	$6.31 \times 10^7$	50.47°N, 16.07°E
E6: Nov 7, 2005	1	1.3	12.6	$6.31 \times 10^3$	50.50°N, 16.13°E



**Fig. 5.** Pre-seismic water level change recorded in the VS-3 well before the August 10, 2005 earthquake. The groundwater level is plotted against the precipitation daily amounts and the water level in the V-28 well. The air pressure-corrected water level data are shown.

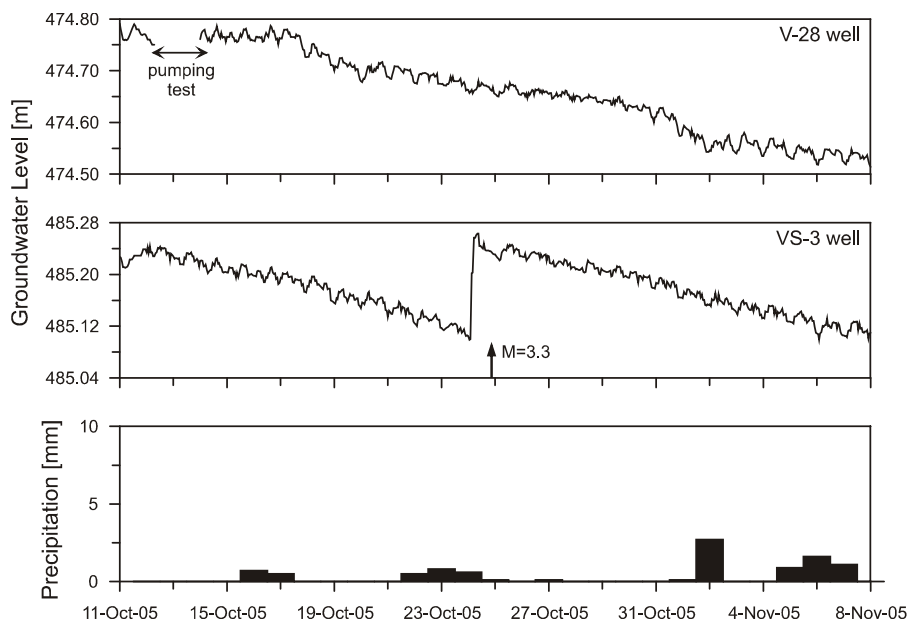
anomaly occurrence was more than two times longer. These relationships have, however, no statistical significance for the presence, because we do not dispose of any other examples of the precursory groundwater level changes.

Assuming the fact that the precursory water level changes are the results of the pre-seismic volume crustal strain, we can calculate the magnitude of this strain in the area of the VS-3 well adapting Eq.(7) in the following way:

$$\Delta\varepsilon = -\frac{3 \Delta p(1-2\nu_u)}{2 GB(1+\nu_u)}. \quad (14)$$

Since the precursory response has the form of a water level rise, the corresponding strain is considered to be a compression (see, e.g., *Roeloffs, 1988*). The values of the precursory strain derived from Eq.(14) and listed in Table 7 seem to be rather high. We therefore used the empirical formula of *Dobrovolsky et al. (1979)* to obtain the rough estimate of the precursory strain given only as a function of magnitude and epicentral distance. For earthquakes with magnitude  $M < 5$ , it holds:

$$\Delta\varepsilon_e = \left( \frac{10^{0.5M-3.06}}{d} \right), \quad (15)$$



**Fig. 6.** Pre-seismic water level change recorded in the VS-3 well before the October 25, 2005 earthquake. The groundwater level is plotted against the precipitation daily amounts and the water level in the V-28 well. The air pressure-corrected water level data are shown.

where  $\Delta\varepsilon_e$  is the precursory strain and  $d$  is the epicentral distance in kilometres. The theory of *Dobrovolsky et al. (1979)* formulates empirical relations between the precursory strain, the earthquake magnitude and the epicentral distance. It assumes that the earthquake precursors are detectable over an area, where the precursory strain exceeds the value of  $\Delta\varepsilon_{te} = 10^{-8}$ . The relations resulting from this theory are used when studying the earthquake-related groundwater level changes, e.g., by *Kissin et al. (1996)* or *Montgomery and Manga (2003)*. Nevertheless, we have to point out that the estimate of earthquake precursory strain based on Eq.(15) doesn't take into account some important parameters like focal mechanism or heterogeneities in the Earth's crust.

The values of precursory strain calculated from Eq.(15) are considerably lower than the values derived from the precursory water level change (cf. Table 8). The precursory strain is  $\Delta\varepsilon_{te} = 1.823 \times 10^{-9}$  for the August 2005 earthquake and  $\Delta\varepsilon_{te} = 1.242 \times 10^{-8}$  for the October 2005 earthquake. Introducing these values into Eq.(7), we obtain the corresponding water level changes (cf. Table 8). For the October 2005 earthquake, the simulated water level changes in both wells are about 1 cm, which corresponds to the resolution of the used water level sensors. In August 2005, the simulated precursory changes are lower than 2 mm and thus potentially undetectable. In analogy with *Igarashi and Wakita (1991)*, *Kissin et al. (1996)* or *Grecksch et al. (1999)*, we come to the conclusion that the amplitudes of the observed earthquake-induced groundwater level anomalies are considerably higher than the amplitudes derived from theoretical volume

**Table 7.** Precursory groundwater level changes in the VS-3 well preceding the August 2005 and October 2005 seismic events;  $d$  - epicentral distance,  $\Delta h_e$  - preseismic water level rise,  $\Delta t_e$  - time of the origin of the anomaly before the earthquake,  $\Delta \varepsilon_t$  - precursory deformation (compression) in the area of the VS-3 well estimated from the water level change.

Earthquake	$d$ [km]	$\Delta h_e$ [cm]	$\Delta t_e$ [hours]	$\Delta \varepsilon_t$
Aug 10, 2005	11.3	+6.0	11–15	$8.302 \times 10^{-8}$
Oct 25, 2005	16.8	+15.0	32–29	$2.075 \times 10^{-7}$

**Table 8.** Model values of the water level response  $\Delta h_m$  to the precursory volume strain  $\Delta \varepsilon_{te}$  calculated on the basis of Eq.(15).

Seismic Event	$\Delta \varepsilon_{te}$	$\Delta h_m$ [cm]	
		VS-3	V-28
Aug 10, 2005	$1.823 \times 10^{-9}$	0.13	0.20
Oct 25, 2005	$1.242 \times 10^{-8}$	0.90	1.34

strain caused by the earthquake. This implies that the pre-seismic water-level steps recorded in the VS-3 well cannot be easily explained assuming the presence of homogeneous poroelastic material. Such an interpretation would not explain the lack of the pre-seismic response in the V-28 well, which has the strain sensitivity of approximately 1.5 times higher than the VS-3 well (see Section 5).

## 7. HYDROLOGICAL INTERPRETATION AND DISCUSSION

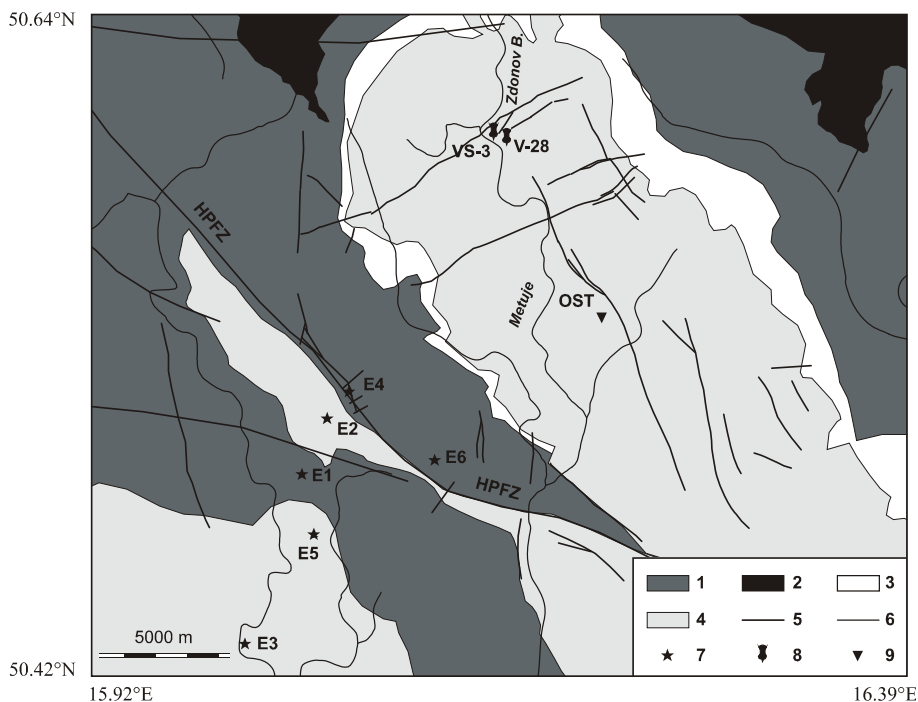
Considering the low theoretical precursory strain related to earthquakes accompanied by the pre-seismic water level anomalies, we are proposing the hypothesis of the origin of precursory events based on the presumption of the existence of a sensitive site, at which the VS-3 well is located. The existence of sensitive sites where unexpectedly high amplitudes of earthquake-related water level changes are observed is supposed by e.g., *King et al. (2006)*, *Kissin et al. (1996)* or *Kümpel (1992)*. In all the three studies, the sensitive sites are characterized as structurally weak zones surrounded by relatively more stiff material, which are often situated near tectonic faults.

We have already mentioned the connection of the VS-3 well with the Cenomanian chert aquifer, which is characterized by high permeability, fracture porosity and well documented regional continuity (see also Section 3.2.). Besides that, *Krásný et al. (2002)* suppose the presence of so-called preferential zones of groundwater flow within the chert aquifer. These zones are represented by a dense system of highly permeable fissures, permitting flow of considerably higher amounts of water, than in the less permeable surrounding material. The transport velocity of water within the preferential zones is also substantially higher. Using a numerical model of the groundwater flow, *Krásný et al.*



(2002) estimated the transport velocity at max. 15 m/day within the preferential zones and at 0.1 m/day outside the preferential zones - in less fractured silicites.

Formulating now the hypothesis on the VS-3 well as a sensitive site, we must presume the connection of the well with a preferential zone in the chert aquifer. Its presence in the area of the well can be a result of the more intensive fracturing of the aquifer in the neighbourhood of tectonic dislocations running near the well (see Fig. 7). Hereby, the observed pre-seismic anomalies can be considered to be a result of modification, most probably the compression, of preferential zones in the chert aquifer. The compression resulted in the lowering of the volume of fluid-filled fractures of the preferential zone and the consequent well water level rise. With respect to the regional continuity of the aquifer, a hydraulic interference can be presumed over longer distances, which enables the transfer of effects of larger deformations taking place closer to the earthquake epicenter. Regarding the low values of the theoretical pre-seismic strain derived for the earthquakes of August 10, 2005 and October 25, 2005, and the estimated strain sensitivity of the VS-3 and V-28 wells, we cannot expect the presence of precursory groundwater level changes



**Fig. 7.** Seismic events recorded in the area of the HPFZ during the period 1998–2005. In case of a sequence of seismic events, only the main event is displayed (geology and fault tectonics after Schenk *et al.*, 1989; Kněžek, unpublished results; Vejlupek, 1990 and Tásler, 1995). 1 - Permian and Carboniferous sediments, 2 - Permian volcanics, 3 - Triassic sediments, 4 - Cretaceous sediments, 5 - tectonic faults, 6 - streams, 7 - epicentres of earthquakes listed in Table 6, 8 - observation wells, 9 - seismic station.

unless the observation well is connected to a sensitive zone. Consequently, the V-28 well, which is not opened to the chert series, can be used as a suitable reference object for the identification of anomalous groundwater level changes induced by the weak local seismicity in the area of the Hronov-Poříčí Fault Zone.

Interpretation of the anomalous groundwater level changes observed before the August and October 2005 earthquakes considering the response of the fluid-filled fissure systems of the chert series to the compressive strain is consistent with the general conceptions of the stress conditions in the area of the HPFZ (see Section 2). The compressive strain tendencies perpendicular to the HPFZ are presumed by *Vyskočil (unpublished results)* or *Kontny (2004)*. The compressive strain can also explain the pre-seismic uplifts across the HPFZ, reported by *Vyskočil (1988)*. Relatively rare for the precursory groundwater level changes is the sharp step-like character of the observed anomalies. This type of short-time precursory phenomena recorded within a time span of hours before an earthquake is often explained by aseismic creep-like movements (see, e.g., *Rikitake, 1975*). Similarly *Lorenzetti and Tullis (1989)* anticipated that the pre-seismic strain increases steeply within a few minutes to a month before the earthquake, which is caused by accelerating aseismic slip. Some examples of the step-like precursory groundwater level changes were reported by *Kissin et al. (1996)*. The authors explain these changes by the aseismic movements in the near fault zone as well. In agreement with the above mentioned opinions, we regard the pre-seismic creep movements in the fracture system of the HPFZ as the primary cause of the precursory groundwater level changes recorded in the VS-3 well. Nevertheless, we do not dispose of any direct evidence of the pre-seismic creep movements along the HPFZ. To confirm the above proposed conception of the origin of the hydrologic earthquake precursors it would be necessary to correlate the water level records with the data providing direct information on fault displacement (see, e.g., *Roeloffs et al., 1989*; *Rudnicki et al., 1993*).

## 8. CONCLUSIONS

Analysis of continuous groundwater level data from two experimental wells situated in the area of weak intraplate seismicity on the NE margin of the Bohemian Massif yielded the following main conclusions:

1. Water level fluctuation in both wells exhibits, in spite of the relatively low instrumental resolution (1 cm), well apparent response to tidal and barometric loading. Both the tidal response and the barometric response reach somewhat higher amplitudes in the V-28 well. Based on the response of the groundwater level to tidal and barometric effects, selected elastic parameters of the observed aquifers were derived: the shear modulus  $G$ , the Skempton ratio  $B$ , the drained matrix compressibility  $\beta$  and the undrained compressibility  $\beta_u$ . Based on these parameters and assuming the homogeneous poroelastic material, we estimated the sensitivity of both wells to the changes in the crustal volume strain at 0.72 mm/nstr for the VS-3 well and 1.08 mm/nstr for the V-28 well using the method of *Rice and Cleary (1976)*.
2. In connection with the earthquakes of August 10, 2005 ( $M = 2.4$ ,  $d = 11.3$  km) and October 25, 2005 ( $M = 3.3$ ,  $d = 16.8$  km), we observed pre-seismic step-like water

level rises in the VS-3 well. The first anomalous precursory change reaching the amplitude of +6 cm was observed 11–15 hours prior to the August 10 seismic event. The second precursory change with the amplitude of +15 cm was recorded 32–29 hours prior to the October 2005 event.

3. Amplitudes of the recorded precursory changes are several times higher than the expected values corresponding to the theoretical precursory crustal strain derived by the method of *Dobrovolsky et al. (1979)*. We therefore presume that the pre-seismic water level steps recorded in the VS-3 well cannot be easily explained assuming the presence of homogeneous poroelastic material. Such an interpretation would not explain the lack of the pre-seismic response in the V-28 well, which has the strain sensitivity approximately 1.5 times higher than the VS-3 well.
4. The origin of precursory events recorded in the VS-3 well is herein explained by its connection with preferential zones of groundwater flow, which are represented by a dense system of highly permeable fissures in the Cenomanian chert aquifer. The pre-seismic water level rise can be then interpreted as a result of compression of these zones, which are, due to their regional continuity, supposed to transfer the effects of larger deformations taking place more closely to the earthquake's epicenter. Pre-seismic creep movements in the fracture system of the HPFZ can be regarded the primary source of the compression causing the precursory groundwater level changes.

The results of the analysis of the relations between groundwater level changes and the local seismicity in the area of the HPFZ show that the anomalous response to the weak earthquakes with magnitude  $M < 3.5$  is observable only at sensitive sites, determined by the presence of structurally weak zones. Such an example is the VS-3 well, which is presumed to be connected with fracture systems of the preferential zones of groundwater flow in the chert aquifer. On the other hand, the V-28 well, which is not opened to the chert aquifer and therefore not expected to have any response to weak local earthquakes, can be used as a suitable reference object for the identification of anomalous seismic-induced groundwater level changes in the VS-3 well.

*Acknowledgements:* This study has been supported by the Czech Science Foundation (project No. 205/05/H020 and 205/09/1244) and by the Ministry of the Environment project No. 0002071101. We would especially like to thank Jan Kašpárek for the servicing and maintenance of the hydro-meteorological station Bučnice.

#### *References*

- Bankwitz P., Schneider G., Kämpf H. and Bankwitz E., 2003. Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *J. Geodyn.*, **35**, 5–32.
- Biely A., Buday T., Dudek A., Fusán O., Kodým O., Kopecký L., Kuthan M., Malkovský M., Matějka A., Sattran V. and Svoboda J., 1968. *Tectonic Map of the Czechoslovakia*. ÚÚG, Prague (in Czech).
- Chadha R.K., Pandey A.P. and Kümpel H.J., 2003. Search for earthquake precursors in well water levels in a localized seismically active area of reservoir triggered earthquakes in India. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL0116694.

- Cymerman Z., 2004. *Tectonic Map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1:200 000*. Polish Geological Institute, Warszawa, Poland.
- Dehant V., 1987. Tidal parameters for an inelastic Earth. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **49**, 97–116.
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I. and Miachkin V.I., 1979. Estimation of the size of earthquake preparation zones. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1025–1044.
- Fischer T. and Horálek J., 2000. Refined locations of the swarm earthquakes in the Nový Kostel focal zone and spatial distribution of the January 1997 swarm in western Bohemia, Czech Republic. *Stud. Geophys. Geod.*, **44**, 210–226.
- Fischer T., 2003. The August–December 2000 earthquake swarm in NW Bohemia: the first results based on automatic processing of seismograms. *J. Geodyn.*, **35**, 59–81.
- Fischer T. and Michálek J., 2008. Post 2000-Swarm Microearthquake Activity in the Principal Focal Zone of West Bohemia/Vogtland: Space-Time Distribution and Waveform Similarity Analysis. *Stud. Geophys. Geod.*, **52**, 493–511.
- Gavrilenko P., Melikadze G., Chelidze T., Gibert D. and Kumsiashvili G., 2000. Permanent water level drop associated with the Spitak Earthquake: observations at Lisi Borehole (Republic of Georgia) and modelling. *Geophys. J. Int.*, **143**, 83–98.
- Geissler W.H., Kampf H., Kind R., Brauer K., Klinge K., Plenefisch T., Horálek J., Zedník J. and Nehybka V., 2005. Seismic structure and location of a CO<sub>2</sub> source in the upper mantle of the western Eger (Ohře) Rift, central Europe. *Tectonics*, **24**, Art. No. TC5001.
- Grecksch G., Roth F. and Kumpel H.J., 1999. Coseismic well-level changes due to the 1992 Roermond earthquake compared to static deformation of half-space solutions. *Geophys. J. Int.*, **138**, 470–478.
- Igarashi G. and Wakita H., 1990. Groundwater radon anomalies associated with earthquakes. *Tectonophysics*, **180**, 237–254.
- Igarashi G. and Wakita H., 1991. Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells. *J. Geophys. Res.*, **96(B3)**, 4269–4278.
- Jetel J. and Rybářová L., 1979. *Mineral Waters of East Bohemian Province*. Central Geological Office, Prague, Czech Republic (in Czech).
- Kárník V., Schenková Z. and Schenk V., 1984. Earthquake activity in the Bohemian Massif and in the Western Carpathians. *Travaux Géophysiques*, **29**, 9–33.
- Kárník V., Michal E. and Molnár A., 1958. Catalog of earthquakes in Czechoslovakia by the year 1956. *Travaux Géophysiques*, **69**, 411–598 (in German).
- King C.I., Zhang W. and Zhang Z., 2006. Earthquake-induced groundwater and gas changes. *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 633–646.
- Kissin I.G., 1982. *Earthquakes and Groundwater*. Nauka, Moscow, Russia (in Russian).
- Kissin I.G. and Grinevsky I.G., 1990. Main features of the hydrogeodynamic earthquake precursors. *Tectonophysics*, **178**, 277–286.
- Kissin I.G., Belikov V.M. and Ishankuliev G.A., 1996. Short-term groundwater level variations in a seismic region as an indicator of the geodynamic regime. *Tectonophysics*, **265**, 313–326.
- Koch U., Heinicke J. and Vossberg M., 2003. Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *J. Geodyn.*, **35**, 108–123.
- Kontny B., 2004. Is the Sudetic marginal fault still active? Results of the GPS monitoring 1996–2002. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **1(3)**, 35–39.
- Kopylova G.N. and Boldina S.V., 2006. Estimation of poro-elastic parameters for a reservoir of groundwater (based on water level observations at YuZ-5 well, Kamchatka). *Volcanology and Seismology*, **2**, 17–28 (in Russian, with English summary).

- Krásný J., Buchtele J., Čech S., Hrkal Z., Jakeš P., Kobr M., Mls J., Šantrůček J., Šilar J. and Valečka J., 2002. Hydrogeology of the Police Cretaceous basin: Optimisation of groundwater development and protection. *Journal of Geological Sciences - Hydrogeology, Engineering Geology*, **22**, 5–100 (in Czech, with English summary).
- Kümpel H.J., 1991. Poroelasticity: parameters reviewed. *Geophys. J. Int.*, **105**, 783–799.
- Kümpel H.J., 1992. About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. *Tectonophysics*, **211**, 317–336.
- Leonardi V., Arthaud A., Tovmassian A. and Karakhanian A.S., 1997. Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): Attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies. *Tectonophysics*, **273**, 293–316.
- Lorenzetti E. and Tullis T. E., 1989. Geodetic predictions of a strike-slip fault model: implications for intermediate- and short-term earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **94**(B9), 12343–12361.
- Lyubushin A.A. and Latynina A.L., 1994. Compensating meteorological disturbances in strain monitoring. *Izv.-Phys. Solid Earth*, **29**, 292–296.
- Lyubushin A.A., 1994. Multidimensional analysis of time series for a geophysical monitoring systems. *Izv.-Phys. Solid Earth*, **29**, 297–301.
- Masterlark T., Wang H., Chan L. and Che Y., 1999. Coseismic pore pressure response estimated from tidal band prediction error filtering. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **89**, 1439–1446.
- Montgomery D.R. and Manga M., 2003. Streamflow and water well responses to earthquakes. *Science*, **300**(5628), 2047–2049.
- Procházková D., Dudek A., Misař Z. and Zeman J., 1986. *Earthquakes in Europe and their Relation to Basement Structures and Fault Tectonics*. Academia, Prague, Czech Republic, 80 pp.
- Pertsev B.P., 1959. About the registration of the drift of zero when observing the elastic Earth tides. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seria Geofyzicheskaya*, **4**, 547–548 (in Russian).
- Quilty E. and Roeloffs E., 1991. Removal of barometric pressure response from water level data. *J. Geophys. Res.*, **96**(B6), 10209–10218.
- Rice J.R. and Cleary M.P., 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 227–241.
- Rikitake T., 1975. Earthquake precursors. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **65**, 1133–1162.
- Roeloffs E., 1988. Hydrological precursors of earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 177–209.
- Roeloffs E., 1996. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena. In: Dmowska R. and Saltzman B. (Eds), *Adv. Geophys.*, **37**, 135–195.
- Roeloffs E., Schulz-Burford S., Riley F. and Records A., 1989. Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, **94**(B9), 12387–12402.
- Roeloffs E. and Quilty E., 1997. Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, **149**, 21–60.
- Rojstaczer S. and Agnew D.C., 1989. The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. *J. Geophys. Res.*, **94**(B9), 12403–12411.
- Rudnicki J.W., Yin J. and Roeloffs E., 1993. Analysis of water level changes induced by fault creep at Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, **98**(B5), 8143–8152.
- Scheck M., Bayer U., Volker O., Lamarche J., Banka D. and Pharaoh T., 2002. The Elbe Fault System in the North Central Europe - a basement controlled zone of crustal weakness. *Tectonophysics*, **360**, 281–299.

- Schenk V., Schenková Z. and Pospíšil L., 1989. Fault system dynamics and seismic activity - examples from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. *Geophysical Transactions*, **35**, 101–116.
- Stejskal V., Štěpančíková P. and Vilímek V., 2006. Selected geomorphological methods assessing neotectonic evolution of the seismoactive Hronov-Poříčí Fault Zone. *Geomorphologica Slovaca*, **6**, 14–22.
- Špaček P., Sýkorová Z., Pazdírková J., Švancara J. and Havří J., 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). *Stud. Geophys. Geod.*, **50**, 233–258.
- Tamura Y., 1987. A harmonic development of the tide-generating potential. *Marées Terrestres Bulletin d'Informations*, **99**, 6813–6855.
- Tásler R., 1979. *Geology of the Czech Part of the Intrasudetic Basin*. Academia, Prague, Czech Republic, 292 pp. (in Czech, with English summary).
- Tásler R., 1995. *Geological Map of the Czech Republic 1:50 000, Sheet 04-31 – Meziměstí*. Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic (in Czech).
- Thomas D., 1988. Geochemical precursors to seismic activity. *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 241–266.
- Tobyáš V. and Mittag R., 1991. Local magnitude, surface-wave magnitude and seismic energy. *Stud. Geophys. Geod.*, **35**, 354–362.
- Vejlupek M. 1990. *Geological Map of the Czech Republic 1:50 000, Sheet 04-33 - Náchod*. Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic (in Czech).
- Vyskočil P., 1988. The dynamics of the Hronov-Poříčí seismoactive fault. *Proceedings of the Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography*, **17**, 93–111.
- Wahr J.M., 1981. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **64**, 677–703.
- Wang H.F., 2000. *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA, 287 pp..
- Wenzel H.G., 1993. *ETERNA 3.0, Program Manual, Status August 1st, 1993*. Geodaetisches Institut, Karlsruhe, Germany.
- Woldřich J.N., 1901. Earthquake in the north-eastern Bohemia on January 10, 1901. *Transactions of the Czech Academy of Sciences, Series II*, **10(25)**, 1–33 (in Czech).
- Zschau J. and Wang R., 1981. Imperfect elasticity in the Earth's mantle - implications for Earth tides and long period deformations. In: Kuo J.T. (Ed.), *Proceedings of the 9th International Symposium on Earth Tides*, New York, USA, 605–629.