

**Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav geologie a paleontologie**



**Rekonstrukce sedimentárních procesů a prostředí  
v třenickém souvrství a distribuce bentických  
společenstev  
(spodní ordovik, západní část pražské pánve)**

**Diplomová práce**

Tomáš Hroch

**Vedoucí diplomové práce: Doc. RNDr. Petr Kraft CSc, Mgr. Michal Rajchl,**

2006

**Prohlašuji, že jsem na diplomové práci pracoval samostatně, pouze za pomoci svého školitele, a že jsem všechny použité prameny řádně citoval**

**V Praze dne 7. 5. 2006**

.....

## **Poděkování**

Rád bych na tomto místě poděkoval všem, kteří mně s touto prací pomohli, především Petru Kraftovi a Michalu Rajchlovi za věnovaný čas, cenné rady a podněty při vedení diplomové práce. Děkuji také Z. Táborskému a F. Veselovskému za pomoc při analýze a separaci těžkých minerálů. Velký dík také patří V. Kachlíkovi, K. Martínkovi, V. Rappichovi, J. Žákovi, E. Šiftancové a F. Stehlíkovi.

# ABSTRAKT

Diplomová práce se zabývá studiem marinních sedimentárních hornin třenického souvrství (tremadok) spodního ordoviku v západní části pražské pánve náležící do tepelsko-barrandienské oblasti. Cílem práce je vytvořit model sedimentačního prostředí třenického souvrství v západní části pražské pánve.

Na základě faciální, architekturní a paleoproudové analýzy byly zrekonstruovány sedimentární procesy a prostředí třenického souvrství a jeho přímého nadloží (spodní části mílinského a klabavského souvrství). Pomocí analýzy těžkých minerálů byla interpretována provenience klastického materiálu. Z dostupných paleontologických údajů byla provedena analýza distribuce fosilních společenstev v třenickém souvrství.

V rámci faciální analýzy bylo v třenickém souvrství vyčleněno pět litofaciálních asociací se specifickou litologickou charakteristikou a geometrií těles, které představují dílčí sedimentární prostředí.

- 1) Litofaciální asociace **polymiktních slepenců** představuje transgresní sediment.
- 2) Litofaciální asociace **vulkanosedimentárních slepenců** představuje sedimentární záznam úlomkotoků pyroklastického materiálu směřující z přilehlých oblastí budovaných subaerickými vulkanity svrchního kambria do mořského prostředí.
- 3) **Litofaciální asociace litických pískovců** představující záznam systému migrujících subakvatických dun a bouřkových sedimentů pod bází běžného vlnění (v hloubkách odpovídající spodnímu březnímu líci).
- 4) **Litofaciální asociace tufitických pískovců** reprezentuje tělesa turbiditních proudů pyroklastického materiálu. Tyto polohy mohou představovat distální části úlomkotoků reprezentované litofaciální asociací vulkanogenních slepenců.

**5) Litofaciální asociace prachovců a silicítů s vložkami pískovců, která je vázána na přímé nadloží třenického souvrství, představuje záznam sedimentace v proudu, případně záznam distálních tempestitů za nižšího přínosu hrubého klastického materiálu.**

Pomocí interpretovaných sedimentárních procesů a prostředí jednotlivých litofaciálních asociací byl vytvořen idealizovaný model sedimentáčního prostředí třenického souvrství v západní části pražské pánve. Tento model předpokládá prostředí šelfu s dominancí dmutí s převažující sedimentací migrujících dun a tempestitů a občasnými gravitačními proudy směřujícím z přilehlých vulkanických oblastí

Na základě analýzy těžkých minerálů a litologie sedimentů je možné předpokládat tyto zdrojové oblasti klastického materiálu hornin třenického souvrství:

1. svrchnokambrické vulkanity křivoklátsko-rokycanského a strašického pásma;
2. sedimenty podložních stratigrafických jednotek kambria a svrchního proterozoika;
3. Blíže nespecifikovaná oblast krystalinických hornin.

V třenickém souvrství je na poměrně uniformním substrátu vyvinuto málo diverzifikované bentické společenstvo s dominancí linguliformních brachiopodů. Pouze na lokalitě Ouzký u Holoubkova se vyskytuje více deverzifikovanější společenstvo s trilobity, ostnokožci a mechovkami.

# ABSTRACT

This diploma thesis deals with the study of sedimentary marine rocks of the Třenice Formation in the western part of the Prague Basin, which belongs to Teplá–Barrandian area. The aim of this work is to assemble a depositional model of the Třenice Formation.

Sedimentary processes and environments of the Třenice Formation and its close overlying succession (lower parts of the Mílina and Klabava formations) were reconstructed based on facies, facies architecture and paleocurrent analyses. The determination of clastic material sources were based on petrologic characteristics of sedimentary rocks and heavy minerals analyses.

Five main facies associations, which represent different sedimentary processes and environments were defined according lithology and bedforms geometry:

- 1) Facies association of polymictic conglomerates. It is interpreted as transgressive sediments.
- 2) Facies association of volcanic conglomerates. It is interpreted as a sedimentary record of pyroclastic debris flows, which moved from the subaerial Upper Cambrian complexes into marine environment.
- 3) Facies association of lithic sandstones. It is interpreted as a system of subaquatic dunes and tempestites deposited below fairwater wave base.
- 4) Facies association of tuffitic sandstones. It represents a sedimentary record of pyroclastic turbidity flows. This facies association could be derived from pyroclastic debris flows of the facies association of volcanic conglomerates.
- 5) Facies association of siltstone and cherts with sandstone intercalations, which occurs in overlying Mílina and Klabava formations. It is interpreted as product of sedimentation in conditions with lower energy, when sediment supply was reduced. It may be a record of distal tempestites, too.

Based on interpretations of sedimentary processes, environments and paleocurrent analyses, the general model of sedimentary environment of Třenice Formation in western part of Prague Basin was developed. The proposed model displays tide dominated shelf with sedimentation of subaquatic dunes and

tempestites in marine embayment and influenced by episodic pyroclastic gravity flows from volcanic elevations.

Heavy minerals analyses and petrologic features of sedimentary rocks make evidences for three main sources of clastic material:

- 1) The Upper Cambrian volcanic rocks (Křivoklát-Rokycany Complex and Strašice Complex)
- 2) Underlying stratigraphic sedimentary units (Upper Proterozoic and Cambrian).
- 3) Not more closely specified area built by metamorphic rocks area.

Low diversified benthic communities with domination of linguliformean brachiopods prevail in sediments of Třenice Formation. Only a more diversified community with trilobites, bryozoan-like fossils and echinoderms has been recorded in Ouzký near Holoubkov.

# OBSAH

1. Úvod.....	9
2. Regionálně geologické zařazení studované oblasti.....	11
2.1 Vymezení pražské pánve.....	11
2.1.1. Vývoj a litologie pražské pánve	12
2.1.2. Strukturní stavba pražské pánve .....	15
2.2. Charakteristika třenického souvrství.....	16
2.2.1. Vymezení.....	16
2.2.2. Litologie třenického souvrství.....	16
2.2.3. Vulkanismus v třenickém souvrství.....	17
2.2.4. Fauna třenického souvrství.....	18
2.3. Charakteristika ostatních litostratigrafických jednotek svrchního kambria a spodního ordoviku.....	19
2.3.1...Pavlovské souvrství.....	19
2.3.2. Strašický vulkanický komplex.....	20
2.3.3. Křivoklátsko-rokycanský komplex.....	20
2.3.4. Mílinské souvrství.....	21
2.3.5. Klabavské souvrství.....	22
2.3.6. Komárovský komplex.....	22
3. Metodika.....	24
3.1. Faciální analýza.....	24
3.2 Analýza paleoproudů.....	25
3.3 Těžké minerály.....	25
3.4. Analýza distribuce fosilií.....	25
4. Architekturní a litofaciální analýza.....	27
4.1 Litofaciální asociace PF1.....	29
4.2 Litofaciální asociace PF2.....	30
4.3 Litofaciální asociace PM1.....	31
4.4. Litofaciální asociace PM2.....	38
4.5 Litofaciální asociace AP1.....	40



<b>5. Interpretace sedimentačních procesů a prostředí jednotlivých litofaciálních asociací.....</b>	<b>42</b>
5.1 Litofaciální asociace PF1.....	42
5.2 Litofaciální asociace PF2.....	44
5.3 Litofaciální asociace PM1....	44
5.4 Litofaciální asociace PM2.....	48
5.5. Litofaciální asociace AP1.....	49
<b>6. Model sedimentačního prostředí.....</b>	<b>50</b>
<b>7. Analýza těžkých minerálů.....</b>	<b>55</b>
7.1 Kvantitativní analýza.....	55
7.2 Charakteristika jednotlivých těžkých minerálů .....	57
7.3. Interpretace zdrojových oblastí.....	61
<b>8. Analýza distribuce společenstev v třenickém souvrství.....</b>	<b>62</b>
<b>9. Závěr.....</b>	<b>65</b>
<b>10. Literatura.....</b>	<b>67</b>
<b>11. Přílohy.....</b>	<b>71</b>
11.1. Litologické profily.....	72
11.2 Paleoproudová analýza.....	82
11.3 Seznam paleontologických lokalit s nalezenou faunou v třenickém souvrství.....	86

# 1. ÚVOD

Předmětem studia této diplomové práce jsou sedimentární horniny třenického souvrství (ve starším pojetí spodní oddíl krušnohorských vrstev – viz Kettner a Prantl 1948) v západní části pražské pánve, která je součástí teplesko-barrandienské oblasti.

Horniny pražské pánve jsou v pozornosti geologů již téměř dvě stě let. Tento zájem je způsoben především bohatým paleontologickým obsahem spodnopaleozoických sedimentů. Ordovické sedimenty v minulosti poskytly také bohatá ložiska železných rud, která byla v minulosti předmětem intenzivní těžby.

Fosíliemi a stratografií spodnoordovických sedimentů v pražské pánvi se již v 19. století zabýval J. Barrande. Paleontologické výzkumy v první polovině 20. století prováděli C. Klouček, J. Koliha, R. Přibyl, R. Růžička (reference např. Mergl 1994). V druhé polovině 20. století se paleontologickým pracím věnovali např. Vaněk a Přibyl (1969),

J. Kraft (např. 1977). Havlíček publikoval práci (1982) věnovanou rozvoji bentických společenstev v pražské pánvi. Fosilními společenstvy spodního ordoviku se do současnosti zabývá Mergl (1984, 1994, 2002)

Petrografickou charakteristikou krušnohorských vrstev již studoval Lipold (1863), Feistmantel (1879), Krejčí a Feistmantel (1890) a Katzer (1891). Kettner (1916) se zabýval vztahem kambrických vyvřelin a krušnohorských vrstev, vydal práci o jejich petrografii a pro nejspodnější oddíl krušnohorských vrstev zavedl pojem třenické vrstvy. Paleogeografií tremadockého moře studovali Havlíček a Šnajdr (1955). Havlíček v této době také prováděl v pražské pánvi mapovací práce. Poslední práci, která se zabývá složením a vznikem sedimentů třenického a mílinského souvrství publikoval Kukul (1963). Žádná s doposud vydaných prací však neobsahuje podrobnější interpretace sedimentárních procesů a prostředí třenického souvrství.

Hlavním úkolem diplomové práce bylo studium litofacií, sedimentárních textur a architektur těles tvořených sedimenty třenického souvrství a následná interpretace sedimentárních procesů a prostředí vzniku jednotlivých litofaciálních asociací. Dalším úkolem bylo vytvoření celkového modelu sedimentačního prostředí v západní části

pražské pánve v době sedimentace třenického souvrství a na základě analýzy těžkých minerálů určení možných zdrojových oblastí klastického materiálu. Posledním cílem bylo vytvořit z dostupných paleontologických údajů analýzu distribuce fosilních společenstev.

Diplomová práce má dvě části. První část seznamuje s geologickou stavbou studované oblasti a litologickou charakteristikou třenického souvrství a přilehlých litostratigrafických jednotek.

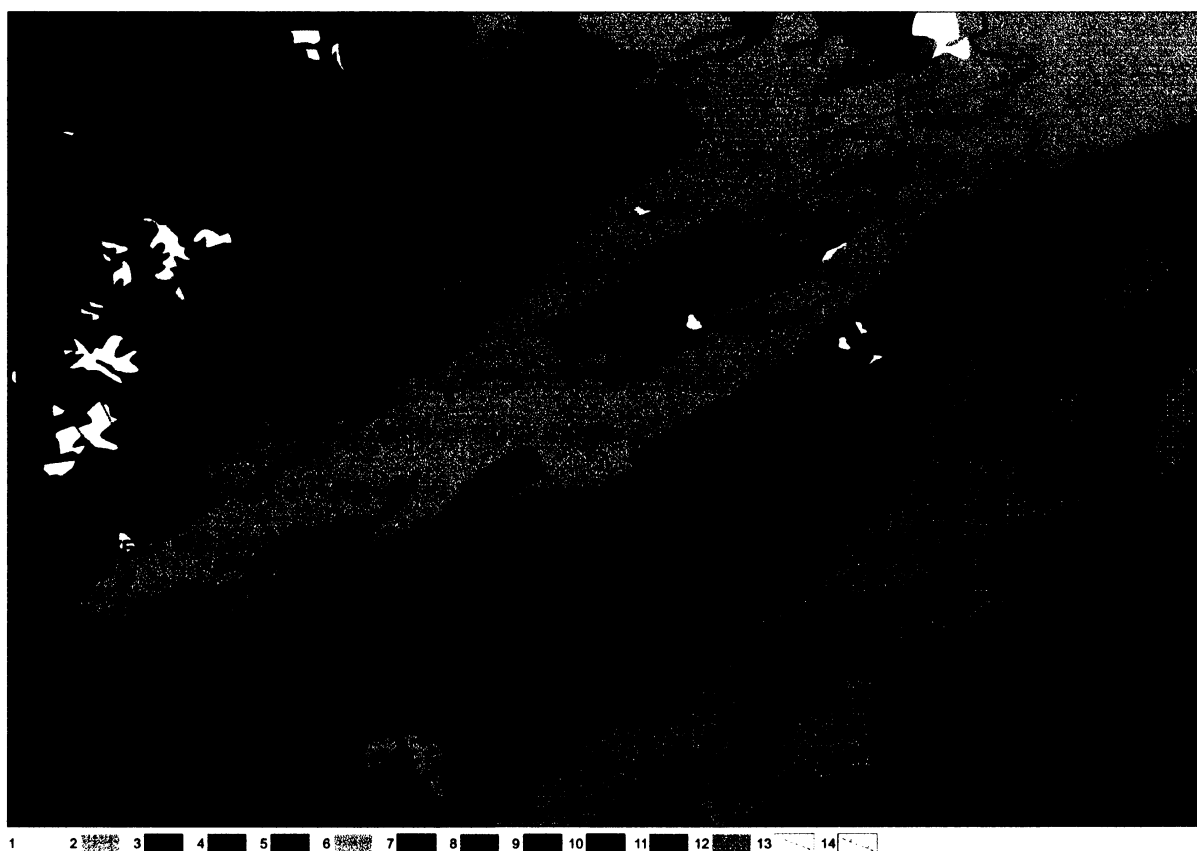
Druhá část se zabývá faciální a architekturní analýzou jednotlivých litofaciálních asociací. Následně jsou uvedeny interpretace sedimentačních procesů a prostředí jednotlivých litofaciálních asociací. Další kapitola pojednává o celkovém modelu sedimentačního a procesů prostředí třenického souvrství v západní části Pražské pánve. Tento model byl vytvořen na základě dílčích interpretací sedimentačních procesů a prostředí. Následuje kvantitativní analýza těžkých minerálů a interpretace zdrojových oblastí klastického materiálu. Poslední kapitola se zabývá distribucí fosilních společenstev v třenickém souvrství.

## 2.REGIONÁLNĚ GEOLOGICKÉ ZAŘAZENÍ

### STUDOVANÉ OBLASTI

#### 2.1 VYMEZENÍ PRAŽSKÉ PÁNVE

Výplň pražská pánve je součástí tepelsko – barrandienské oblasti Českého masivu. Rozprostírá se mezi Starým Plzencem na JZ a Úvaly a Brandýsem nad Labem na SV, kde se noří pod uloženiny svrchní křídy (Havlíček 1981). V současnosti zbývá z



**Obr 2.1:** Přehledná geologická mapa středočeské oblasti. Upraveno podle Kachlíka (Musil 2004)

1 neogénní kontinentální sedimenty, 2 svrchnokřídové kontinentální a mořské sedimenty, 3 svrchnokarbonské a permské kontinentální sedimenty, 4 devonské marinní sedimenty, 5 silurské marinní sedimenty a vulkanity, 6 ordovické marinní sedimenty a vulkanity, 7 svrchnokambrické vulkanické horniny, 8 kambrické kontinentální a mořské sedimenty, 9 proterozoické marinní sedimenty a vulkanity, 10 prevariské plutonity, 11 variské plutonity, 12 proterozoické a paleozoické metasedimenty a metavulkanity ostrovní zóny středočeského plutonu, 13 zlomové linie, 14 významné směrné přesmyky.

pražské pánve denudační relikty s vrstevním sledem mořských sedimentů a vulkanitů od spodního ordoviku (tremadok) do středního devonu (givet). Tato výplň je zvrásněna do složitého synklinoria.

Nejstarší litostratigrafické jednotky vystupují na periférii, nejmladší, silurské a devonské jednotky se nacházejí v centrální části mezi Prahou a Zdicemi (obr 1.1). Spodnoordovické horniny převážně nasedají s úhlovou diskordancí na kralupsko–zbraslavskou a štěchovickou skupinu svrchního proterozoika, v jihozápadní části jsou uloženy po stratigrafickém hiátu na svrchnokambrických sedimentech a vulkanitech (Havlíček a Šnajdr 1955; Chlupáč 2002).

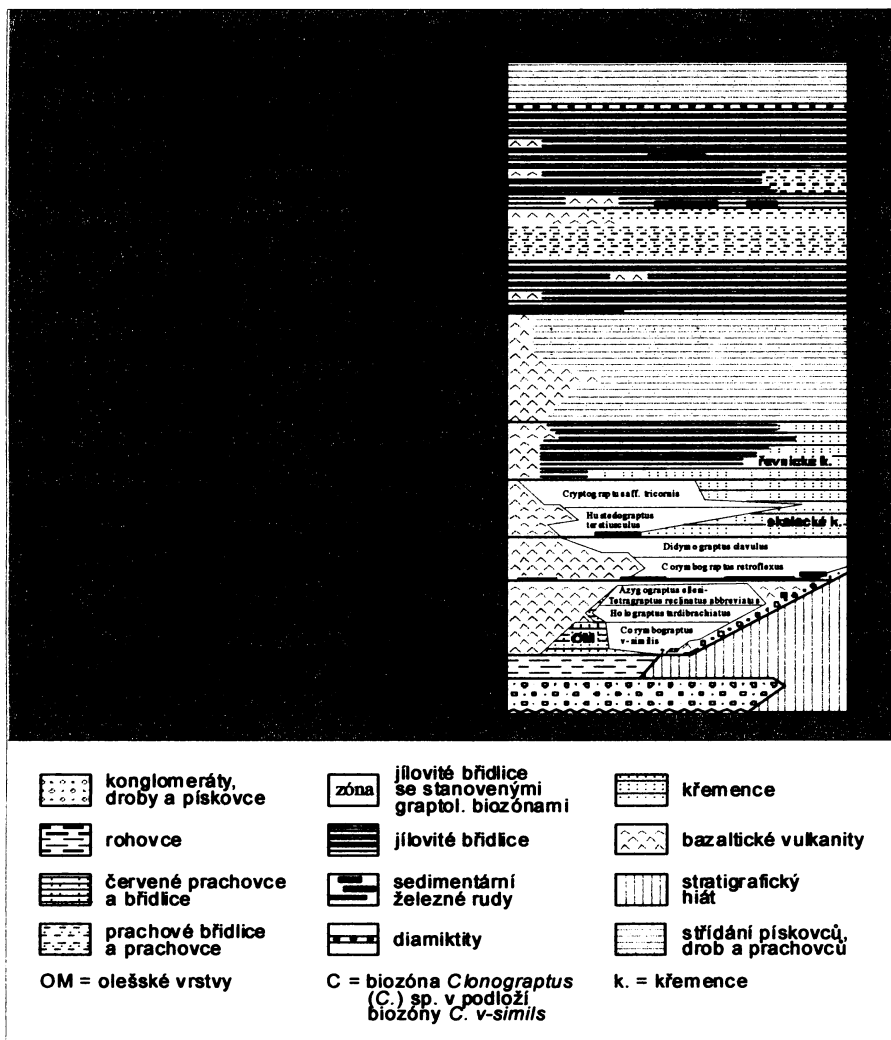
### **2.1.1 Vývoj a litologie pražské pánve**

Pražská pánev je úzká tektonicky predisponovaná lineární struktura riftového charakteru s podélnou osou ve směru ZJZ-VSV (Havlíček 1981). Melichar (2003) se domnívá, že vznik pánve je spjat s východozápadní extenzí, která byla kolmá na severojižně protažený komárovský vulkanický komplex.

Zpočátku (v tremadoku) měla pánev charakter mělkého a úzkého zálivu, kde probíhá sedimentace pískovců drob a slepenců třenického souvrství (Havlíček 1981). Po té došlo k regresní epizodě se sedimentací silicitů s vložkami drob a prachovců mílinského souvrství, které zaujímá menší plošné rozšíření než podložní třenické souvrství (Kettner 1916; Havlíček a Šnajdr 1956; Havlíček 1981, 1982). Kettner (1916), Havlíček a Šnajdr (1957) poukazovali na nepravidelnost a členitost pobřeží tremadockého moře s mnoha poloostrovy a ostrovy budovanými svrchno kambrickými vulkanity. Tyto geomorfologické útvary mohly podle Havlíčka (1981) v pozdějších dobách fungovat jako elevační zóny, na kterých začala sedimentace až v pozdějším období, a které vykazují menší mocnosti svrchnoordovických souvrství.

Během arenigu došlo k diferenciaci pánve na příčné a podélné segmenty s různou mírou subsidence, jejímu rozšíření na jihozápad ke Starému Plzenci a k propojení se sedimentačním prostorem na Rožmitálsku podle jihozápadního okraje brdské elevace (Havlíček 1981). V okrajových partiích pánve v té době sedimentovaly prachovce a jemnozrnné droby (olešenské vrstvy), v osní, hlubší části pánve se usazovaly jílové břidlice (Kukal 1992). Podle komárovského zlomového pásma došlo

od arenigu k výstupu bazaltových láv na mořské dno a vzniku komárovského vulkanického komplexu (viz kapitola 2.3.6). Oblasti s maximální subsidencí nelze v tremadoku pro malou mocnost sedimentů určit. V arenigu se nacházela v centrálním segmentu mezi Mýtem a Rokycanami, v Ilanvirnu se přesunula ve směru podélné osy pánve k východu do oblasti Berouna a Prahy (Havlíček 1981).



Obr2.2: Stratigrafická tabulka ordoviku pražské pánve. Kraft (nepublikováno).

V průběhu sedimentace dobrotivského a libeňského souvrství docházelo k prohlubování pražské pánve, což mělo za následek zvýšení výškového gradientu mezi pánví a okolními oblastmi a vyšší přínos písčitého materiálu (Havlíček a Šnajdr

1957). Obě dvě souvrství jsou vyvinuta ve dvou faciích. Křemenné pískovce (skalecké a řevnické křemence), představují tělesa písčitých bariér okrajových částí pánve (Kukal 1957). Jílovité břidlice se usazují v centru nevětrané intrakontinentální pánve, která dosahovala hloubek maximálně několik set metrů (Kukal 1957).

Letenské souvrství se vyznačuje rytmickou sedimentací s rychlým střídáním hrubších a jemnozrnějších sedimentů, které je způsobeno periodickými změnami v zrnitosti materiálu přinášeného řekami (Kukal 1957). Letenské souvrství se také vyznačuje velkými rozdíly v mocnostech. Zatímco ve východní části pánve dosahuje mocnosti hodnot 400 až 600 m, v západní části jsou daleko nižší, jen 40 až 70 m.

Po sedimentaci letenského souvrství zřejmě dochází k eustatickému zdvihu hladiny, pražská pánev již nemá charakter úzké lineární deprese, v reliktu nejsou zachyceny příbřežní facie, takže již nelze rekonstruovat průběh březních linií (Chlupáč a Kukal 1988). Dochází k poměrně jednotvárné sedimentaci relativně hlubokovodních jílovců (vinické, bohdalecké a královské souvrství) a prachovců (záhořanské souvrství a polyteichová facie bohdaleckého souvrství).

V nejvyšším ordoviku došlo k výraznému globálnímu ochlazení klimatu a zalednění podstatné části Gondwany, což vedlo k poklesu hladiny světových moří až o 100 m (Chlupáč, 1992) Tato významná klimatická změna se odrazila v charakteru kosovského souvrství, ve kterém převažuje mělkovodní sedimentace pískovců a prachovců a na bázi diamiktity, které obsahují tzv. dropstones (Brenchley a Štorch 1989).

Počátkem siluru došlo v důsledku tání gondwanského ledovce k rychlému eustatickému zdvihu hladiny a v pražské pánvi nastoupila, podobně jako v jiných oblastech, sedimentace černých graptolitových břidlic, která probíhala v anoxických podmínkách (Kukal 1992). Během wenlocku a ludlowu došlo v sz. křídle k intenzivní vulkanické činnosti (svatojánské a novoveské vulkanické centrum) doprovázené produkcí bazaltů a pyroklastik. Tato vulkanická centra vytvořila podmořské elevace na nichž panovaly příznivé podmínky k sedimentaci biogenních karbonátů. V hlubších částech pánve nadále sedimentovaly černé graptolitové, případně vápnité břidlice s vločkami vápenců.

Během devonu převažovala v pražské pánvi karbonátová sedimentace. V jv. křídle převládají hlubokovodnější mikritové vápence, směrem k jihozápadu a severozápadu přibývá mělkovodních bioklastických karbonátů. Flyšová sedimentace

roblínských vrstev (givet) je odezvou na rostoucí tektonickou aktivitu indikující nástup variské orogeneze a uzavírání pražské pánve (Chlupáč 1992, Melichar 2004).

### 2.1.2 Strukturní stavba pražské pánve

Již během arenigu dochází k diferenciaci pánve na dílčí segmenty, které jsou odděleny synsedimentárními zlomy. Segmentace pánve se projevila náhlými změnami mocnosti a faciálními charakteristikami jednotlivých souvrství. V pojetí Havlíčka (1981) se bloky s intenzivní subsidencí během sedimentace zformovaly do synklinálních struktur (synklinála Skalky u Mníšku pod Brdy, Písku u Jinců, Velízu a Krušné hory) nebo se zachovaly jako hluboce zakleslé tektonické kry např. Rumpál, Radeč, tektonická kra u Třenic. Naopak elevační zóny se zformovaly do antiklinál – např. elevační zóna oddělující synklinálu Velíz a Krušnou horu od centrální deprese. Diferenciace pánve se intenzivně projevuje také v siluru, kde jednotlivé segmenty, vykazují odlišný litofaciální vývoj a mocnosti (Kříž 1992).

V pražské pánvi jsou také velmi dobře rozlišitelné dva příčné segmenty: západo-barrandienský a východo-barrandienský. Západní segment, postižen převážně radiální tektonikou je pokládán za stabilnější, mocnosti ordovických hornin jsou na něm malé v porovnání s mobilním, intenzivněji deformovaným východobarrandienským segmentem (Havlíček 1981, Melichar 2004).

Melichar (2004) považuje sledy spodního a středního ordoviku za autochtonní, více tektonicky postižené sledy svrchního ordoviku, siluru a devonu ve východobarrandienském segmentu za alochtonní. Od autochtonního podloží jsou podle něj odděleny intraformačním zlomem s vergencí tektonických pohybů od severozápadu k jihovýchodu. Tím také vysvětluje sblížení odlišných sedimentárních facií.

Hranice mezi příčnými segmenty je pozorovatelná v jihovýchodní části pánve, kde prochází údolím Litavky a navazuje na příbramské zlomové pásmo.

Sedimentace distálního flyše během givetu indikuje tektonické procesy, které předcházejí uzavření pánve a jejímu zvrásnění (Kukal a Jäger 1988), které probíhalo v několika etapách.

V první, kompresní, která probíhala během nejvyššího givetu a frasnou došlo k silnému zvrásnění a vzniku šikmých a překocných vrás a přesmyků s vergencí k jihovýchodu. (Havlíček 1981, Melichar 2004). Ve druhé, tzv. předvestfálské fázi



dochází k přesunutí křídelních ker na centrální části Pražské pánve, např. na závistském přesmyku (Havlíček 1963, 1981) a vzniku mísovité deprese pražského synklinoria (Melichar 2004).

## **2.2 CHARAKTERISTIKA TŘENICKÉHO SOUVRSTVÍ**

Termín třenické vrstvy stanovil Kettner (1916) pro nejspodnější pásmo krušnohorských vrstev.

### **2.2.1 Vymezení**

Třenické souvrství je bazální litostratigrafickou jednotkou ordoviku pražské pánve. Spodní hranice je vymezena transgresí na předordovický podklad, svrchní hranice souvrství se vyznačuje litologickou změnou, především nastupující sedimentací silicitů.

Horniny třenického souvrství se nacházejí v úzkém pruhu táhnoucím se z okolí Úval přes území Prahy směrem na jihozápad k Holoubkovu a jejich rozsah přibližně kopíruje původní rozšíření moře (Havlíček a Šnajdr 1955).

Mocnost třenického souvrství je velmi proměnlivá pohybuje se v řádu několika metrů až 30 m, lokálně nabývá až 70 m (Chlum u Volduch). Havlíček - Šnajdr (1956) uvádějí, že místa s největší mocností, jsou vázána na ústí řek. Kukul (1963) se domnívá, že extrémně velké mocnosti jsou způsobeny intenzivními poklesy dna pánve.

### **2.2.2 Litologie třenického souvrství:**

V třenickém souvrství převládají psefitické a psamitické marinní klastické sedimenty. Prachovce a jílovce se v malé míře nacházejí jen ve východní části pánve.

Slepence jsou vázány především na bazální polohy, ojediněle se vyskytují i ve vyšších stratigrafických pozicích uvnitř souvrství (Havlíček a Šnajdr 1955). Podle Kukala (1963) je poměr křemenných a polymiktních slepenců stejný. Polymiktní

slepence s převahou valounů vulkanitů svrchního kambria jsou vázány především na západní části pánve. Východně od spojnice Cerhovice – Hostomice převládají slepence křemenné (obsahují alespoň 90% křemenných nebo jiných stabilních valounů). Oba druhy slepenců mají drobovou matrix (Kukal 1963). Kettner (1916) a Kukal (1963) shodně uvádějí, že křemenné valouny ve slepencích dosahují větších velikostí než valouny tvořené svrchnokambrickými vulkanity. Hranice zrnitostí mezi psefitickou a psamitickou frakcí má u obou druhů slepenců rozdílný charakter. Zatímco u křemenných slepenců je ostrá, polymiktní přecházejí pozvolna do drob (Kukal 1963).

Z psamitické frakce převládají v západní části pánve droby s vysokými obsahy nestabilního materiálu a jílu. Nestabilní komponenty jsou tvořeny především křemennými porfyry. Kukal (1963) v této oblasti předpokládá sedimentační prostředí fanglomerátů, případně fluviomarinní prostředí v podhůří hřbetů svrchnokambrických vulkanitů s intenzivním přínosem klastického materiálu z křivoklátsko-rokycanského a strašického pásma. Sedimenty nebyly vystaveny dalším třídícím procesům, vykazují špatné zaoblení zrn s klínovitým, čočkovitým a čeřinovým zvrstvením.

Směrem na východ roste v psamitech podíl stabilního klastického materiálu s dokonalejším zaoblením křemenných zrn v pískovcích, což svědčí o intenzivnějších třídících procesech v mělkovodním prostředí na plošším dnu (Kukal 1963).

Ve východní části pánve (oblast Prahy, Úvalsko) je třenické souvrství zastoupeno jemnozrnnými pískovci a prachovci. Hubozrnné pískovce jsou vázány pouze na bazální polohy. Jedná se o sedimentační prostředí v hlubších částech pánve (Kukal, 1963).

V oblasti Holoubkova (lokalita Ouzký) je třenické souvrství vyvinuto v podobě železitých křemenů a krevelů, na bázi s konglomerátem s krevelovým tmelem (Havlíček a Šnajdr 1956). Tyto horniny jsou produktem sedimentace ve vysokoenergetickém prostředí intertidálu a nejvyššího subtidálu (Mergl 1992).

### **2.2.3 Vulkanismus v třenickém souvrství**

V třenickém souvrství jsou zachyceny dozvuky kyselého vulkanismu křivoklátsko-rokycanského pásma. Havlíček a Šnajdr (1956) popisují z Rače střídání porfyrů a porfyrových tufů se slepenci a pískovci třenického souvrství. Na Bílé skále u

Vejvanova byla v hlubinném vrtu zastižena tělesa křemitých porfyrů a laminárně zvrstvených porfyrových tufů obsahující vložky hrbozrných drob a proplástky písčítých tufitů s obolidními ramenonožci (Havlíček a Šnajdr 1957). Ve vrtu u Ohrazenic se vyskytuje sled drob a arkóz střídající se s porfyrity a porfyrovými tufy, jejichž složení odpovídá strašickému vulkanickému pásmu. Předpokládá se, že tyto horniny náležejí tremadoku, ale jejich stáří nebylo s určitostí prokázáno (Havlíček in Kukul 1963).

Havlíček a Šnajdr (1956) zmiňují výskyty diabasového vulkanismu z Míliny, okolí Holoubkova, Plzeňského vrchu, Chlumu u Svojkovic, Medového Újezda a Písků u Strašic. Kukul (1963) uvádí vysoké obsahy  $\text{TiO}_2$  ve sklech pískovců z Chlumu a Holoubkova. Vysoké hodnoty Ti z pískovců souhlasí s vysokými obsahy ve sklech ordovických diabasů (Kukul 1963).

#### 2.2.4 Fauna třenického souvrství

Na sedimentační prostředí mělkovodních písčítých plošin je vázáno nízce diverzifikované společenstvo linguliformních brachiopodů, kterému dominuje druh *Hyperbolus feistmanteli*, jak uvádějí Havlíček (1982) a Mergl (1992). V místech sedimentace konglomerátů s železitým tmelem v oblasti Holoubkova se nachází společenstvo tvrdého dna s povlaky rodu *Marcusodiction* (viz Mergl 1984). Převládají zde orthidní a linguliformní brachiopodi. Vzácně se vyskytují i trilobiti a ostnokožci. Schránky jsou často rozlámané (Mergl 1992).

Ve východní části pánve se v pískovcích vyskytují tenké vložky břidlic. Na základě nálezů fosilií popsanych jako planktonní graptoliti *Dyctionema flabiliforme intermedium* řadí Koliha (1937) tuto oblast zařazuje k baltsko–polské facii, která byla od západní části barrandienu oddělena pevninou na území Prahy. Poslední studie (J. Kraft 1997) však ukazují, že se nejedná o zástupce rodu *Rhabdinopora*, ale o skutečného zástupce rodu *Dictyonema*, tedy o bentického dendroidní graptolita, který nemá žádný význam pro stratigrafické korelace.

## 2.3. CHARAKTERISTIKA OSTATNÍCH LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTEK SVRCHNÍHO KAMBRIA A SPODNÍHO ORDOVIKU

### 2.3.1 Pavlovské souvrství

Tato jednotka byla definována Havlíčkem (1954). Ve svrchním kambriu vznikla na Rokycansku mezi Starým Plzencem a Strašicemi nepříliš rozlehlá pánev, ve které se nahromadily kontinentální sedimenty dosahující až 250ti metrové mocnosti. Jedná se o pestré polymiktní a snadno rozpadavé slepence šedo zelené nebo hnědofialové barvy, které nasedají diskordantně na horniny svrchního proterozoika, ve východní části sedimentačního prostoru na sedimenty středního kambria. Slepence laterálně přecházejí do pestrých drob. Mezi valouny ve slepencích převažují proterozoické bulizníky, svrchnokambrické ryolity a zploštělá vulkanická skla (Havlíček a Šnajdr 1955).

Podle Kukala (1963) se jedná o systém aluviálních sedimentů a bahnotoků ve značně členitém reliéfu s velkými výškovými rozdíly mezi místy snosu a depozice. Sedimentace pavlovského souvrství probíhala současně s vulkanickou aktivitou křivoklátsko-rokycanského pásma, protože pyroklastický nejeví známky intenzivnějšího přepracování (Havlíček a Šnajdr 1955, Kuka 1963).

Řada geologů pokládala pavlovské souvrství za stratigrafický ekvivalent souvrství třenického spodního ordoviku (např. Kettner 1916).

Havlíček a Šnajdr (1955) pavlovské souvrství přeřadili z ordoviku do svrchního kambria z těchto důvodů:

- v nadloží i podloží pavlovského souvrství se nacházejí vulkanity křivoklátsko-rokycanského pásma, jehož kambrické stáří dokázal již Kettner (1916).
- jsou vázány na sedimentační prostor brdského kambria, který je oddělen od sedimentačního prostoru třenického souvrství a tato dvě souvrství se nikde v terénu nestýkají.

### 2.3.2 Strašický vulkanický komplex

Jedná se o pruh subaerických vulkanitů a jejich pyroklastik, který se táhne od Mirošova na jihozápadě přes Dobřív a Strašice ke Komárovu. Na povrch vystoupily podle strašického zlomového pásma, které tvoří severozápadní okraj příbramsko – jinecké pánve. Na východ od Komárova se strašické pásmo noří pod ordovické horniny a jeho rozsah v podloží ordoviku není přesně znám. Z vrtných dat je jeho výskyt doložen v okolí Hořovic.

Komplex tvoří tři základní typy hornin – dacity, andezity a bazalty (Šindelářová 1982). Vulkanická činnost je obecně mladší než pavlovské souvrství a byla ukončena ještě před začátkem ordoviku, jen lokálně v okolí Ohrazenic zasahují pyroklastika strašického pásma do klabavského souvrství arenigu (Havlíček 1992). Posloupnost výstupu vulkanitů se nepodařilo z důvodu špatné odkrytosti stanovit. Podle dat ze známých výchozů, vrtů a sond má strašický komplex bazičtější a alkaličtější charakter než vulkanity křivoklátsko-rokycanského komplexu (Štorch 1992).

### 2.3.3 Křivoklátsko – rokycanský komplex

Jedná se o 5 km široký pás převážně svrchnokambrických subaerických vulkanitů táhnoucí se od Roztok u Křivoklátska k Rokycanům (Musil 2004). V komplexu lze rozlišit 4 základní typy s charakteristickým minerálním a geochemickým složením, které představují jednotlivé erupční fáze (Waldhauserová 1968, Šindelářová 1982). Starší fáze představují dacity a andezity, mladší ryodacity a nejmladší ryolity (Šindelářová 1982). Přítomnost ryolitů je na Rokycansku zachycena i mimo vlastní vulkanické pásmo, např. na hoře Ždár (Havlíček, 1992).

Kromě vulkanitů a jejich pyroklastik se v komplexu nacházejí žulové porfyry a dioritové porfyry (Šindelářová, 1982).

Stáří vulkanitů stanovil Vidal (1975) Rb/Sr na 474 +/- 5 mil let. Tento údaj odpovídající spodnímu ordoviku je však v rozporu s předpokládanou geologickou pozicí. Drost et al. (2004) stanovili stáří ryolitů na 499 +/- 4,7 mil let.

Na jihozápadním okraji vulkanického komplexu (Bechlov, Rumpál, Radeč, na Bílá skála u Vejvanova, Hradiště u Březiny) přesahuje vulkanická činnost do spodního

ordoviku, kde byly ryolity nalezeny v sedimentech tremadoku (Havlíček a Šnajdr 1957). Havlíček a Šnajdr (1957) uvádějí doznívající vulkanickou aktivitu křivoklátsko-rokycanského komplexu ještě v llanvirnu.

#### **2.3.4 Mílinské souvrství**

Tuto litostratigrafickou jednotku zavedl Kettner (1916). Za její bázi se považuje první výskyt polohy silicitů. Mílinské souvrství má menší plošný rozsah než podložní souvrství třenicové. Proto ho řada autorů považuje za regresní jednotku (Kettner 1916, Havlíček a Šnajdr 1956). Pouze na jv. okraji pánve mezi Kvaní a Strašicemi má transgresní charakter, kde nasedá na vulkanity strašického pásma (Havlíček a Šnajdr 1956).

Jedná se o sled tence deskovitých až lavicovitých silicitů s vložkami drob a prachovců. Silicity tvoří 40 a více procent mocnosti souvrství. V oblasti Strašic, kde mílinské souvrství spočívá na kambriu je na bázi vyvinuta 1 až 5 m mocná poloha slepence s vysokým podílem porfyrových valounů.

Jedinou modifikací  $\text{SiO}_2$  je křemen, jehož obsah v silicitech nabývá hodnot 58 – 98% (Kukal, 1963), v závislosti na přítomnosti karbonátů.

Droby vykazují velký podíl jílu a nestabilního vulkanického materiálu. Ve východní části pánve na Úvalsku je mílinské souvrství vyvinuto v podobě deskovitých bělavých pískovců. Výskyt železitých křemenů je znám z bývalého dolu Janovky u Chezovic, celistvé krevely s magnetitem a sideritem byly předmětem těžby na Úvalsku (Slavíková a Slavík 1917, 1919).

Havlíček a Šnajdr (1956) považují silicity za produkt biochemogenní sedimentace. Kukal (1963) poukázal na to, že během sedimentace nedošlo k zastavení přínosu terigenního materiálu. Textury naznačují rychlou sedimentaci ve formě křemitých gelů. Na vrstevních plochách se ojediněle vyskytují stopy po tečení.  $\text{SiO}_2$  je pravděpodobně vulkanického původu (Kukal 1963).

### **2.3.5. Klabavské souvrství**

Pod názvem klabavské břidlice tuto litostratigrafickou jednotku zavedli Kettner a Kodym (1919). Revizi litofaciálního vývoje provedli Havlíček a Šnajdr (1957)

Během arenigu, do něhož časově spadá sedimentace klabavského souvrství dochází k prohloubení a segmentaci pánve, což se projevilo v jeho faciální pestrosti.

Na okrajových, pomalu subsidujících segmentech docházelo k sedimentaci olešenských vrstev, které jsou vyvinuty ve spodní a střední části souvrství. Jedná se většinou o červeně zbarvené droby, prachovce a prachovité břidlice. V drobách je zastoupeno až 55% nestabilních klastických součástí, což je nejvíce ze všech ordovických souvrství

(Kukal 1958). Olešenské vrstvy jsou podle Kukala (1959) výsledkem rychlé mělkovodní sedimentace, o čemž svědčí velký podíl jílu, nestabilního materiálu a ostrohranných úlomků vulkanických skal. Mocnost olešenských vrstev dosahuje 10 až 15 m. V oblastech přechodů do hlubších částí pánve mocnost stoupá.

V severozápadní okrajové části pánve dochází k sedimentaci přeplavovaných tufů a tufitických břidlic, které v blízkosti bývalého pobřeží zaujímají celou mocnost klabavského souvrství. V oblasti Radče a Bukova se v tufech vyskytují i vrstvy bílých organodetritických vápenců tvořících vrstvy v řádech centimetrů až decimetrů (Havlíček in Chlupáč et al. 1992).

U Ejpovic tufitické facie klabavského souvrství transgredovaly na proterozoický podklad. Zde probíhala sedimentace v příbojovém prostředí (Mergl 1983).

Rychle subsidující osní části pánve byly vyplněny 300 m mocným sledem šedo zelených jílových břidlic.

### **2.3.6. Komárovský vulkanický komplex**

Ve spodním ordoviku dozníval svrchnokambrický andezit-ryolitový vulkanismus, jehož projevy byly patrné až do llanvirnu (Havlíček- Šnajdr 1957). Na něj navazoval nejdříve andezito-bazaltový, později olivinicko-bazaltový vulkanismus. První stopy bazického vulkanismu jsou známy z třenického souvrství (např. Kukal 1963).

Mohutný nástup vulkanismu nastal v pražské pánvi během arenigu, kdy docházelo k formování komárovského vulkanického komplexu. Ordovický vulkanismus byl spjat

s otevíráním hlubokých puklin VSV-ZJZ směru. Podle Havlíčka (1981) je výstup magmatu vázán na komárovské zlomové pásmo, což je předordovická struktura, probíhající šikmo k ose pánve (pod úhlem  $20^\circ$ ), která sloužila jako přívodní dráha svchnokambrických vulkanitů strašického pásma (Havlíček 1981).

Komárovský vulkanický komplex se táhne z okolí Strašic k západnímu okolí Prahy. Maximální intenzity dosáhla vulkanická činnost v arenigu až Ilanvirnu. Během svrchního ordoviku doznívá. Vulkanity odpovídají alkalickým bazaltům, objevují se i thoeitické typy. Podle poměru  $TiO_2$ -MnO- $P_2O_5$  se jedná o alkalické bazalty oceánických vulkanických ostrovů nebo bazaltů riftových struktur na tenké kontinentální kůře (Štorch 1992).



## 3. METODIKA

Při studiu sedimentárního záznamu jsem použil tyto metody:

- faciální analýzu
- analýzu paleoproudů
- analýzu těžkých minerálů
- analýzu distribuce fosílií

### 3.1. Faciální analýza:

Cílem faciální analýzy bylo rozlišit a určit jednotlivé facie třenického souvrství a jeho přímého nadloží. Byl určen laterální a vertikální rozsah jednotlivých litofacií, jejich geometrie a vzájemný vztah jednotlivých litofaciálních asociací. Jednotlivé litofaciální asociace a jejich textury byly studovány v terénu pomocí vertikálního litologického profilování. Profily jsou zakresleny v programu Corel Draw v měřítku 1:50. Pro rozlišení jednotlivých litotypů byly použity šrafy, šířka sloupce vyjadřuje zrnitost horniny. Celkem bylo zkoumáno vybraných 9 profilů (obr 3.1). Lokality se soustřeďují na jihozápadní část pražské pánve, kde je třenické souvrství nejlépe odkryto. Údaje o litologické charakteristice hornin získané v terénu byly doplněny o studium výbrusů typických vzorků pod polarizačním mikroskopem.

### 3.2. Analýza paleoproudů:

Pro určení směru paleoproudů byl měřen úhel sklonu a azimut sklonu lamin šikmého zvrstvení. V místech, kde byla dobře odkryta „koryta“ šikmého zvrstvení byla měřena orientace os těchto struktur. Naměřené hodnoty byly pomocí programu Stereonet rotovány o úhel sklonu a směr sklonu vrstevních těles, aby byla získána orientace šikmého zvrstvení pro horizontálně uložené sledy. Výsledky jsou zobrazeny v růžicových diagramech.

### **3.3 Těžké minerály**

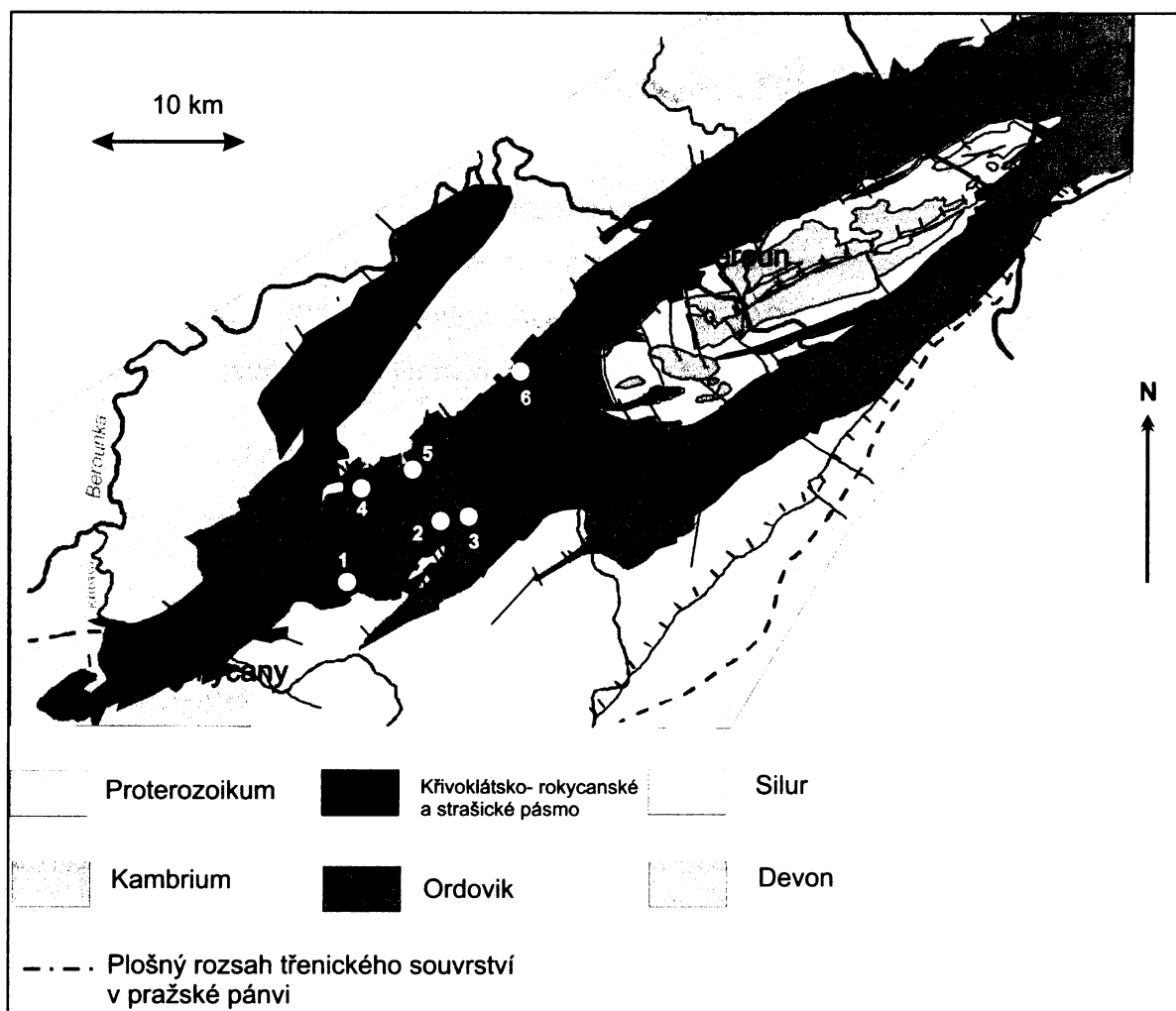
Analýza těžkých minerálů sloužila k určení zdrojových oblastí klastického materiálu. Vzorky byly odebrány ze všech litofacií třenického souvrství, na lokalitě Medový Újezd byl také odebrán vzorek z klabavského souvrství, které zde tvoří přímé nadloží třenického souvrství. Vzorky byly odebírány z nejméně zvětralých poloh, aby byly minimalizovány vlivy alterace minerálního složení horniny. Většinu vzorků tvoří sedimenty psamitické frakce, ve dvou případech se jedná o slepence a jeden vzorek představují prachovce. Ze slepenců byla analyzována jen matrix.

Minimální hmotnost vzorků byla 2 kg. Ty byly rozdrčeny čelistovým drtičem v laboratořích ČGS. Plavením byla ze vzorků odstraněna jílová frakce. Vzorky se potom sušily a byly na frakce pod 1 mm. Z podsítné frakce bylo kvartováním vybráno 70 gramů materiálu, který byl separován v acethylentetrabromidu ( $\rho = 2,96$ ) při teplotě 20°C. Získaná těžká frakce byla následně propláchnuta lihem.

Z těžké frakce byla pomocí permanentního magnetu oddělena magnetická frakce a odštěpky z drtiče. Těžké minerály byly určovány binokulárním mikroskopem v dopadajícím světle. Tato metoda byla doplněna o studium optických vlastností minerálů v polarizačním mikroskopu. Podle potřeby byl určován chemismus minerálů na mikrosondě.

### **3.4 Analýza distribuce fosílií**

Tato analýza byla provedena na základě dat z databáze lokalit a nálezů fosílií třenického souvrství. Databáze byla sestavena z publikovaných údajů. Z dat byly vybrány nejvýznamnější a nejhojnější taxony, které reprezentují jednotlivá prostředí třenického souvrství. Plošná distribuce těchto společenstev je zanesena do mapky.



**Obr. 3.1** Mapa studovaných lokalit

**Legenda:**

1-Medový újezd

2-Jívina

3-Kleštěnice u Komárova

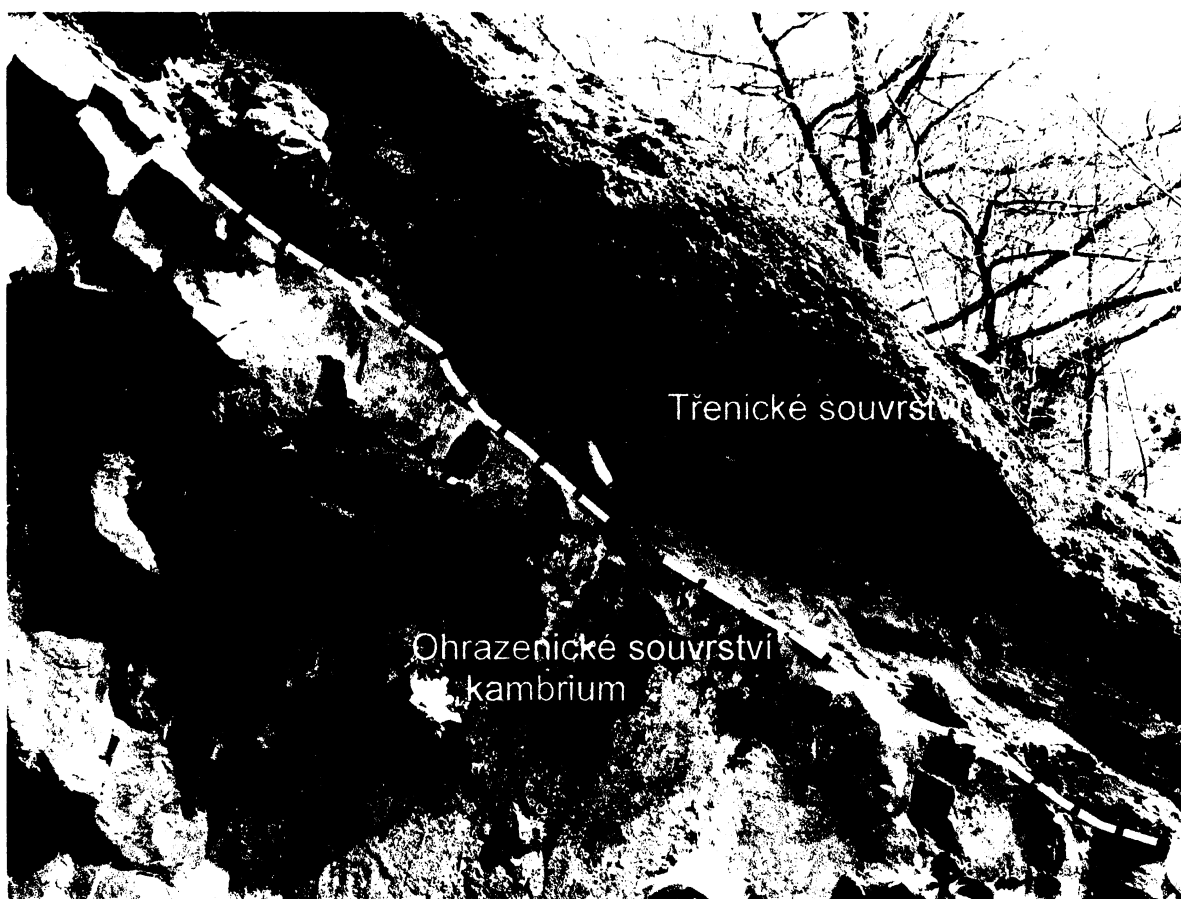
4-Zbiroh

5-Třenická hora

6-Točnick

## 4. ARCHITEKTURNÍ A FACIÁLNÍ ANALÝZA

Na základě litologie a sedimentárních struktur bylo v sedimentech třenického souvrství vyčleněno pět faciálních asociací – dvě psefitické (PF1, PF2), dvě psamitické (PM1, PM2) a jedna aurelopetitická (AP1). Jejich výčet a základní charakteristika jednotlivých litofacií je uvedena v tabulce 4.2.



Obr. 4.1.: Slepence litofacie PF1 ostře nasedají na pískovce kambriického stáří. Medový Újezd

Tab. 4.2:

Litofaciální asociace	litologie	sedimentární struktury	geometrie těles	rozměry těles [m]		sedimentární proces a prostředí
				šířka	mocnost	
<b>PF1</b>	křemenné a polymiktní <b>slence</b>	pozitivní gradací zvrstvení, erozivní báze	lavicovitá tělesa	?	0,6 – 1,0	transgresní sediment
<b>PF2</b>	monomiktní <b>slence</b> s klasty vulkanických hornin	bez vnitřní stavby, podpůrná stavba matrix	plochá čochovitá tělesa	X – X0	0, – 0,4	úlomkotoky na spodním březním lici
<b>PM1</b>	jemnozrnné až hrubozrnné <b>littické a tuffické pískovce</b> ,	TCB, PCB, HCS	deskovitá až lavicovitá tělesa	?	0,1 - 1	migrace dun, přepracování bouřkovým vlněním na spodním březním lici
<b>PM2</b>	jemnozrnné až hrubozrnné <b>tuffické pískovce</b>	proudové čefiny šplhavé čefiny horizontální laminace	plochá čochovitá tělesa	X – X0	0,X	turbiditní proudy na spodním březním lici
<b>AP1</b>	<b>prachovce, jílovce a silicity</b> s pískovcovými vložkami o mocnosti v řádu mm	laminace, gradací zvrstvení hrubozrnnějších poloh, mikrokonvoluce	vrstvy až lavicovitá tělesa	?	?	sedimentace ze suspenze, distální turbiditní proudy nebo tempestity v prostředí offshore

#### 4.1. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PF1

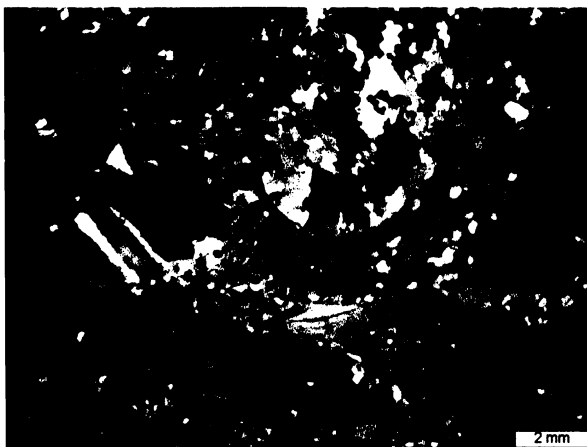
Tato litofacie je tvořena polymiktními, v oblasti Zbiroha křemennými slepenci. Slepence mají podpůrnou stavbu klastů. Valounový materiál je tvořen především horninami z podloží nebo blízkého okolí pánve, hlavně proterozoickými silicity (bulžníky) a svrchnokambrickými vulkanity. Ojediněle se vyskytují valouny s polykrystalickým křemenem (obr. 4.3). Vulkanické horniny jsou postiženy alterací.

Valouny mají většinou suboválný až subangulární tvar a dosahují rozměrů od 0,5 až do 10 cm, při bázi třenického souvrství ojediněle až 30 cm. Matrix je tvořena jemnozrnným slepencem až hrubozrnným litickým pískovcem s úlomky chloritizovaných vulkanických skal.

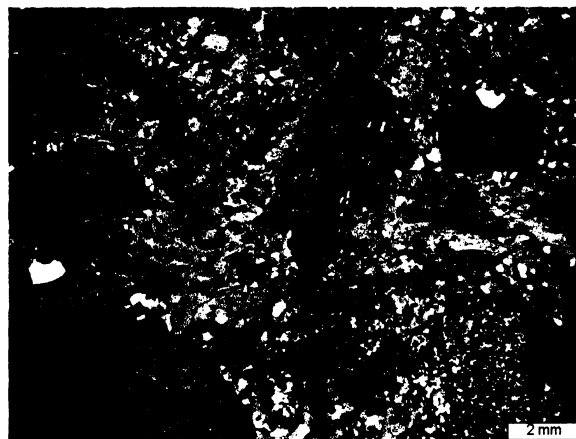
Báze slepenců je ostrá a má erozivní charakter (obr. 4.1). V horninách lze dobře pozorovat pozitivní gradační zvrstvení, kde slepence směrem do nadloží plynule zjemňují a přechází do pískovců litofacie PM1 (viz. tabulka 4.2).

Sedimenty litofacie PF1 tvoří lavicovitá, laterálně stálá tělesa s mocností 25 až 80 cm. Slepence této litofacie jsou vázány zejména na bazální polohy třenického souvrství, ale na některých lokalitách se vyskytují i ve vyšších stratigrafických pozicích (např. slepenec při bázi klabavského souvrství na lokalitě Medový Újezd).

A:



B:



Obr.4.3: Polymiktní slepence ve zkřížených nikolech. Lokalita Medový újezd

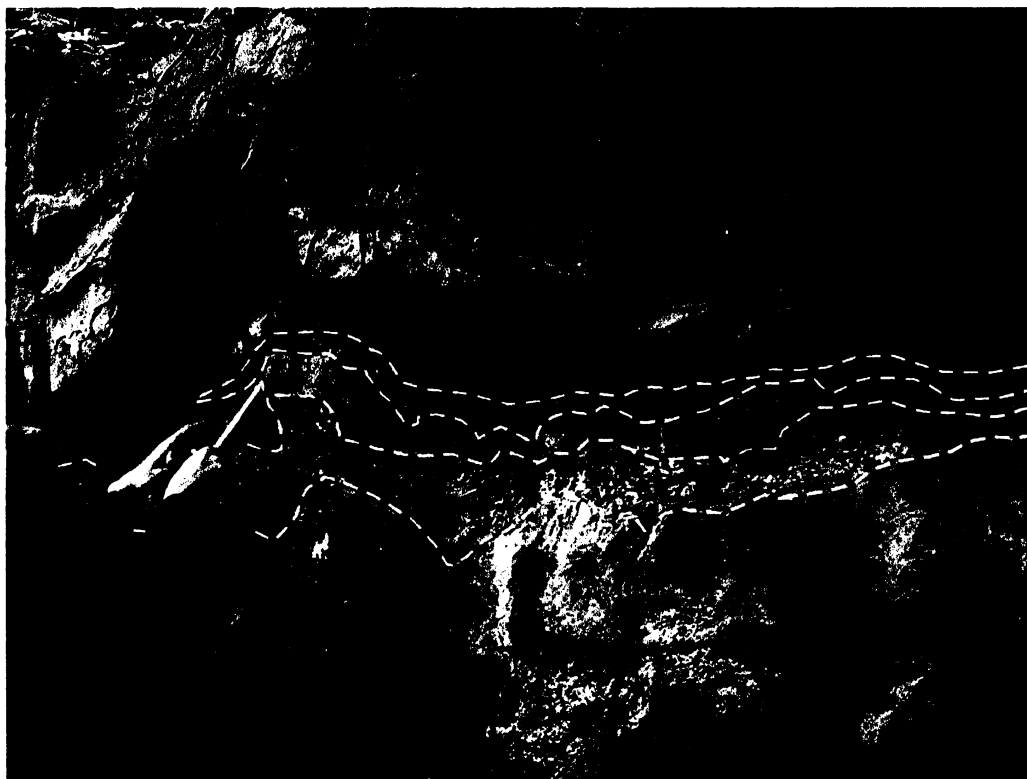
## 4.2 LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PF2

Litofaciální asociace PF2 je tvořena monomiktními slepenci s podpůrnou stavbou jílovito-prachové matrix. Barva horniny je červenohnědá nebo šedozeleň. Valouny mají subangulární až suboválný tvar. Dosahují rozměrů o průměru od 0,5 cm do 5 cm. V horninách nelze pozorovat žádnou vnitřní stavbu ani sedimentární textury, pouze v některých polohách je nečitelný náznak imbrikace klastů. Valounový materiál není zrnitostně vytříděný a ve vertikálním sledu většinou nedochází ke změnám velikosti valounů ani poměru množství valounů vůči matrix.

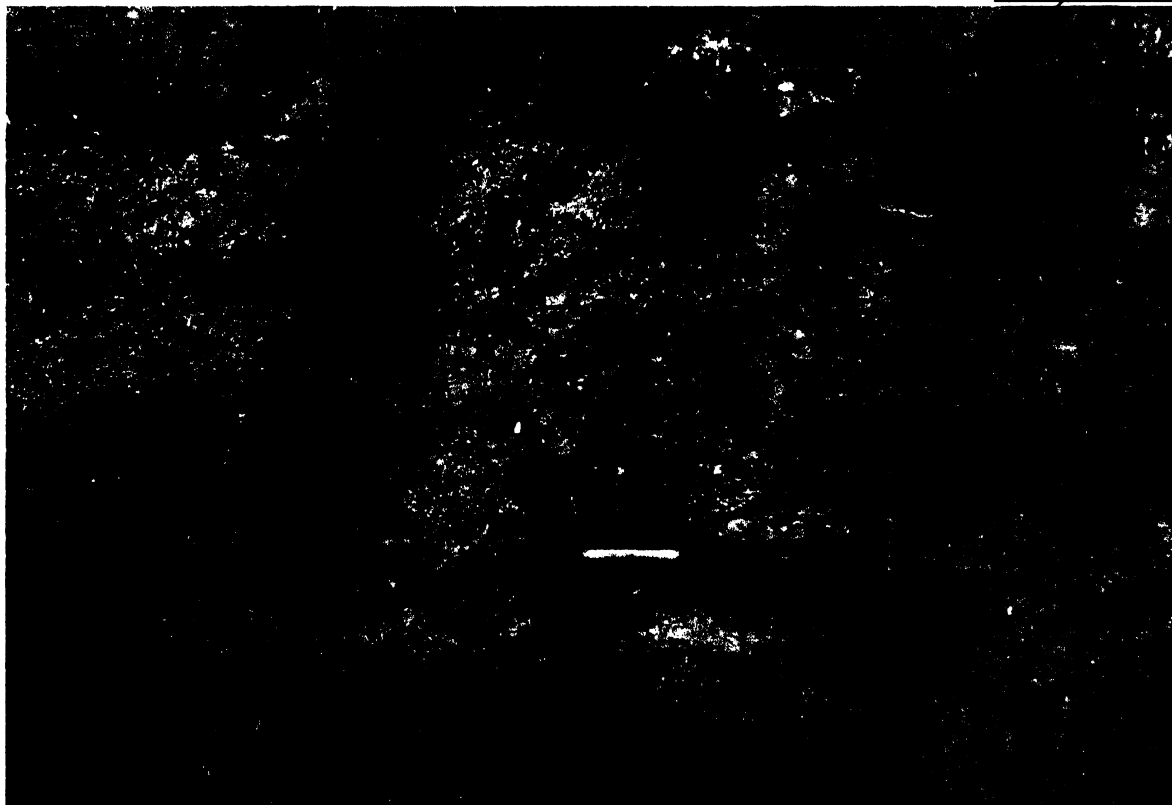
Valouny jsou tvořeny ryolity, andezity a ignimbry. Valouny ryolitů mají vezikulární strukturu (obr 5.3), v ignimbritech je zachována fluidální struktura (viz obr.4.12)

Konglomeráty tvoří plochá čočkovitá tělesa uvnitř sledu litofacie pískovců PM1 (obr 4.4). Šířka těles dosahuje několika až prvních desítek metrů a mocnost od 3 do 40 cm. Báze je erozivní s nízkým reliéfem (obr 4.5)

Na plochách tektonických poruch je možné u těles slepenců pozorovat zátekové struktury a plastickou deformaci, zatímco tělesa pískovců litofacie PM1 se jsou porušena křehce (obr. 4.5) .



Obr 4.5: Ukázka čoček slepenců litofacie PF2 v litofacii pískovců PM1. Lokalita Kleštěnice u Komárova.



Obr: 4.4: Ukázka plastické deformace slepenců litofacie „PF2“. Kleštěnice u Komárova.

### 4.3 LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PM1

Jedná se o nejrozšířenější litofaciální asociaci v třenickém souvrství. Je tvořena jemnozrnnými až hrubozrnnými litickými nebo tufitickými, často prokřemenělými pískovci šedozelené nebo červenohnědé barvy. Psamitická frakce ojediněle obsahuje angulární a subangulární klasty horninových úlomků hrubší frakce - o průměru do 1,5 cm.

Pískovce jsou složeny především ze subangulárních až suboválných zrn monokrystalického křemene a svrchnokambrických vulkanitů. V menší míře se v horninách vyskytují chloritizovaná vulkanická skla a opakní minerály. Ojedinělé jsou klasty tvořené polykrystalickým křemenem. Klasty jsou špatně velikostně vytříděny. Matrix, která je v horninách zastoupena v malém množství, tvoří jílové minerály nebo mikrokřemen (obr.4.7 a 4.9).





**Obr. 4.6:** Korytovité šikmé zvrstvení v pískovcích litofacie PM1. Mocnost setů šikmého zvrstvení se směrem do nadloží snižuje. Lokalita Jívina u Komárova.

V této litofacii je nejčastěji vyvinuté šikmé korytovité zvrstvení (obr.4.6 a 4.8). Laterální rozměry jednotlivých „koryt“ se pohybují od 40 cm až do 150 cm. Někde dosahuje i vyšších hodnot, ale vzhledem k omezeným odkryvům nelze jejich rozsah blíže určit. Vertikální rozsah těchto struktur dosahuje několika cm až 1 m.

Na některých lokalitách, kde je zachován úplnější sled hornin (např. na lokalitách Třenická hora, Jívina u Komárova) lze pozorovat trend, kdy směrem do nadloží dochází ke zmenšování mocnosti i laterálního rozsahu jednotlivých setů (obr.4.6).

V některých polohách je vyvinuté také planární šikmé zvrstvení. Jednotlivé sety šikmého zvrstvení mají ostrou erozivní bázi. Vrstevní plochy jsou často nerovné, mají mírně zvlněný reliéf.

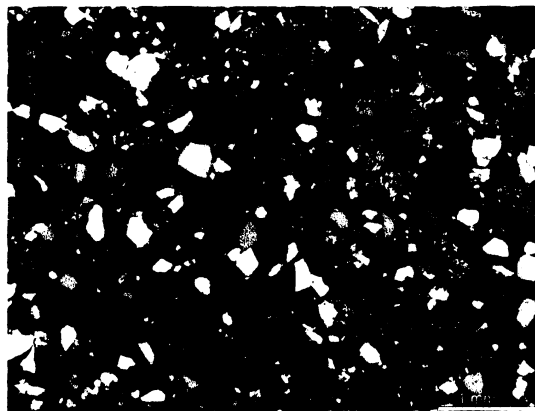
Kromě výše uvedených textur bylo zjištěno v pískovcích HCS zvrstvení (obr. 4.10). V místech, kde droby a pískovce nasedají na vulkanogenní slepence litofacie PF2 se v bazálních polohách vyskytují zapracované klasty z těchto podložních slepenců (obr 4.11).

Tato litofacie tvoří deskovitá až silně lavicovitá tělesa o mocnostech vrstevních těles 5 až 150 cm. S ostatními litofaciami kromě litofacie slepenců PF 1 (kapitola 4.1) vytváří ostré hranice.

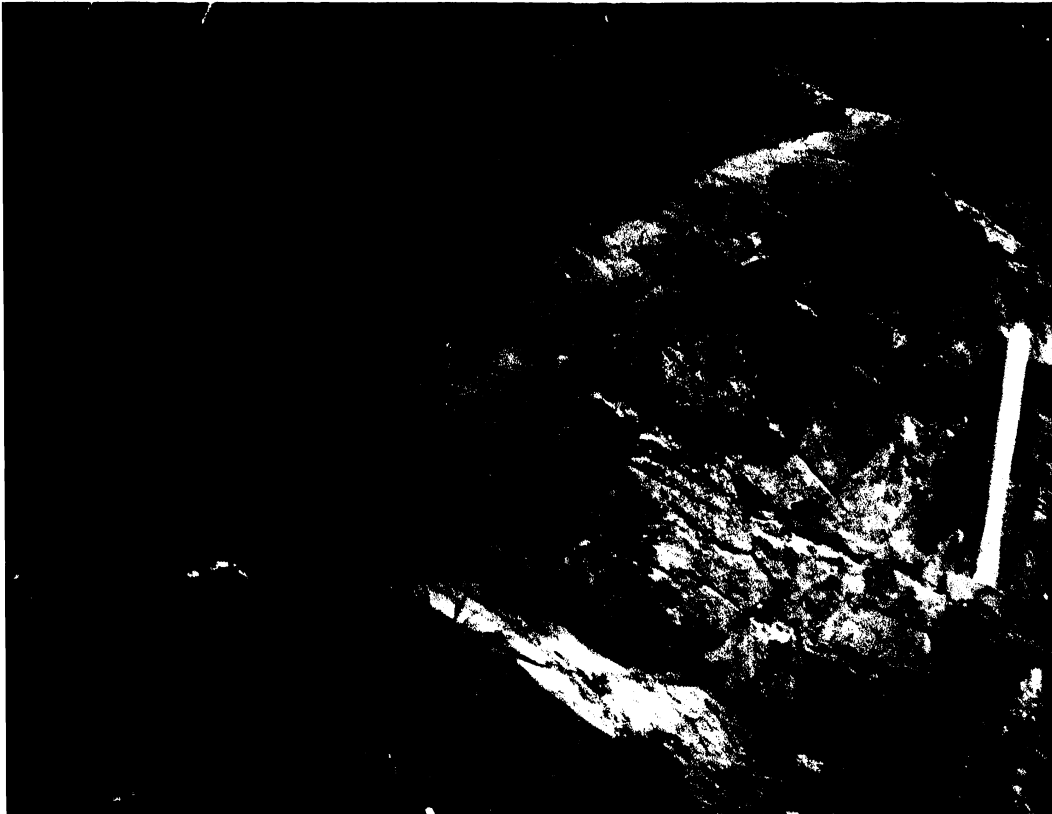
**A:**



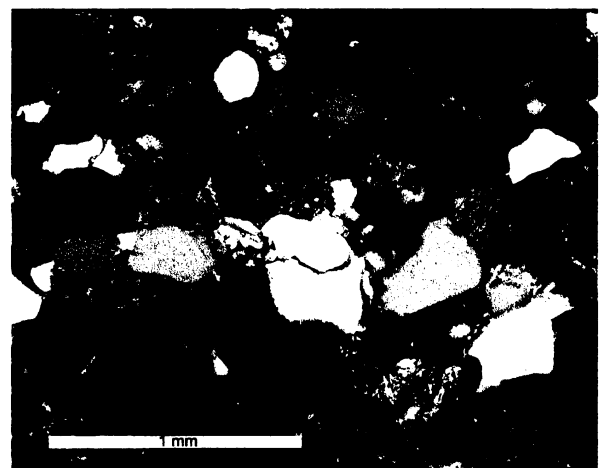
**B:**



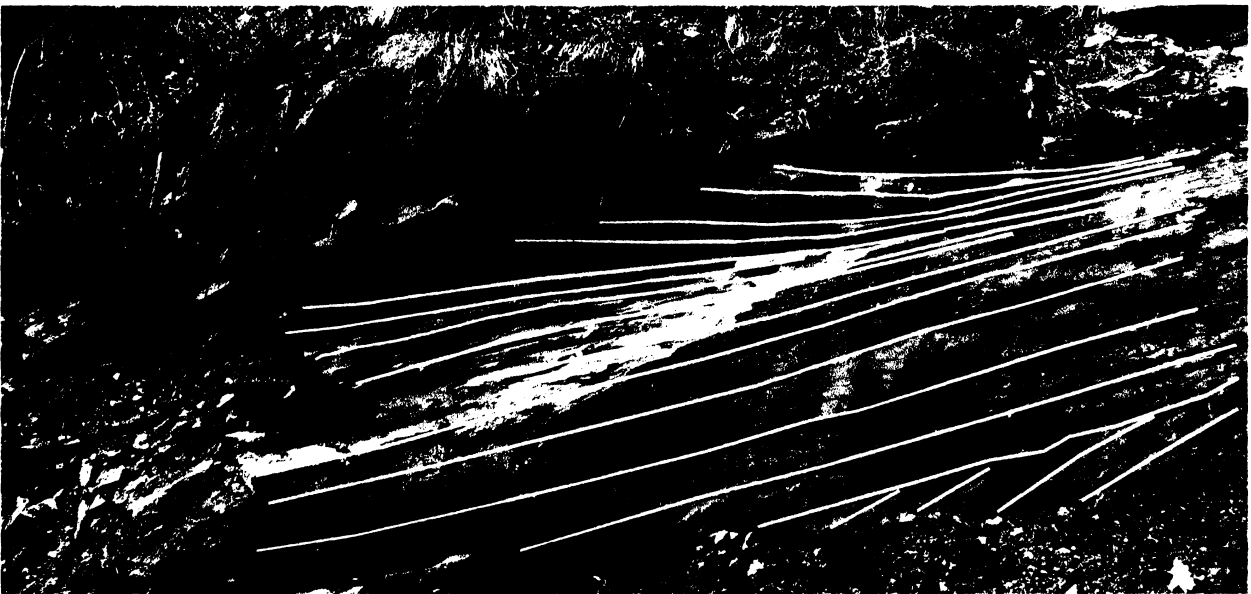
**Obr. 4.7:** a) Litický hrubozrnný pískovec, b) tufický jemnozrnný pískovec litofaciální asociace PM1 v polarizačním mikroskopu pod zkříženými nikoly. Lokalita Medový újezd



Obr. 4.8 Korytovité šikmé zvrstvení litických pískovců, Lokalita Zbiroh.



Obr. 4.9 Litické pískovce litofaciální asociace PM 1 v procházejícím a polarizovaném světle. Lokalita Třenická hora.



**Obr. 4.10::** Ukázka HCS zvrstvených pískovců litofacie PM1, Lokalita Třenická hora.



A

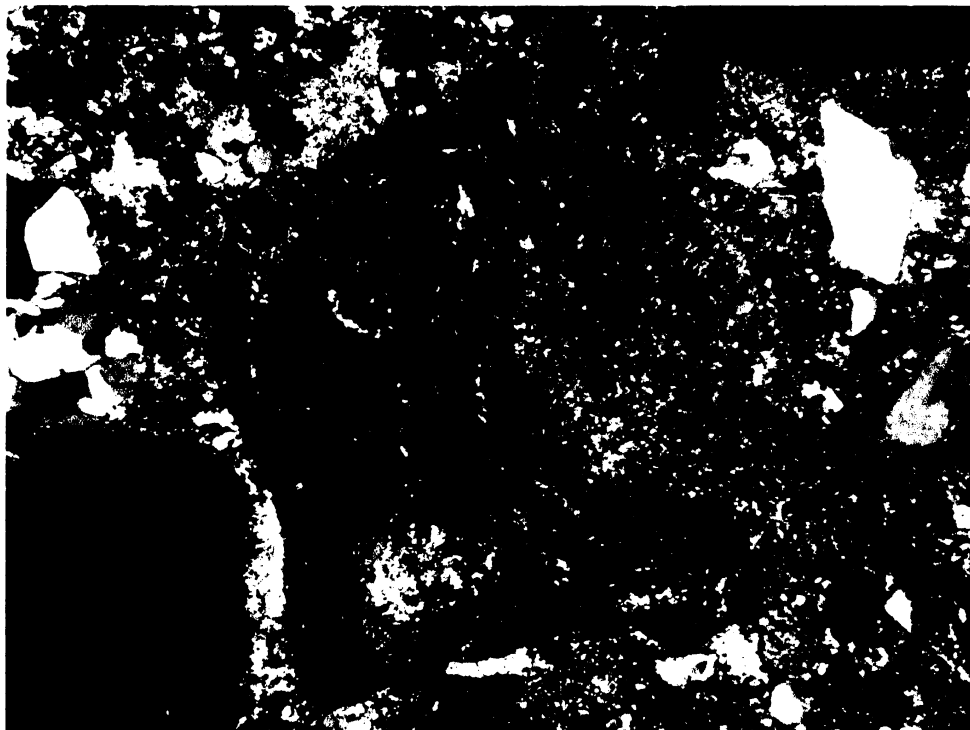


B

Obr. 4.11 a) Báze pískovců se zapracovanými klasty z podložních ryolitových slepenců b) Detail báze. Lokalita Kleštěnice u Komárova.



A



B

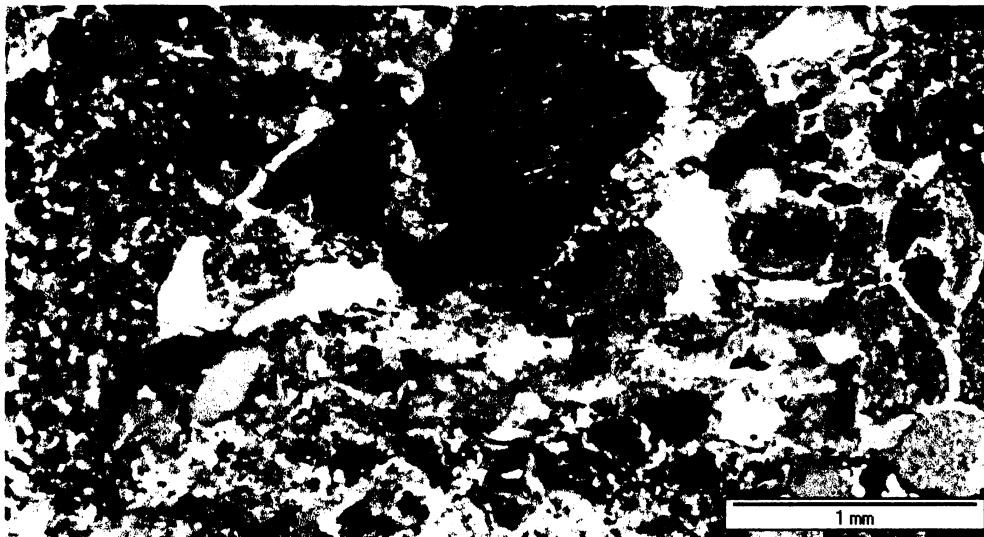
**Obr 4.12:** Ignimbrity se zachovalou fluidální strukturou zapracované v pískovcích litofacie PM1 v polarizačním mikroskopu - a) V rovnoběžných nikolech, b) Ve zkřížených nikolech. Šířka zorného pole:3,5 mm. Lokalita Kleštěnice u Komárova.

#### 4.4 LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PM 2

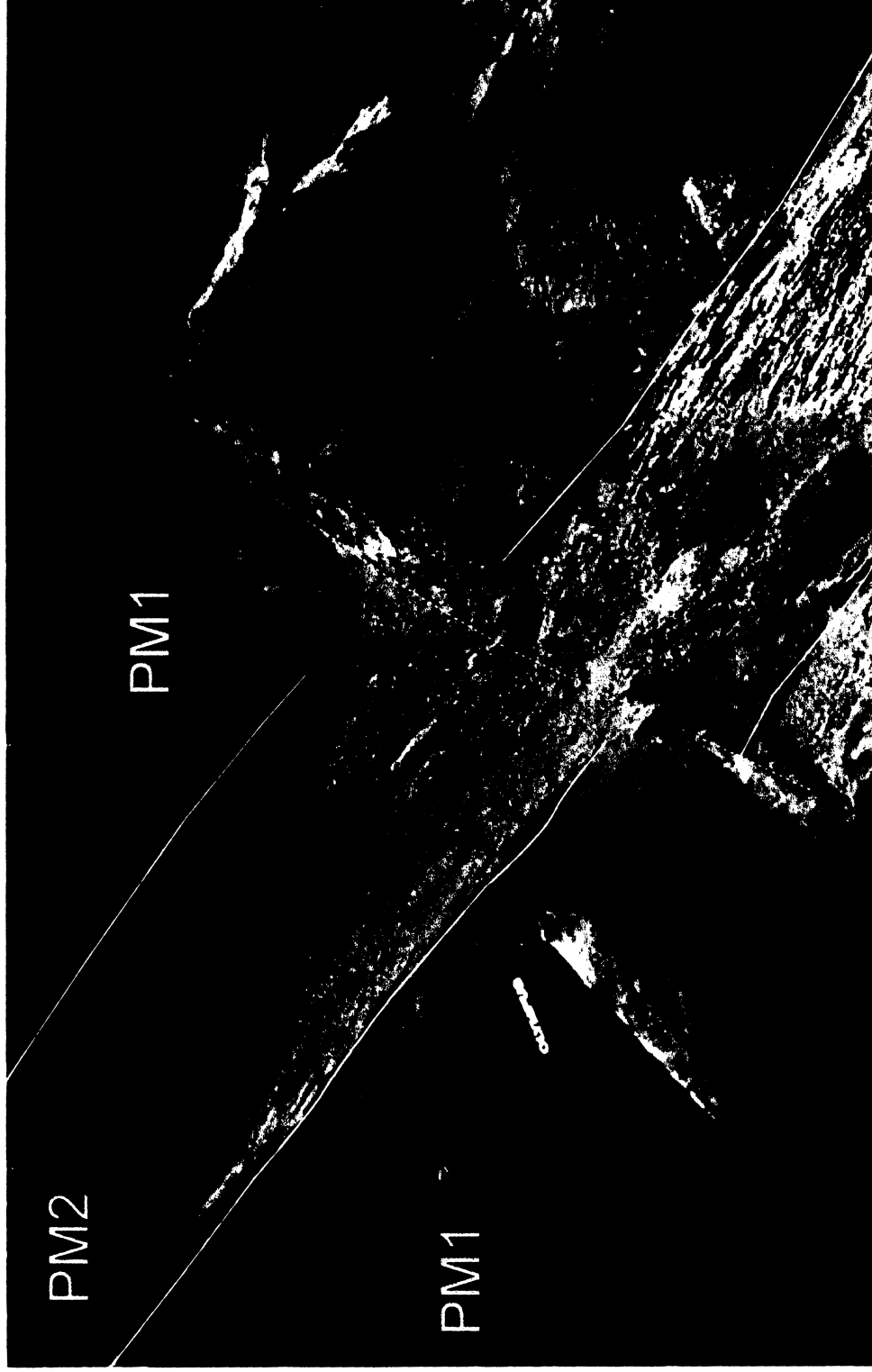
Tato litofaciální asociace je reprezentována jemnozrnnými až hrubozrnnými tufitickými pískovci šedozelené barvy. Klastický materiál tvoří především suboválné úlomky vulkanických hornin a chloritů (obr. 4.11). V menší míře než v předchozí facii je zastoupen subangulární monokrystalický křemen. Akcesoricky se v hornině vyskytuje polykrystalická forma křemene a suboválná zrna klinopyroxenu.

V horninách lze pozorovat horizontální laminaci a čeřinovitě zvrstvení včetně šplhavých čeřin. Podobně jako slepence litofaciální asociace PF2 jsou i psamity litofaciální asociace PM2 oproti okolním horninám velmi rozpadavé.

Sedimenty této litofacie tvoří vrstevní tělesa uvnitř facie PM 1 o proměnlivé mocnosti od 1 do 15 cm. Na některých místech lze pozorovat, že tato tělesa laterálně vyklíňují. Báze bývá ostrá, erozivní s nízkým reliéfem



Obr 4.13:.. Tufitický pískovec litofaciální asociace PM2 s úlomky bazaltů, ryolitů a chloritizovaných vulkanickýckých skel. Lokalita Zbihroh.



Obr. 4.13: Poloha hrubozrnného tuftického pískovce litofacie PM2 uvnitř sledu pískovců litofacie PM1. Horniny jsou porušeny tektonikou. Lokalita Zbiroh.



#### 4.5. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE AP1

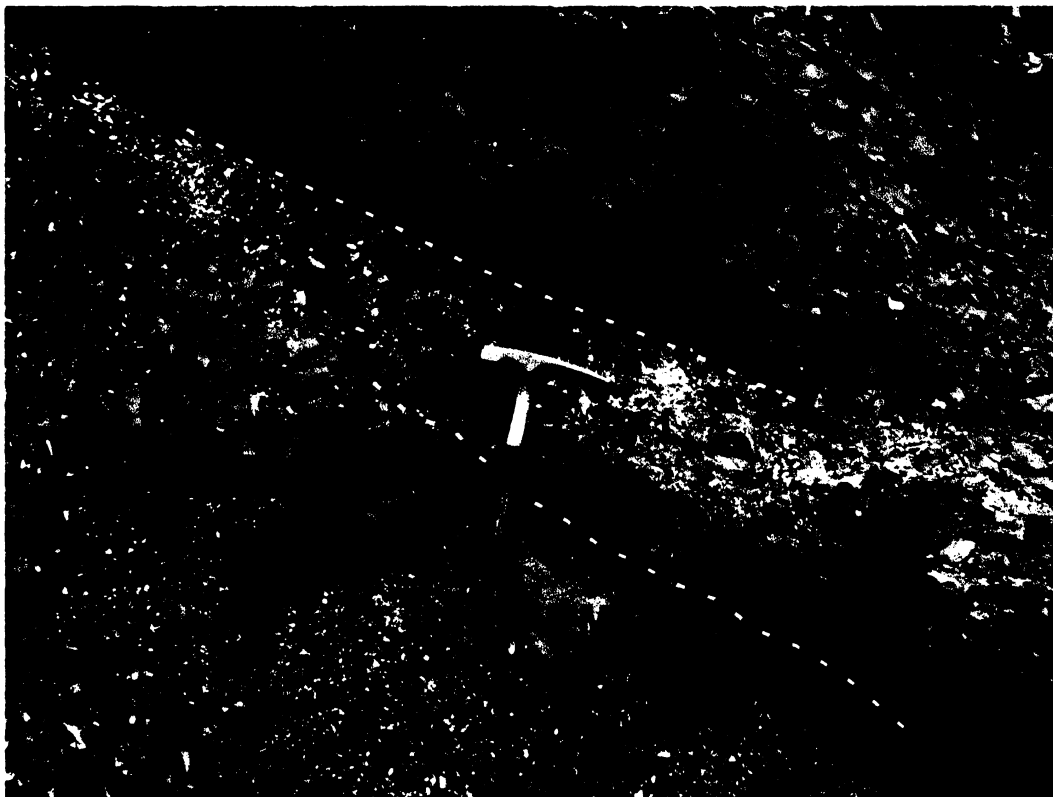
Tato litofacie je reprezentována červenohnědými nebo zelenošedými prachovci a silicity s tenkými vložkami jemnozrných pískovců (obr 4.13

V horninách této litofaciální asociace lze pozorovat mikrokonvolutní zvrstvení, planární laminaci a proudové čeřiny. Tyto struktury lze pozorovat pouze pod mikroskopem.

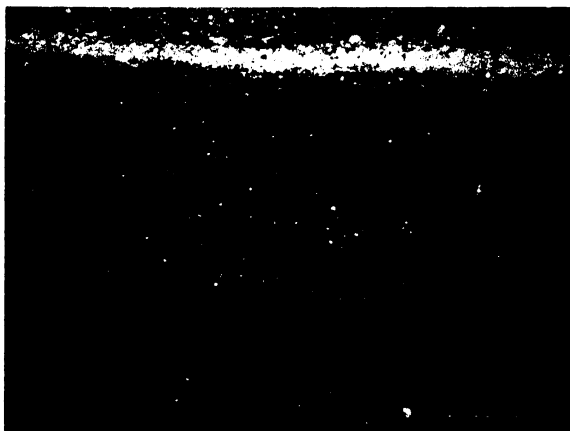
V makroměřítku se zejména v případě silicitů hornina jeví jako homogenní, bez viditelné vnitřní stavby.

Geometrii těles litofaciální asociace AP1 nelze vzhledem k omezeným odkryvům a výchozům určit.

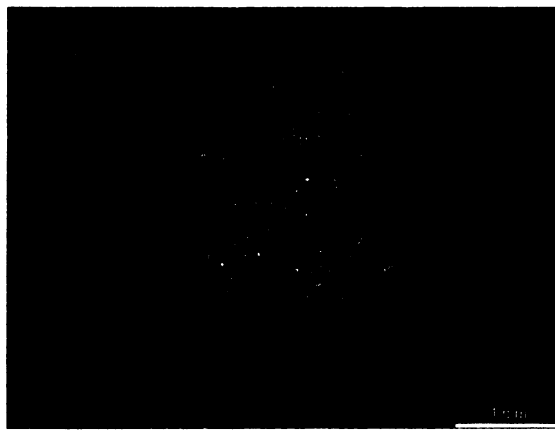
Tato litofaciální asociace je vázána na hraniční polohy s nadložními litologickými jednotkami, kde tvoří podstatnou část vrstevního sledu. V nejvyšších částech třenického souvrství tvoří jen tenké vložky, souvislejší sedimentární záznam prachovců, případně jílovců uvnitř sledu třenického souvrství je vyvinut pouze ve východní části pražské pánve (Kukal 1963).



**Obr. 4.14:** Slepence litofacie PF1 s erozivní bází velmi rychle přecházejí do hrubozrných prachovců litofacie AP1. Báze klabavského souvrství. Lokalita Medový újezd.



**A**



**B**

**Obr. 4.15:** Ukázka homin litofaciální asociace AP1: a) čefinovitě zvrstvení, lokalita Jívina u Komárova;  
b) Mikrokonvoluce v prachovcích, lokalita Točník.

## 5. INTERPRETACE SEDIMENTAČNÍCH PROCESŮ A PROSTŘEDÍ JEDNOTLIVÝCH LITOFACIÁLNÍCH ASOCIACÍ

### 5.1. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PF1

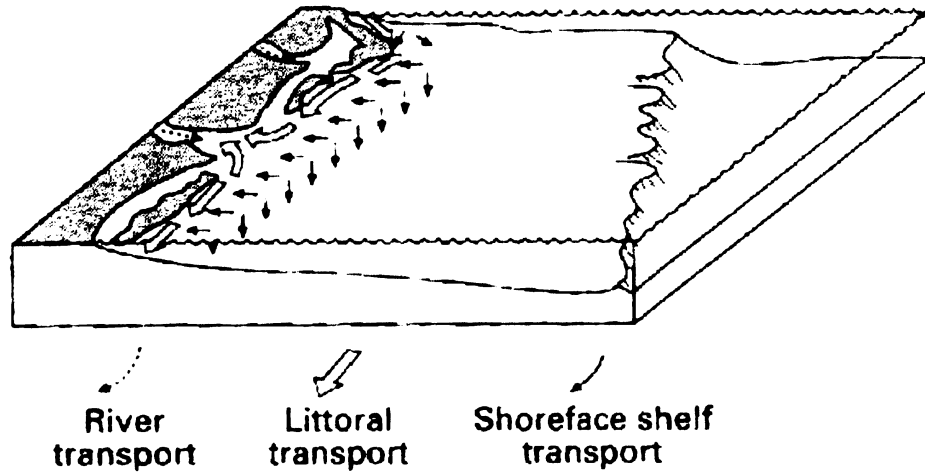
Na základě stratigrafické pozice se předpokládá, že slepence mají marinní původ (Kettner 1916). Většinou nasedají po hiátu na proterozoické sledy mořského původu nebo na kambrické nemarinní sedimenty a vulkanity. Směrem do nadloží plynule přecházejí do litofacie litických pískovců PM1, u níž je marinní původ doložen paleontologicky (např. Mergl 1993).

Vzhledem k zrnitosti hornin lze předpokládat, že se sedimentace odehrávala v prostředí s vysokou dynamikou. Jelikož tato litofacie v mnoha případech nasedá na horniny nemarinního původu, lze předpokládat, že sedimentace probíhala v příbřežní zóně, kde docházelo k erozi dna a erodovaný materiál byl přepracováván příbojem (*sensu* Johnson 1996).

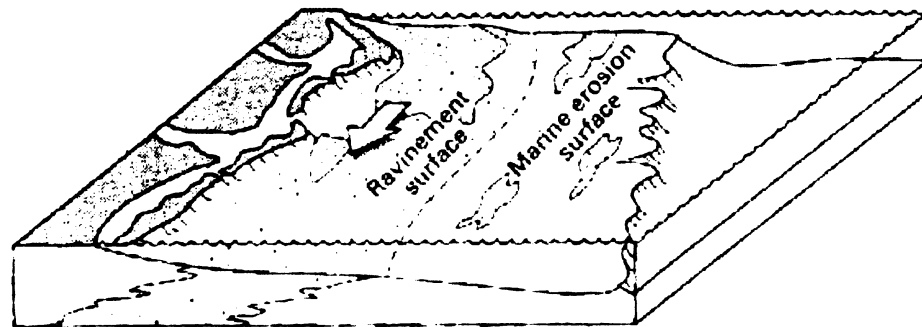
Složení klastů ve slepencích je odvozeno od litologické charakteristiky podložních sledů a blízkého okolí pánve, což nasvědčuje, že docházelo k sedimentaci a přepracování místního materiálu. Přínos ze vzdálenějších oblastí nebyl významný.

Sedimentací hrubozrnného nevytříděného materiálu, kde je omezena dotace vytříděných klastik ze vzdálenějších oblastí, se vyznačují šelfy „s režimem akomodace“ (*accomodation-dominated shelf*) -obr. 5.1. Tento režim se na šelfech vyskytuje právě v období transgresních traktů (*sensu* Johnson a Baldwin 1996).

## Accommodation-dominated shelf



**(a) Coastal-shelf processes**



**(b) Coastal-shelf morphology**

**Obr 5.1:** Hlavní procesy a sedimentace v šelfech s režimem akomodace; a) v důsledku příbojových proudů je klastický materiál zachycen v příbřežní zóně, k transportu směrem na šelf dochází pouze při bouřích, které mohou generovat proudy směřující od pobřeží b) morfologie pobřeží, hrubozmné sedimenty nasedají na erozivní transgresní plochu (podle Swifta a Thorne 1991).

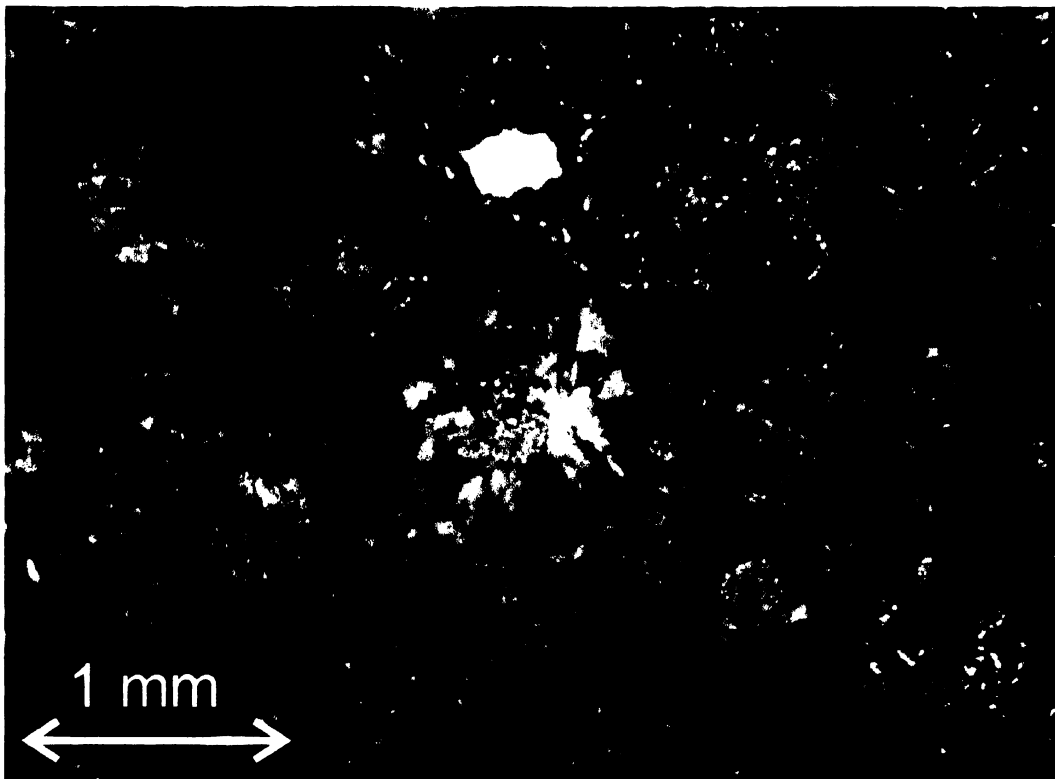
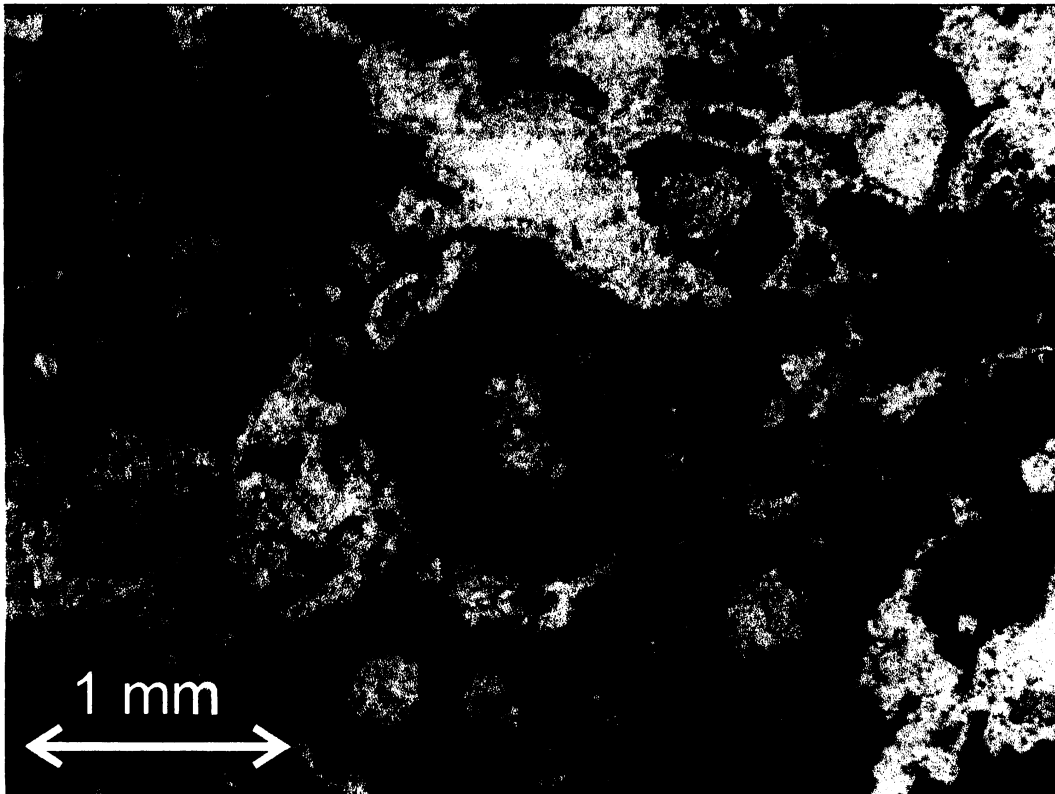
## 5.2. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PF2

Zrnitostní nevytříděnost klastů, podpůrná stavba jílovito-prachovité matrix a absence vnitřních sedimentárních textur naznačuje, že se mohlo jednat o úlomkotoky (Nicols 1999). Na základě valounového materiálu a superpozice vůči litofaciální asociaci litických pískovců PM1 lze předpokládat, že tyto gravitační proudy směřovaly z přilehlých vulkanických komplexů do mořského prostředí, kde kontinuálně probíhala sedimentace písčitých hornin litofacie PM1.

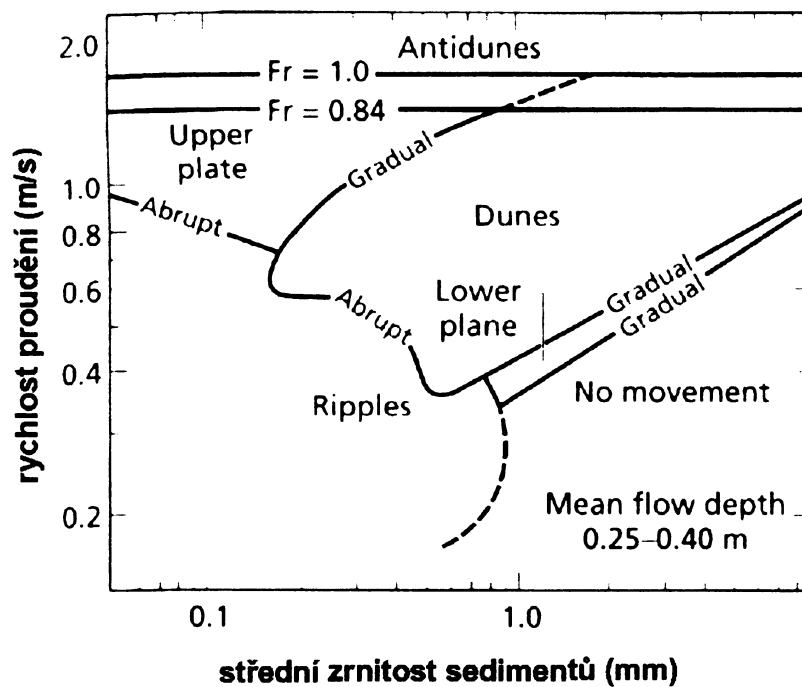
Podle vezikulární struktury ryolitových valounů, lze usoudit, že zdrojová hornina byla původně poměrně sklovitá a následně podlehla devitrifikaci. Vezikuli po vulkanických sklech jsou často vyplněny chalcedonickým křemenem (obr. 5.3), což dokládá, že k devitrifikaci horniny docházelo v subaerických podmínkách (*sensu* Breitreutz 2005). Následné nahrazení vláknité formy SiO<sub>2</sub> mikrokřemenem je důsledek pozdně diagenetických procesů (*sensu* Breitreutz 2005) - obr. 5.3. Vulkanická činnost spjatá s erupcí láv představujících zdroj klastů ve slepencích a sedimentace slepenců proto nejsou izochronní události. Vulkanity přeplavené ve slepencích musely být po určitou dobu vystaveny subaerickým podmínkám. Zdrojem valounů byly pravděpodobně horniny staršíckého a křivoklátsko-rokycanského komplexu, který je tvořen podobnými horninami (*sensu* Šindelářová 1982).

## 5.3 LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PM1

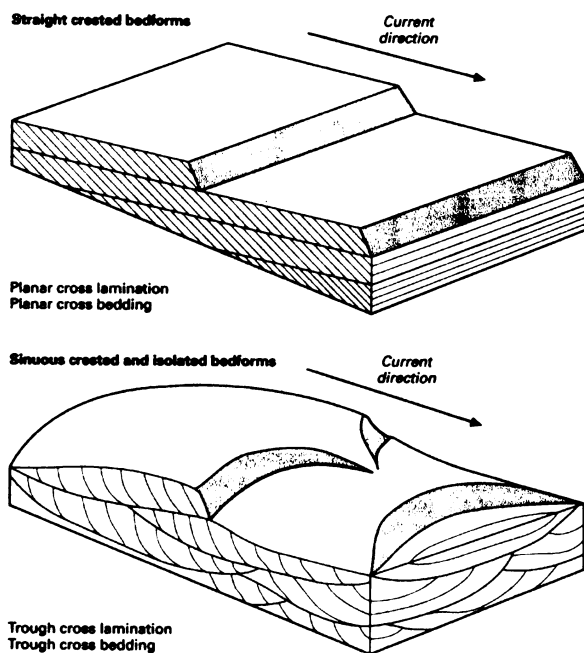
Největší objem litofacie PM1 tvoří jemnozrnné až hrubozrnné pískovce se šikmým korytovitým a planárním zvrstvením. Sety těchto textur představují tělesa migrujících subakvatických megačeřin a dun, které vznikaly v podkritickém proudovém režimu (obr. 5.4). Převaha šikmého korytovitého zvrstvení nasvědčuje tomu, že se jednalo o čeřiny a duny se zakřivenými hřbety (srovnej Allen 1970 - viz obr. 5.5)



Obr. 5.3: Ukázka ryolitových klastů ze slepenců litofacie PF 2. Uprostřed vezikule s chalcedonem, který je nahrazován mikrokřemenem. Lokalita Kleštěnice u Komárova.

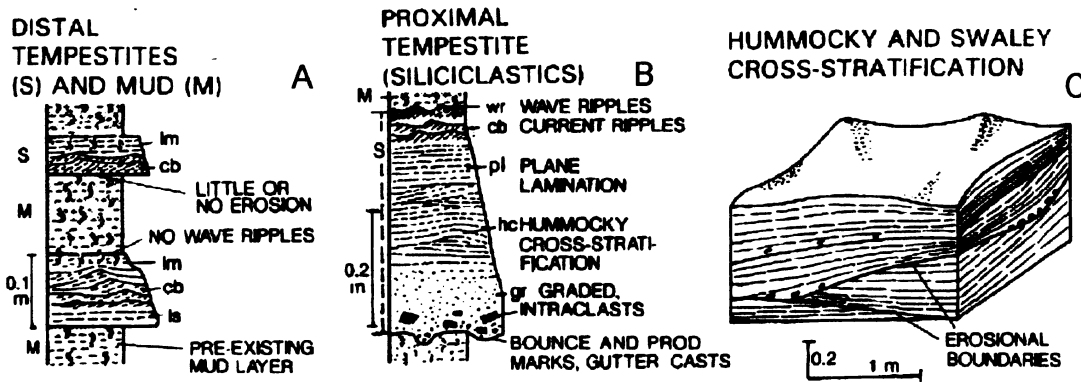


**Obr. 5.4.** :Závislost typu sedimentárních bedforem na rychlosti proudění a zrnitosti sedimentů. Platí pro vodní prostředí při teplotě 10°C (Ashley 1990).

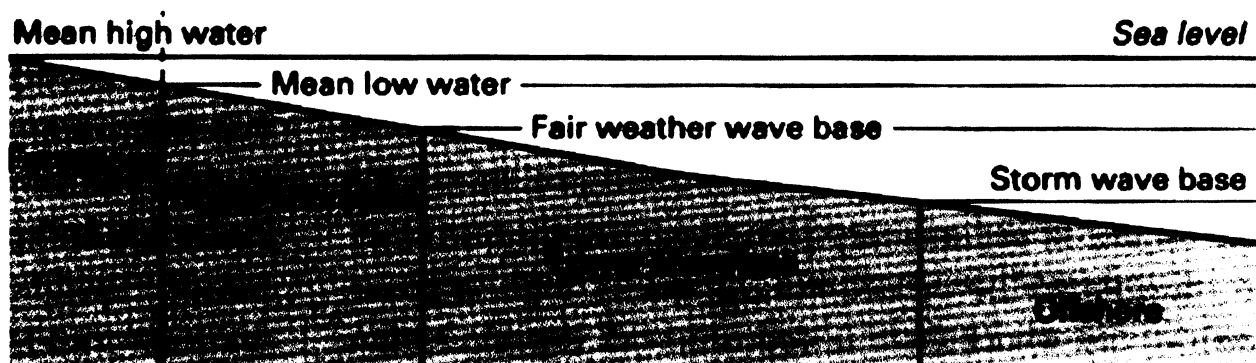


**Obr. 5.5** závislost výsledných sedimentárních textur na geometrii bedforem (podle Allena 1970).

Pískovce s HCS zvrstvením (obr. 4.10) představují sedimenty ukládané během bouřkových událostí. Polohy pískovců, které obsahují zapracované klasty z podložních vulkanogenních slepenců (obr. 4.11), mohou představovat bázi proximálního tempestitu (obr. 5.6 b), kdy došlo v důsledku bouřkového vlnění k nárůstu energie prostředí, erozi svrchních poloh slepenců a následnému zapracování klastů do pískovců litofacie PM1.



Obr 5.6: a): Profil souboru vrstev distálních tempestitů; b) proximálních tempestitů, spodní březní lic, c) SCS a HCS zvrstvení, bez vložek jílu, střední část březního líce (Dot a Bourgeois 1982; Walker et al. 1983; Aigner 1985).



Obr 5.7: řez šelfem s vyznačenými jednotlivými zónami dosahu vlnění (podle Nicolse 1999).

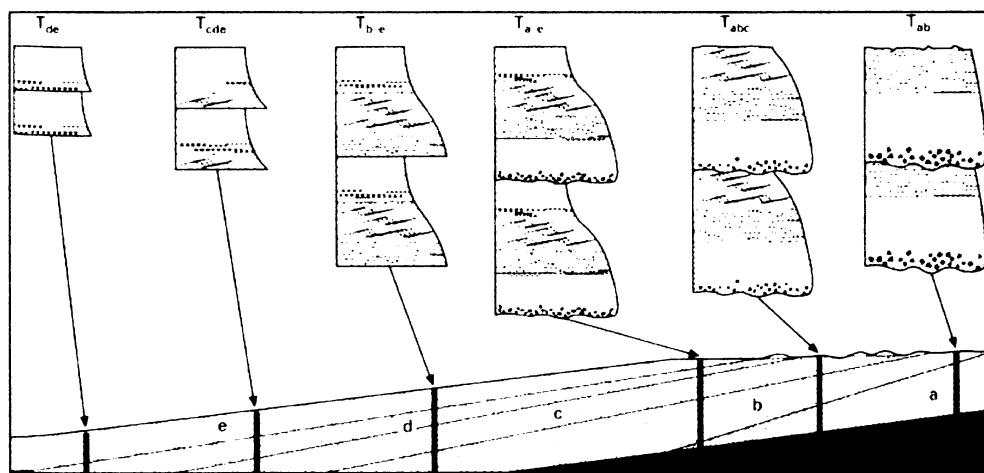


Na základě paleontologického obsahu můžeme litofaciální asociaci PM1 považovat za marinní. V této litofaci se nalézají především misky obolidních ramenonožců *Hyperbolus feistmanteli* (Barrande, 1870). V horninách chybí struktury odpovídající procesům běžného vlnění. Zachování HCS struktur je důkazem, že sedimentace probíhala nad bází bouřkového vlnění a pod bází běžného vlnění (obr. 5.7)

#### 5.4. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE PM2

Na základě výskytu erozivní báze s nízkým reliéfem, horizontální laminace, čeřinovitě zvrstvení a pozitivní gradace jsou tyto sedimenty interpretovány jako záznam turbiditních proudů. Polohy s horizontální laminací odpovídají členu  $T_b$  Boumovy sekvence. Polohy s čeřinovitým zvrstvením odpovídají členu  $T_c$ . Šplhavé čeřiny jsou dokladem zpomalování proudu a rychlé sedimentace klastického materiálu (Leeder 1999). Nadložní členy Boumovy sekvence  $T_d$  a  $T_e$  nejsou zachovány. Mohly být erodovány proudem při sedimentaci nadložních setů dun a megačeřin litofacie PM1, která ostře nasedá na sekvence turbiditů nebo se v této části tělesa neuložily a k jejich sedimentaci došlo až v distálnějších partiích turbiditních proudů. Absence členu  $T_a$  Boumovy sekvence dokládá, že se jedná o střední část turbiditních proudů kde jsou zachovány členy  $T_b$ -  $T_c$  (obr 5.8).

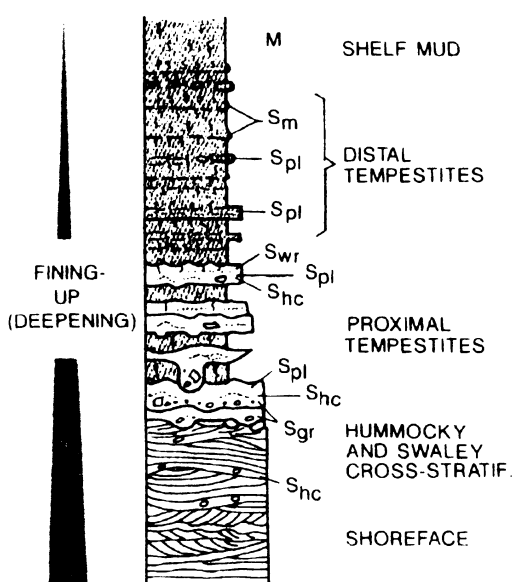
Tělesa litofaciální asociace PM2 má řadu shodných znaků s litofaciální asociací slepenců PF2 (geometrie těles, vysoký podíl vulkanického materiálu, absence silicifikace). Proto se může jednat o distální partie výše zmíněných sedimentů úlomkotoků litofacie PF2, kdy hmota hustotního proudu mohla být během transportu naředěna vodou, a úlomkotok se tak přetřansformoval na turbiditní proud (např. Felix a Peakall, 2005).



Obr5.8: Laterální distribuce záznamu turbiditních proudů (podle Nicolse 1999).

## 5.5. LITOFACIÁLNÍ ASOCIACE AP1

Tato litofaciální asociace se vyznačuje jemnozrnějšími sedimenty než jsou předešlé litofaciální asociace, což dokazuje celkové snížení dynamiky prostředí. Proudové čeřiny dokazují, že k sedimentaci docházelo v proudu, ale tento proud měl malou kompetenci a nebyl schopen přenášet hrubší materiál. Hrubozrnější polohy zřejmě představují epizody s vyšší energií. Mikrokonvolutní zvrstvení může být vytvořeno druhotnou deformací sedimentu (např. Kuenen 1953). Také může být dokladem turbulentního proudu, kde tyto textury vznikají deformací proudových čeřin (Kukal 1986). Podle Kukala (1986) však nejsou spolehlivým indikátorem sedimentačních procesů a prostředí. Hrubozrnější polohy dokládají epizody s vyšší dynamikou prostředí a vyšší schopností proudu transportovat hrubší částice. Tyto polohy by mohly představovat bouřkové události. Potom by tato litofaciální asociace mohla představovat záznam distálních tempestitů (*sensu* Johnson et al. 1978). Sedimentace mohla probíhat v poněkud hlubším prostředí než u předchozích litofaciálních asociací (obr.5.9) Pro jednoznačnou interpretaci sedimentárních procesů a prostředí těchto hornin je však potřeba provést detailní sedimentologický výzkum mílinského a klabavského souvrství.

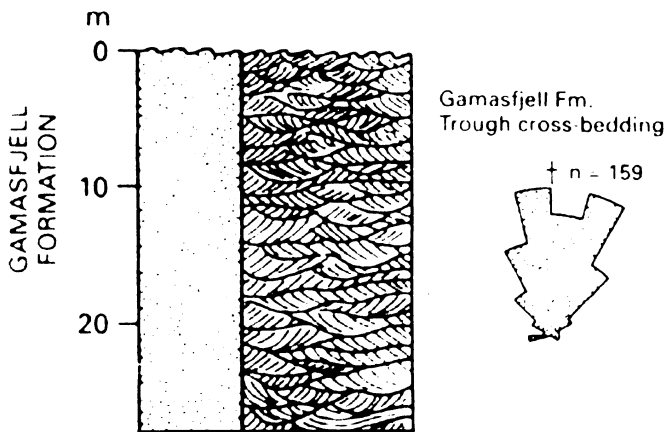


Obr 5.9: Idealizovaná sekvence přechodu z proximálních do distálních tempestitů (podle Dotta a Bourgeois 1982, Aignera 1985).

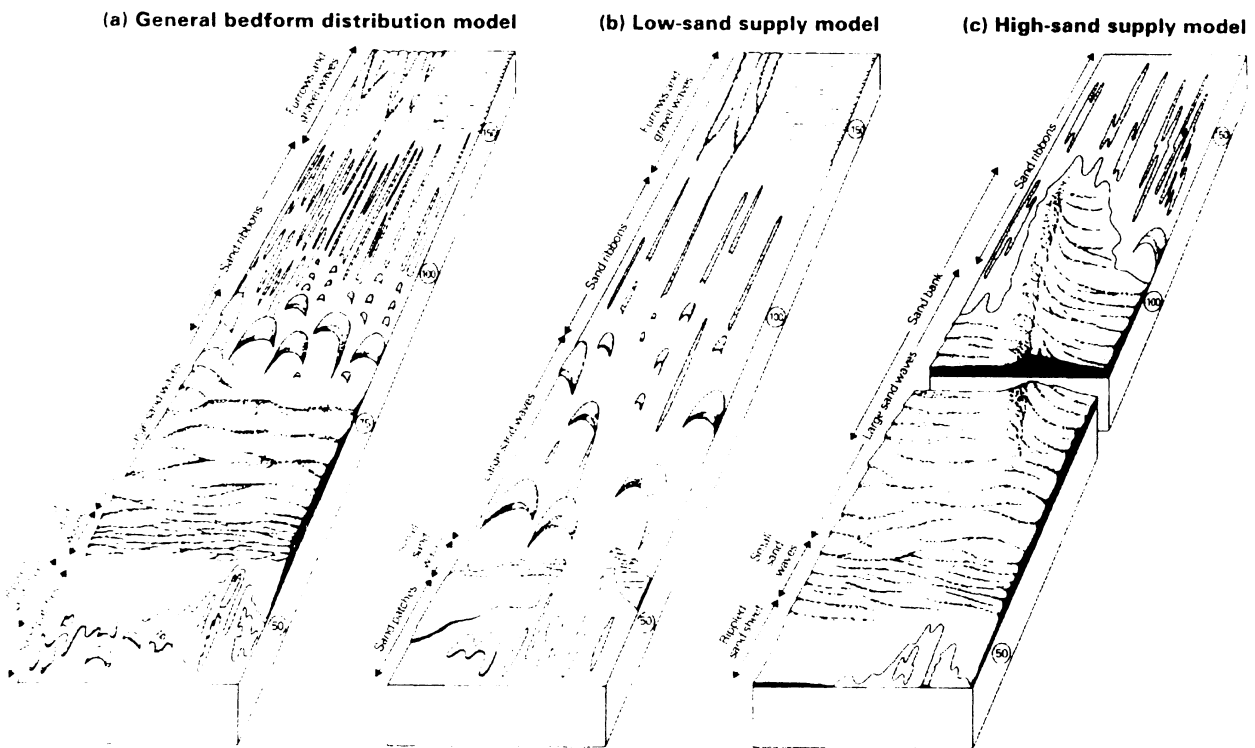
## 6. MODEL SEDIMENTAČNÍHO PROSTŘEDÍ

Tato kapitola se věnuje vytvoření modelu pánve v době sedimentace třenického souvrství. Model sedimentačního prostředí třenického souvrství je vytvořen na základě geometrie těles a interpretace dílčích sedimentárních procesů a prostředí. Na základě paleogeografických dat (Havlíček a Šnajdr 1955, Havlíček 1982) je známo, že sedimentační prostředí je vázáno na mělkovodní mořské prostředí v raném stádiu vývoje riftové pánve (Havlíček 1981).

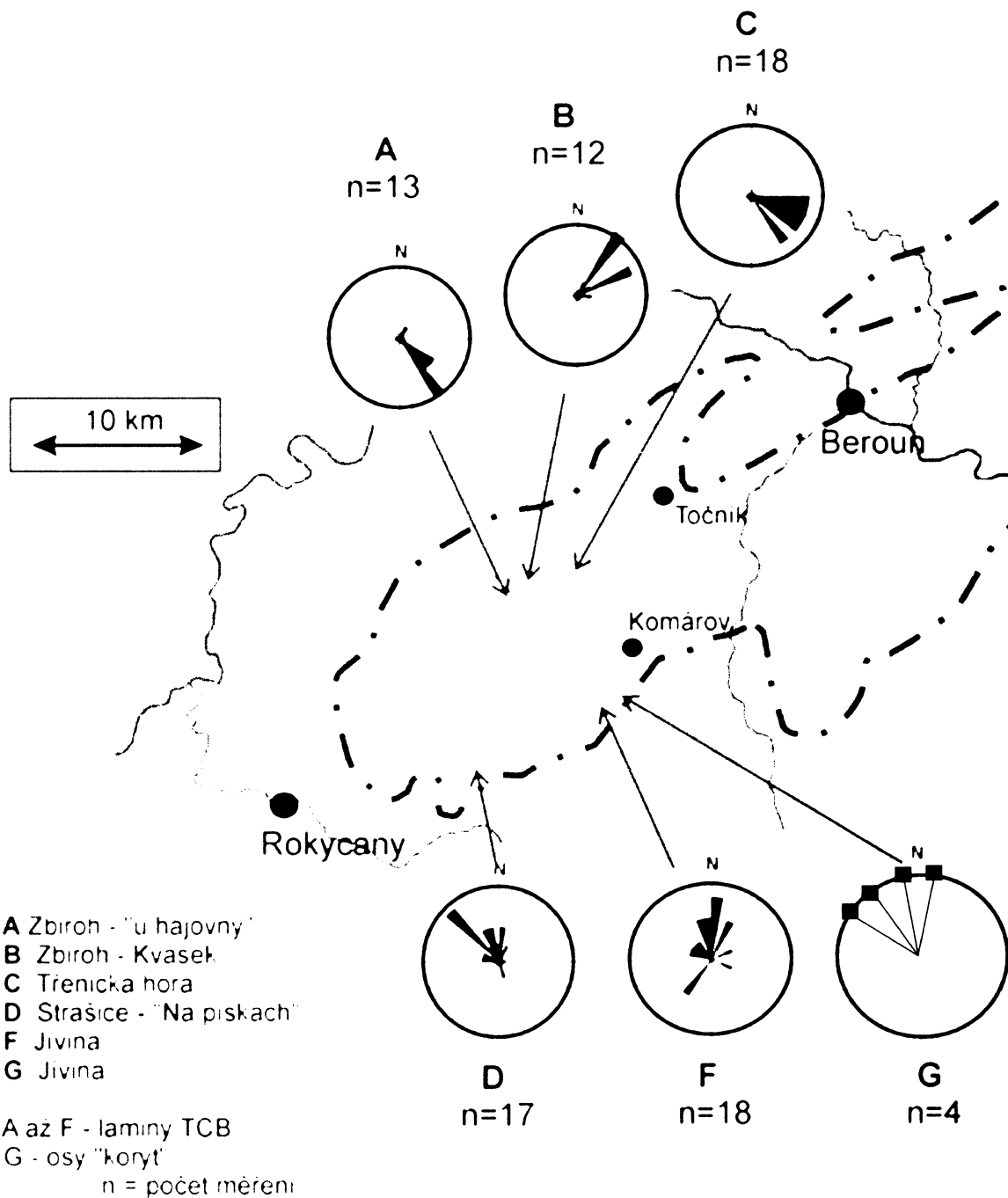
Rekonstruovaná sedimentární prostředí a procesy v třenickém souvrství se svým charakterem většinou neztotožňují se prostředím a procesy uvedenými Kukalem (1963). Sedimentace třenického souvrství se odehrávala v prostředí šelfu s dominancí dmutí. Po transgresi moře, která je zachycena polohou polymitních slepenců na bázi souvrství, převažovalo během sedimentace třenického souvrství prostředí migrujících písečných dun reprezentované litickými pískovci litofacie PM1. K uložení těchto subakvatických dun docházelo pravděpodobně v hloubkách odpovídající spodnímu březnímu líci, jak dokládá přítomnost HCS zvrstvení a absence textur, které vznikají procesy běžného vlnění. Z paleoproudové analýzy (obr 6.3), která byla provedena v šikmo zvrstvených pískovcích litofaciální asociace Pm1, vyplývá že v pánvi převažovaly proudy směřující od předpokládané březní linie. Tyto směry by mohly odpovídat odlivovým proudům (*senzu* Johnson 1977) Pro skutečnost, že v pánvi převažovalo prostředí s dominancí dmutí, nasvědčuje i malé zachování HCS struktur. Původní rozsah tempestitů mohl být primárně vyšší. Tempestity mají ale na šelfu s dominancí dmutí malý potenciál zachování a tyto struktury bývají často „přetisknuty“ texturami vznikající působením tidálních proudů (např. Einsele 2000). Prostředí s dominancí dmutí je vázáno zejména na oblasti epikontinentálních moří, které „komunikují“ s otevřeným mořem, na mořská prostředí, kde je vyvinut dostatečně široký šelf nebo v zálivech s nálevkovitým tvarem (např. Einsele 2000). Právě v době sedimentace třenického souvrství měla pražská pánev podle Havlíčka (1981) charakter úzkého zálivu, kde se mechanismus tidálních proudů mohl uplatnit.



**Obr. 6.1:** Fossilní záznam megačeřin . TCB upadající převážně severním směrem formovány odlivovými proudy za účasti proudů vyvolaných bouřkovým vlněním. Prekambrium, severní Norsko (H.D. Johnson 1977).



**Obr 6.2:** Modely distribuce bedforem vznikajících za působení tidálních proudů v závislosti na jejich rychlosti [v cm/s]. a) obecný model, b) model s malou dotací písku, c) model s vysokou dotací písku (Belderson, Johnson a Kenyon 1982)



**Předpokládané původní rozšíření třebického souvrství  
v západní části pražské pánve (podle Havlíčka 1981):**

Obr 6.3: paleoproudová analýza

Záznam sedimentů gravitačních proudů, je v třenickém souvrství zachován v malé míře. Horniny litofaciální asociace PF2 a PM2, která představují tento mechanismus sedimentace vytváří pouze nesouvislé polohy uvnitř záznamu migrujících dun, případně tempestitů. Tělesa úlomkotoků pyroklastického materiálu byla objevena na profilech v Kleštěnicích a v Cheznovicích v jihovýchodním. křídle pánve. Zdrojovou oblastí pyroklastického materiálu mohly být přilehlé vulkanické komplexy svrchního kambria (strašický a křivoklátsko-rokycanský komplex).

Tělesa turbiditních proudů reprezentována tufitickými pískovci litofaciální asociace PM2 by mohla odpovídat distálním partiím úlomkotoků. Tento závěr není ale možné jednoznačně potvrdit. Vzhledem k malé odkrytosti území a poměrně značným vzdálenostem jednotlivých lokalit nelze jednotlivá tělesa úlomkotoků a turbiditních proudů vzájemně korelovat.

Ve svrchních částech třenického souvrství lze pozorovat trend, kdy dochází ke zmenšování mocnosti setů šikmého zvrstvení i laterálního rozsahu bedforem. To může být způsobeno nižší dynamikou sedimentárního prostředí a snižování rychlosti tidálních proudů (obr 6.2). Tendence snižování dynamiky sedimentačního prostředí je zachycena i v nadložním mílinském a klabavském souvrství, kde se odráží v nápadné litologické změně sedimentů. Tato změna se projevuje nástupem sedimentace jemnozrnějších hornin litofaciální asociace AP1. Někteří autoři předpokládají (např Kettner 1916, Havlíček – Šnajdr 1955), že tyto jemnozrné sedimenty jsou odrazem regrese moře a jsou produktem chemogenní sedimentace v lagunárním prostředí. Přítomnost proudových čeřin, mázdřité zvrstvení a litologická heterogenita sedimentů spíše poukazuje na sedimentaci v dynamičtější prostředí. Nelze tedy vyloučit možnost, že ke zjemnění zrna sedimentů došlo v důsledku prohloubení sedimentačního prostředí, kde byl omezen přínos hrubého klastického materiálu.

Na některých profilech lze pozorovat transgresně-regresní epizody uvnitř sedimentárního sledu třenického souvrství. Na profilu v Zbizoze (příloha I) jsou ve spodní části sledu zachyceny dvě lavice křemenných slepenců, které náleží litofaciální asociaci PF1. Tyto polohy jsou odděleny hrubozrným pískovcem. Slepence mají vyvinutou erozní bázi a pozitivní gradaci, takže by se daly interpretovat jako záznam gravitačních proudů. Proti této možnosti svědčí dobře opracovaný místní valounový materiál a absence struktur typických pro turbiditní proudy v nadložní pískovcové poloze, do níž plynule slepenec přechází. Pískovcová

poloha ve svých svrchních partiích naopak vykazuje negativní gradační zvrstvení. To může být způsobeno postupným zvyšováním energie prostředí v důsledku změlčování sedimentačního prostoru. Slepencové polohy tak mohou představovat transgresní sedimenty spojené s erozí dna, svrchní postupně hrubnoucí poloha pískovce by mohla odpovídat regresní epizodě. Obdobný vývoj lze pozorovat na profilu v Medovém újezdě v hraničních polohách s klabavským souvrstvím.

Svrchní polohy postupně hrubnoucích pískovců v nejvyšší části třenického souvrství by mohly odpovídat regresní epizodě, následované transgresí, kterou zachycuje poloha slepence při bázi klabavského souvrství. Na této lokalitě je tato regresně–transgresní epizoda popsána již mnoha autory (např. Chlupáč 1998) a lze ji doložit stratigraficky. Chybí zde celý sled mílinského souvrství (obr 2.1). To je také jeden z důvodů, proč je mílinské souvrství považováno za regresní jednotku. Avšak tato regrese zachycená na profilu v Medovém újezdě nemusí být důsledkem globálního jevu. Třenické souvrství, je na této lokalitě oproti jiným oblastem vyvinuto ve velmi malé mocnosti. Velmi proměnlivé mocnosti jsou pro tuto litostratigrafickou jednotku typické. Tyto rozdíly vysvětluje Kukul (1963) tektonickými pohyby jednotlivých segmentů pánve.

## 7. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ

Těžká frakce minerálů je v horninách zastoupena akcesoricky, protože je však tvořena většinou mechanicky odolnými minerály, její složení odráží původ klastického materiálu a mechanismy sedimentace (např. Morton 1991). Těžké minerály mají vyšší hustotu než  $2,9 \text{ g. cm}^{-3}$  a proto se dají v těžkých kapalinách snadno oddělit od běžných horninotvorných minerálů jako je křemen a živce. Zastoupení těžkých minerálů však může ovlivnit chemická stabilita minerálu během transportu, sedimentace, diagenese a zvětrávání (Nesbitt et al. 1996). Do celkové sumy jsou v této práci započítány úlomky hornin, které jsou povlečeny vrstvou limonitu

Na analýzu těžkých minerálů bylo odebráno 11 vzorků (tabulka 6.1). V nich jsou zastoupeny všechny litofaciální asociace uvedené v kapitole 4.

Číslo vzorku	lokalizace	litologie	litofaciální asociace
1	Medový Újezd	polymiktní slepenec (matrix)	PF1
2	Medový Újezd	střednězrnný litický pískovec	PM1
3	Medový Újezd	hrubozrnný litický pískovec	PM1
4	Medový Újezd	hrubozrnný prachovec( klabavské s.)	AP1
5	Třenice	jemnozrnný litický pískovec	PM1
6	Třenice	jemnozrnný tufitický pískovec	PM2
7	Třenice	jemnozrnný litický pískovec	PM1
8	Třenice	jemnozrnný litický pískovec	PM1
9	Kleštěnice	vulkanosedimentární slepenec (matrix)	PF2
10	Zbiroh	hrubozrnný tufitický pískovec	PM 2
11	Točnick	litický pískovec	PM1

**Tabulka 7.1:** Seznam vzorků odebraných na analýzu těžkých minerálů.

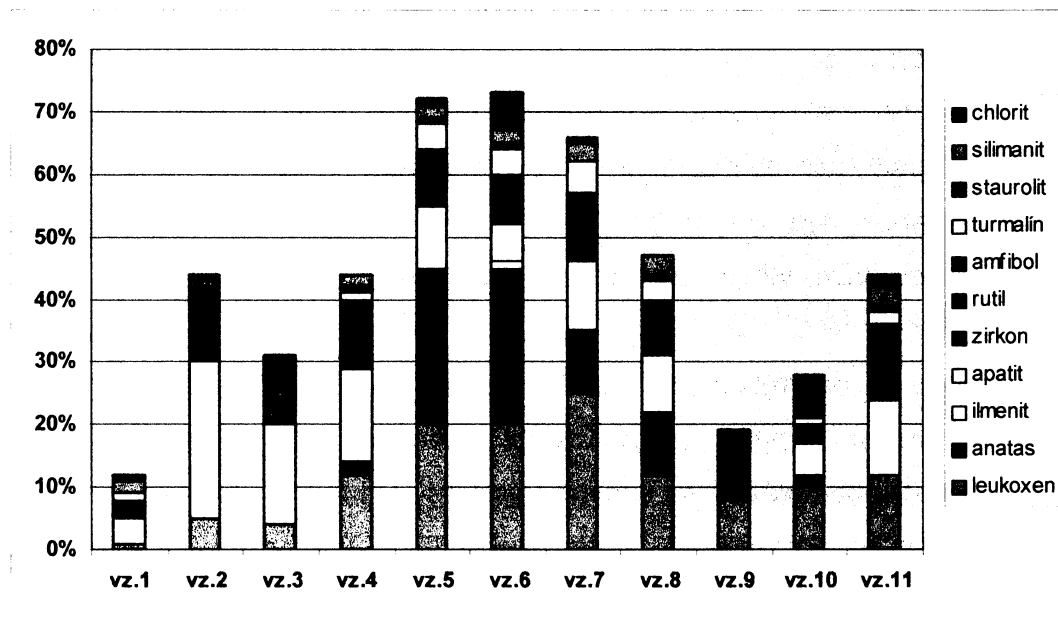


## 7.1 KVANTITATIVNÍ ANALÝZA

Procentuální zastoupení minerálů v rámci těžké frakce je uvedeno v tabulce 7.2. V přepočtech procentuálního zastoupení není zařazen čistý limonit. Naopak jeho přítomnost komplikuje analýzu těžké frakce a zkresluje kvantitativní analýzu. V grafu 7.3 jsou zobrazena data uvedená v tabulce 7.2. bez zastoupení limonitu a kolofanu, tedy minerálů, které nemají pro určení zdrojových oblastí význam.

Tab 7.2: Procentuální zastoupení těžkých minerálů:

minerál	vz.1	vz.2	vz.3	vz.4	vz.5	vz.6	vz.7	vz.8	vz.9	vz.10	vz.11
limonit. úlomky	80%	45%	30%	40%	14%	13%	12%	38%	70%	60%	48%
leukoxen	akc	5%	4%	12%	20%	20%	25%	12%	8%	10%	12%
kolofan	11%	11%	40%	17%	15%	18%	20%	16%	12%	15%	9%
apatit	4%	25%	16%	15%	10%	6%	11%	9%		5%	12%
zirkon	2%	10%	9%	10%	5%	5%	9%	9%		1%	9%
rutil			akc	akc	3%	3%	2%		akc	akc	3%
amfibol	akc	akc			akc					akc	
turmalín	akc			1%	4%	4%	5%	3%		akc	2%
baryt		akc									
staurolit		1%	akc	akc	1%	akc		akc			akc
anatas				2%	25%	25%	13%	10%		2%	
silimanit	akc	1%		2%	2%	2%	3%	3%			3%
ilmenit					akc	akc					
chlorit	1%	1%			akc	6%	akc		10%	7%	2%



Obr 7.3: Procentuální zastoupení těžkých minerálů bez limonitu a kolofanu.

Z kvantitativní analýzy vyplývá, že, že jednotlivá křídla pánve vykazují odlišné poměry těžké frakce, což může být způsobeno poněkud odlišnými zdrojovými oblastmi. Vzorky ze severozápadního křídla pánve vykazují vyšší poměry minerálů titanu (leukoxen, anatas, rutil) a turmalínu. Poměry zirkonu jsou v celé studované oblasti vyrovnané. Vzorky z jihovýchodního křídla pánve mají vyšší obsahy apatitu.

## 7.2 CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH MINERÁLŮ

V následujícím textu je uveden výčet zjištěných těžkých minerálů a jejich základní charakteristika:

**Anatas** se vyskytuje v dipyramidálních zrnech se silným leskem a nápadným rýhováním. Je zachován v původních tvarech, případně nepravidelných ostrohraných úlomcích. Rost (1956) uvádí jako původ anatasu metamorfity a pegmatity. Také může vnikat sekundárně přeměnou ilmenitu (Rost 1956). Hojné minerály titanu včetně anatasu uvádí Bernardová (1966) v drobách svrchního proterozoika v sz. křídle Barrandienu.

**Apatit** je v těžké frakci velmi hojný. Jeho obsah v jednotlivých vzorcích však značně kolísá. To může být způsobeno jeho alterací do amorfni formy – kolofanu. Apatit je tvořen čirými, nepravidelnými úlomky, ojediněle je zachován v protáhlých idiomorfních sloupečcích. Dokonale opracovaná zrna se v horninách vůbec nevyskytují. Často je okolo krystalů vytvořen limonitový lem. Vyskytuje se jako akcesorie téměř ve všech magmatitech i metamorfních horninách (Rost 1956) Zdrojovou oblastí apatitu pro třenické vrstvy by mohly být především vulkanity křivoklátsko-rokycanského a strašického pásma, kde apatity uvádí např. Šindelářová (1982) a Musil (2004).

**Leukoxen** se vyskytuje v šedivých nebo světle béžových zrnech. Je vyvinut buď jako nepravidelné subangulární úlomky, které vznikly zřejmě sekundárně a také suboválnými zrny, které mohly být transportovány ze starších sedimentů. Společně s anatasem tvoří významný podíl těžké frakce v pískovcích ze sz. křídla pánve z oblasti Třenické hory. Leukoxen vzniká přeměnou minerálů bohatých na titan (rutil, anatas, ilmenit). Leukoxeny vzniklé přeměnou ilmenitu pocházejícího z proterozoických spilitů uvádí Petránek (1952) ve spodnokambrických sedimentech

příbramsko-jinecké pánve. Hojný výskyt leukoxenu také zjistila Bernardová (1966) v neoproterozoických drobách sz. křídla barrandienu.

**Kolofan** je vyvinutý v bílých nebo nažloutlých nepravidelných zrnech. Jedná se o sekundární produkt vznikající přeměnou apatitu nebo fosfatických schránek (Táborský - ústní sdělení). Proto nemá velkou vypovídací hodnotu o zdrojových oblastech klastického materiálu.

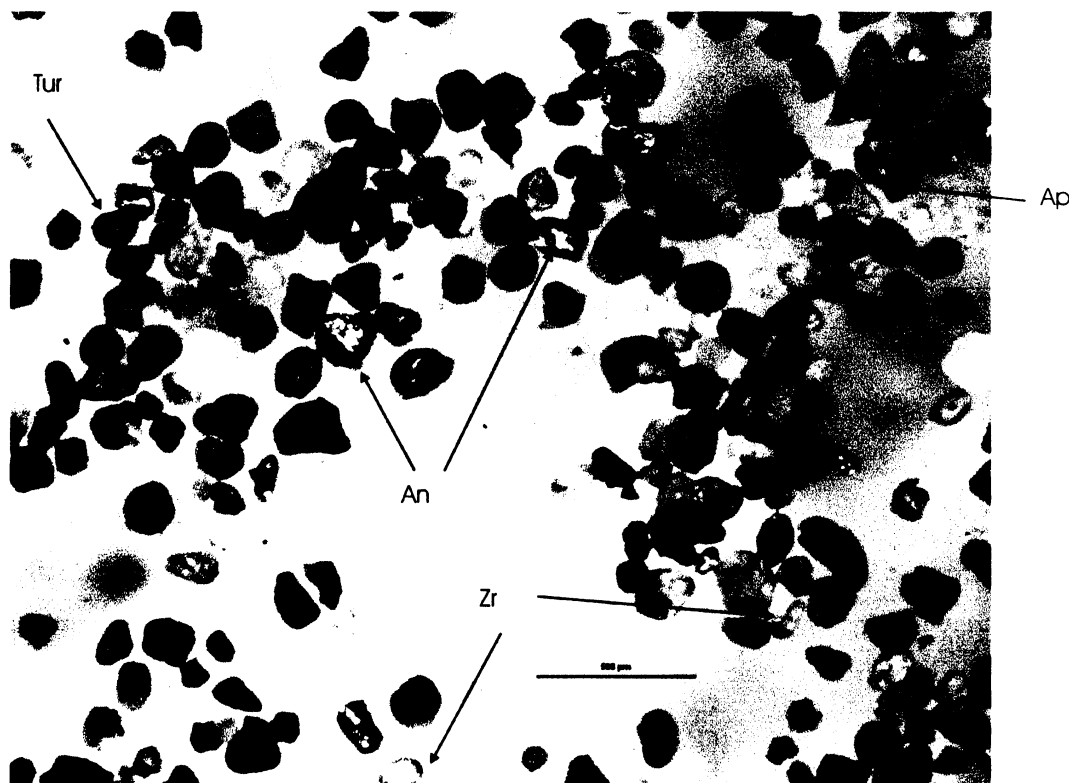
**Zirkon** je nejčastěji bezbarvý, čirý nebo slabě narůžovělý. V horninách tvoří podstatnou část těžké frakce. Je zastoupen dvěma generacemi. Čtyři pětiny zirkonů tvoří velmi dobře zaoblená, často elipsoidální zrna. U těchto zrn lze předpokládat, že jsou již alespoň jednou redeponovaná ze starších sedimentů (Tucker 2001). Zbytek je tvořen tenkými sloupcovitými idiomorfními krystaly, které mohou mít původ v horninách křivoklátsko-rokycanského a strašického komplexu (*senzu* Musil 2004)

**Rutil** se vyskytuje ve vzorcích většinou pouze akcesoricky. Poněkud větší zastoupení má ve vzorcích z Třenické hory v sz. křídle pánve. Tvoří červená nebo červenohnědá, ojediněle oranžová, velmi dobře opracovaná zrna vejčitého tvaru. Pouze v jednom případě byl zaznamenán rutil idiomorfní s kolínkovitým srůstem. Rutil pochází většinou z metamorfovaných hornin, ale tvoří akcesorie i v granitoidech (Rost 1956). Může také vznikat při diagenézi v sedimentech (Petránek 1952). Dobře opracovaná zrna indikují původ ve starších sedimentech (Tucker, 2001).

**Amfibol** se podílí na složení těžké frakce jen akcesoricky. Zrna amfibolu tvoří nepravidelné, značně alterované úlomky. Vyznačuje se nazelenou barvou. Mezi sklíčky se rozpadá na jehličky, čímž se dá odlišit od chloritu. Amfiboly pocházejí většinou ze žul, granodioritů, dioritů, syenitů a jejich výlevných ekvivalentů, velmi hojný je v amfibolitech (Rost 1956). Zejména v bazičtějších horninách křivoklátsko-rokycanského komplexu uvádí amfiboly Musil (2004).

**Turmalín** je hojně zastoupen ve vzorcích ze sz křídla pánve. Je tvořen většinou dobře zaoblenými šedými až černými zrny. Akcesoricky je turmalín také zastoupen ostrohrannými nepravidelnými úlomky. Turmalíny vykazují silný pleochorismus. Jedná se o velmi resistantní minerál, který tvoří akcesorie v granitoidních horninách, kyselých pegmatitech nebo metamorfitech (Rost 1956). U dobře opracovaných zrn bývají zdrojem starší sedimentární horniny (Tucker 2001). Zaoblené turmalíny zjistil Petránek (1956) ve spodním kambriu. Bernardová (1966) uvádí turmalín ve svrchnoproterozoických drobách.

**Baryt** byl zjištěn pouze v jednom vzorku, a to v akcesorickém množství . Je šedobílý, neprůhledný, má nepravidelný angulární tvar. Jeho výskyt je vázán na hydrotermální rudní žíly, ale může také tvořit tmel v pískovcích (Rost 1956).



Obr 7.4: Těžké minerály s hojným zastoupením anatasu.

An–anatas, Ap–apatit, Tur–turmalin, Zr–zirkon

**Sillimanit** tvoří většinou nepravidelné nebo obdelníkové subangulární úlomky světle béžové nebo nažloutlé barvy. Je průsvitný, vláknitý, někdy obsahuje drobné černé inkluze. Má skelný až matný lesk. V těžké frakci se častěji vyskytuje ve vzorcích z Třenické hory. Je indikátorem hliníkem bohatých metamorfních hornin (Rost 1956). Silimanity se vyskytují v nejvyšších metamorfních zónách tepelského a domažlického krystalinika při kontaktu s mariánsko-lázeňským komplexem, Bernard (citace( uvádí sillimanit v metamorfovaném proterozoiku u Pobežovic.

**Staurolit** se vyskytuje pouze v akcesorickém množství. Tvoří nepravidelná světle oranžová suboválná zrna. Jedná se o typický metamorfní minerál hliníkem bohatých hornin.

**Ilmenit** byl zjištěn pouze v jednom vzorku tufitických pískovců PM 2 jako akcesorická příměs. Tvoří černá, při okrajích hnědě prosvítající subangulární plochá zrna. Ilmenit je nestabilní minerál, u něhož často dochází k přeměně na leukoxen nebo

anatas (Rost 1956). Jeho podíl mohl být v sedimentech původně vyšší, zejména ve vzorcích, které mají vysoké poměry anatasu nebo leukoxenu. Ilmenit je přítomný v horninách strašického pásma (Šindelářová 1982) a chloritizovaných bazaltech křivoklátsko-rokycanského komplexu (Musil 2004). Ilmenity v proterozoiku zjistila Bernardová (1966).

**Chlority** jsou vyvinuty v podobě nazelenalých průhledných nebo průsvitných nepravidelných krystalů, které se rozpadají do plochých šupinek. Časté jsou srůsty s limonitovými úlomky nebo kolofanem. Vyznačuje se pleochroismem, při pozorování v polarizačním mikroskopu se zkříženými nikoly vyniká modrými interferenčními barvami. Mateřskými horninami bývají chloritové břidlice, hadce, které se ale v okolí pánve nevyskytují. Často také vyplňuje mandlovcové dutiny (Rost 1956). Chloritizované minerály jsou časté ve svrchnokambrických vulkanitech křivoklátsko-rokycanského a strašického komplexu (Šindelářová 1982, Musil 2004) nebo z neoproterozoických vulkanitů (Bernardová 1966)

**Limonit** tvoří nejhojnější a nejhrubší část těžké frakce. V sedimentech je velmi hojný, vzniká je produkt zvětrávání, takže pro určení zdrojových oblastí nemá význam.



Obr 7.5: Ukázka těžkých minerálů v dopadajícím světle

### 7.3. INTERPRETACE ZDROJOVÝCH OBLASTÍ

Z kvantitativní analýzy a charakteristik těžkých minerálů je patrné, že klastický materiál sedimentů pochází z několika zdrojových oblastí:

1. Zřejmě nejvýznamnější zdroj klastik představují **vulkanity křivoklátsko-rokycanského a strašického komplexu**. Úlomky ryolitů a andezitů tvoří důležitý podíl klastů v litických a tufirických pískovcích, svrchnokambrické vulkanity jsou také zastoupeny v obou druzích slepenců (kapitola 5, *sensu* Slavík et al. 1904, Kukul 1963)

Z těžkých minerálů zřejmě mohou mít původ v těchto vulkanitech apatit, idiomorfni zirkony a akcesoricky zastoupený amfibol. Dalším minerálem indikujícím tento zdroj je chlorit, který je hojně zastoupen v tufitických sedimentech. Zdrojovou oblast v horninách křivoklátsko – rokycanského a strašického komplexu také mohou částečně představovat minerály titanu (leukoxen anatas), které jsou produktem přeměny ilmenitu.

2. Dalším zdrojem klastického materiálu jsou **horniny neoproterozoika a spodní a středního kambria** kromě již zmiňovaných svrchnokambrických vulkanitů. Z této zdrojové oblasti můžeme předpokládat asociaci mechanicky a chemicky stálých minerálů, které vydrží i několikanásobný transport. Tuto asociaci představují zaoblená zrna zirkonů, turmalínů a rutilů. Minerály titanu mohou mít kromě svrchnokambrických vulkanitů také původ v proterozoických vulkanitech a sedimentech. Vysoké obsahy těchto minerálů (až 65 % těžké frakce) uvádí Bernardová (1966) v tufitických neoproterozoických drobách.

3. V těžké frakci byly také minerály, které musejí pocházet ze vzdálenějších zdrojových oblastí, budovaných **krystalickými břidlicemi**, které se v okolí pánve nevyskytují. Tento zdroj je zastoupen silimanitem a staurolitem, případně neopracovanými zrny turmalínů a rutilů. Výskyt těchto minerálů je poněkud hojnější v sz. křídle pánve. Zdrojem mohly být kadomsky metamorfované neoproterozoické okraje tepelsko-barrandienské oblasti, kde je stáří metamorfózy stanoveno na cca 540 Ma (Zulauf et al. 1998) Konkrétnější určení tohoto zdroje je velmi obtížné, protože případné zdrojové horniny i sedimenty pražské pánve patří k prevariským geologickým jednotkám.

## 8. DISTRIBUCE FOSILNÍCH SPOLEČENSTEV V TŘENICKÉM SOUVRSTVÍ

Tato kapitola se věnuje rozmístění fosilních bentických společenstev v třenickém souvrství. Analýza distribuce fosilních společenstev je provedena na základě databáze paleontologických nálezů z lokalit v třenickém souvrství (viz příloha), z níž vyplývá, že v třenickém souvrství převažují velmi chudá fosilní společenstva. Z trofického hlediska měli v bentických společenstev dominantní postavení filtrátoři (Mergl 1992). Na základě dat získaných z publikovaných prací byly podle druhového složení jednotlivých taxonů v třenickém souvrství určeny 4 segmenty (obr 8.1):

1. Segment, kde dominuje společenstvo linguloformních brachiopodů *Hyperobolus feistmanteli*. Tento segment se nalézá při západním a severozápadním okraji pražské pánve. Toto společenstvo je vázáno především na písčité horniny litofaciální asociace PM1, které vznikaly převážně pod bází běžného vlnění (kapitola 5). Havlíček (1982) ovšem toto brachiopodové společenstvo řadí do bentického společenstva 1 podle klasifikace Boucota, který odpovídá intertidálnímu prostředí.

2. Segment s linguliformními brachiopody *Leptembolon insos*. Tento segment je vázán na jihozápadní část pražské pánve a částečně se překrývá s prvním segmentem. Společenstvo brachiopodů *Leptembolon insos* je vázáno na podobné sedimentační prostředí jako druh *Hyperobolus feistmanteli*.

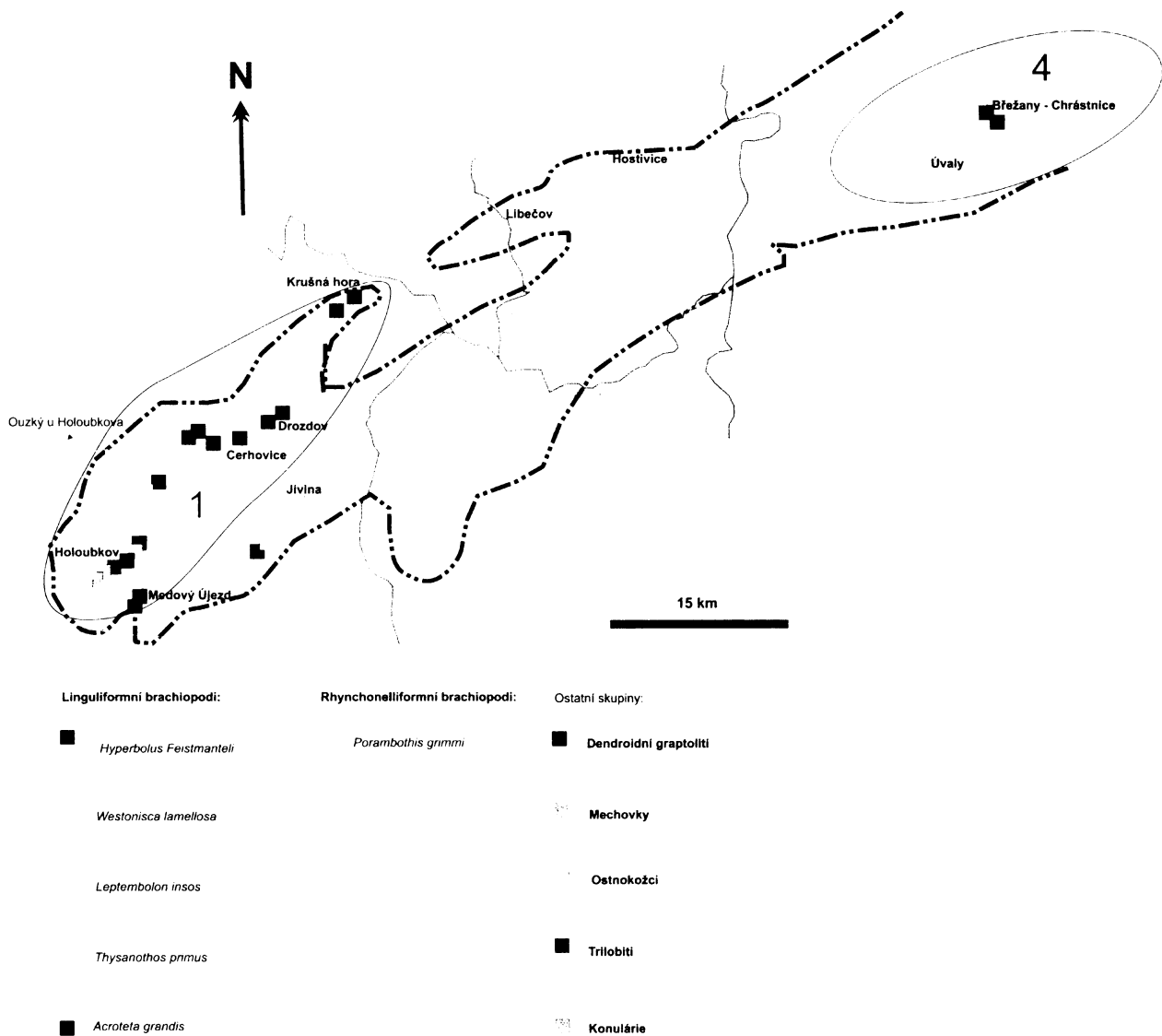
3. Segment se společenstvem linguliformními brachiopodů *Westonisca lamellosa*. Tento segment je vázán na severní část pražské pánve, kde je třenické souvrství vyvinuto v podobě jemnozrnných křemitých pískovců (Kukal 1963). V tomto segmentu se vůbec nevyskytuje druh *Hyperobolus feistmanteli*, který je ve zbytku pánve rozšířen.

4. Segment s výskytem dendroidních graptolitů. Tento segment se nachází ve východní části pražské pánve. V této oblasti panovalo poněkud hlubší sedimentární prostředí s jemnozrnnou sedimentací, které bylo pro rozvoj bentických dendroidních graptolitů příznivější, než mělkovodní prostředí v západní části Pražské pánve.

Bohatší a diverzifikovanější fauna se nachází na dnes již hůře přístupné lokalitě Ouzký u Holoubkova (obr 8.1). Zde je třenické souvrství podle publikovaných údajů

vyvinuto v podobě železitých konglomerátů, v jejichž nadloží jsou vyvinuté páskované železné rudy (Mergl 1984). V matrix slepenců se vyskytuje bohatá fauna včetně zástupců skupin, kteří nebyly dosud na ostatních lokalitách v třenickém souvrství nalezeni (mechovky, konulárie a cystoidi). Polohy železitých konglomerátů se podle Mergla (1984) formovaly v blízkosti březní linie v dosahu běžného vlnění, tedy podobným mechanismem jako polymiktní slepence litofaciální asociace PF1, které jsou z paleontologického hlediska sterilní. Vysoký obsah železa v horninách na lokalitě Ouzký u Holoubkova by mohl vypovídat o specifických podmínkách prostředí, které mohly být způsobeny např. hydrotermální aktivitou. Přítomnost cystoidů, svědčí o normální salinitě vody.





**Obr 8.1:** Plošná distribuce bentických společenstev a rozmístění jednotlivých segmentů v třenickém souvrství

## 9 ZÁVĚR

Během studia sedimentů třenického souvrství bylo vyčleněno 5 litofaciálních asociací se specifickou litologií a architekturními prvky. Tyto asociace představují jednotlivé procesy a prostředí vzniku.

1. Litofaciální asociace PF1 reprezentována polymiktními a křemennými slepenci, představuje transgresní sedimenty, které jsou vázány především na bazální polohy třenického souvrství. Po lokálních regresních eventech se vyskytují se i ve vyšších stratigrafických. pozicích.

2. Litofaciální asociace vulkanogenních slepenců PF2 je interpretována jako záznam úlomkotoků, které směřovaly s přilehlých vulkanických komplexů do mořského prostředí.

3 Litofaciální asociace litických a tufitických pískovců PM1 představuje systém migrujících dun a tempestitů ukládaných v podkritickém proudovém režimu v hloubkách pod bází běžného vlnění a nad bází bouřkového vlnění.

4. Tufitické pískovce litofaciální asociace PM2 jsou interpretovány jako tělesa středních částí turbiditních proudů. Tyto turbiditní proudy mohou představovat distální části těles úlomkotoků, které jsou zachyceny ve vulkanogenních slepencích litofaciální asociace PF2.

5. Litofaciální asociace AP1 reprezentována prachovci a silicity s tenkými vložkami pískovců je zřejmě produktem sedimentace v proudu, který již neměl schopnost transportovat hrubší materiál. Pouze tenké hrubší polohy představují intervaly s vyšší energií proudění.

Sedimentární prostředí třenického souvrství v západní části pražské pánve je interpretováno jako prostředí šelfu s dominancí dmutí. Sedimentační prostor je vázán na prostředí raného stádia vývoje riftové pánve, která měla v době sedimentace třenického souvrství charakter mořského zálivu. Převažovala zde sedimentace ovlivněná tidálními proudy a bouřemi s občasnými gravitačními proudy nesoucí pyroklastický materiál z přilehlých vulkanických elevací.

Studium těžkých minerálů prokázalo že poměry těžkých minerálů se v jihovýchodním a severozápadním křídle pánve liší. Na základě analýzy těžkých

minerálů analýzy byly vyčleněny tři možné zdrojové oblasti: 1 Horniny křivoklátsko-rokycanského a strašického komplexu. 2. Sedimenty kambria a svrchního proterozoika. 3. Vzdálenější zdroj reprezentovaný jednotkami budovanými metamorfními horninami.

V rámci analýzy plošné distribuce fosilních bentických společenstev byly vyčleněny čtyři segmenty:

1. Segment s linguliformními brachiopody *Hyperbolus Feistmanteli* vázaný na severozápadní. a západní okraj pánve,
2. Segment s převahou linguliformních brachiopodů *Leptembolon Insos*, který se nalézá v jz části pánve a částečně se překrývá s prvním segmentem,
3. Segment s *Westonisca lamellosa* , který se nachází v severní části pánve v okolí Libečova a Hostivic,
4. Segment s dendroidními graptolity, vázaný na východní části pražské pánve.

# 10. LITERATURA

- Aigner T.* (1985): Storm Depositional System, 174 pp. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin
- Allen, A.* (1996): Earth Surface Processes, Blackwell Science, Oxford
- Allen, J. R. L.* (1970): Physical Processes of Sedimentation. George Allen and Unwin, London.
- Ashley, G. M.* (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. sedim. Petrol.*, 60, 160-172.
- Belderson et al* (1982): Bedforms. In: Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits (ed. A.H. Stride), p.p. 27-57. Chapman and Hall, London
- Bernardová, E.* (1966): Těžké minerály proterozoika v severozápadním křídle Barrandienu. *Věstník ÚÚG*, 41, 335-39.
- Brenchley, P. J. – Štorch P.* (1989): Environmental changes in the Hirnantian (upper Ordovician) of the Prague Basin, Czechoslovakia. *Geol. Journal*, 24, 165 – 181. London.
- Bouček, B.* (1928): Revize českých paleozoických konulárií.- *Palaeontographica Bohem.*, 11.
- Dott, R. H. Jr-Bourgeois, J.* (1982): Hummocky stratification significance of its variable bedding sequence. *Bull. geol. Soc. Am.*, 93, 663-680
- Einsele, G.* (2000): Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer. Berlin
- Feistmantel, K.* 1859: Die porphyre im Silurgebirge v. Mittelböhmen. – *Abh. K.-Kön. Böhm. Ges. Wiss.*, 72-73.
- Felix, M-Peakall, J* (2006): Transformation of debris flow into turbidity currents: mechanism inferred from laboratory experiments, *Sedimentology*, 53, 107-123.
- Havlíček, V.-Šnajdr, M.* (1955): Některé problémy paleogeografie středoevropského ordoviku. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 21, 1, 449-518. Praha
- Havlíček, V.-Šnajdr, M.* (1956): Paleogeografie tremadockého moře v Barrandienu. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 22, 237-255. Praha
- Havlíček, V.* (1977): Brachiopods of the order Orthida in Czechoslovakia.- *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 44, 5–327.
- Havlíček, V.* (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician-Middle Devonian; Barrandian area – Central Bohemia). *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 7 – 48. Praha.
- Havlíček, V.* (1982): Ordovician in Bohemia: Development of the Prague Basin and its benthic communities. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 7-48. Praha
- Chlupáč, I. – Kukul, Z.* (1988): Possible global events and the stratigraphy of the Barrandian Paleozoic (Cambrian-Devonian). *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 43, 83-146. Praha
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z.* (2002): Geologická minulost České Republiky. Academia. Praha
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z., Štorch, P.* (1992): Paleozoikum Barrandienu. (Kambrium-Devon). Vydavatelství ÚÚG. Praha

- Johnson H. D.* (1977): Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian, Finnmark, north Norway. *Sedimentology*, 22, 45-73.
- Johnson H. D.-Baldwin, C. T.* (1996): Shallow clastic seas. In *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. (Ed. H. G. Reading). p.p. 232-277. Blackwell Science, Oxford
- Johnson H. D. et al.* (1978): Late Precambrian sedimentary rocks in east Finnmark, North Norway and their relationship to the Trollfjord-Komagelv Fault. *J. geol. Soc.*, 135, 517-534
- Katzer, B.* (1892): *Geologie von Böhmen*. Praha
- Kettner, R.* (1916): Příspěvek k petrografii vrstev krušnohorských ( $d_1 \alpha$ ), část 1 a 2. *Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II*, 24, 34, 1-64. Praha
- Kettner, R.* (1916): O kambrických vyvřelinách v Barrandienu a jejich poměru k vrstvám krušnohorským. *Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II*, 25, 38. Praha
- Kettner, R.-Kodym, O.* (1919): Nová stratigrafie Barrandienu. *Čas. Mus. Král. čes.*, 93, 47-55
- Kettner, R.-Prantl, F.* (1948): Nové rozdělení a návrh jednotného značení vrstev střešedského ordoviku. *Věstník St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 23, 49-68. Praha
- Koliha, J.* (1937): Sur le Trémadocien et sur l'Arénigien inférieur en Bohême. - *Bull. Soc. géol. France*, 5 sér., 7, 477-495. Paris.
- Kraft, J.* (1977): Graptolites from the Klabava Formation (Arenigian) of the Ordovician of Bohemia. *Folia Mus. Rer. natur. Bohem. occident.*, Geol., 6. Praha
- Kraft, J.* (1997): Zástupci třídy Graptolithina Bronn, 1846 v třenicke – dobrotivském souvrství pražské pánve Ordovik, Barrandien). - MS – Habilitační práce, 151 pp.
- Kuenen, Ph. H.* (1953). Properties of Turbidity currents of high density In: *Turbidity currents and the Transformation of Coarse Sediments to Deep Water-a Symposium* (Ed. J. L. Hough), SEMP spec. Publ., 2, 14-33
- Kukal, Z.* (1957): Petrografický výzkum skalekých a drabovských vrstev barrandienského ordoviku. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 23, 1, 215-295. Praha
- Kukal, Z.* (1958): Petrografický výzkum vrstev letenských barrandienského ordoviku. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 24, 1, 7-111. Praha
- Kukal, Z.* (1958): Petrografický výzkum vrstev klabavských barrandienského ordoviku. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 25, 1, 1-79. Praha
- Kukal, Z.* (1963): Sedimentární textury barrandienského ordoviku. *Rozpravy Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 73, 2, 1-94. Praha
- Kukal, Z.* (1963): Složení a vznik ordovických sedimentů vrstev třenickeých a mlínskeých. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28, 265-307. Praha
- Kukal, Z.* (1963): Výsledky sedimentologických výzkumů barrandienského ordoviku. *Sbor. Geol. Věd, Geol.*, 1, 103-137. Praha
- Kukal, Z.* (1964): Složení, vznik a stáří pavlovských slepenců barrandienského paleozoika. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 39, 373-375. Praha
- Kukal, Z.* (1986): *Základy sedimentologie*. Academia. Praha

- Kukal, Z.-Jäger, O.* (1988): Siliciclastic signal of the Variscian orogenesis: the Devonian Srbsko Formation of Central Bohemia. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 63, 2, 65-80. Praha
- Krejčí, J. & Feistmantel, K.* (1890): Orografický a geotektonický přehled území silurského ve stf. Čechách. – *Arch. Přírodověd. Výzk. Čech*, 5, 92 s.
- Jahn, J. J.* 1904: O krušnohorských vrstvách d1. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. Věd*, 16 s.
- Leeder, M.* (1999) *Sedimentology and Sedimentary Basin From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, Oxford
- Lipold M. V.* (1863): Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. – *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt (Wien)*, 13, 3, 339–448 (Eisensteinbergbau „Gifberg“ 425–428)
- Melichar, R.* (2004) *Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion*. *Krystalinikum, Brno-Stuttgart : Moravské zemské muzeum*, 30, 167-187.
- Mergl, M.* (1984): Fauna of the Upper Tremadocian of Central Bohemia. *Sbor. Geol. Věd, Paleont.*, 26, 9-46. Praha
- Mergl, M.* (1984): *Marcusodictyon*, an encrusting bryozoan from Lower Ordovician (Tremadocian) of Bohemia. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 171-172. Praha
- Mergl, M.* (1986): The Lower Ordovician (tremadoc-Arenig) Leptembolon Community in the Komárov Area (SW part of the Prague Basin; Bohemia). *Folia Mus. Rer. natur. Boh. occident., Geologica* 24, 1-34. Praha
- Mergl, M.* (1992): *Bentická společenstva spodního ordoviku (tremadok-arenig) v západní části pražské pánve*. *Dizertační práce. Ugp. Př.F. UK. Praha*
- Mergl, M.* (1993): Významné paleontologické lokality spodního ordoviku na Komárovsku (JZ část Pražské pánve). *Sbor. Pedagog. Fak., Biol.* 11, 31-34
- Mergl, M.* (1994): Trilobite fauna from the Třenice formation (Tremadoc) in Central Bohemia. *Folia Mus. Rer. natur. Boh. occident., Geologica* 39, 1-31.
- Mergl, M.* (2002): Linguliformean and Craniiformean brachiopods of the Ordovician (Třenice to Dobrotivá Formations) of the Barrandia, Bohemia. *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B, Natural History*, 58 (1-2), 1–82.
- Mergl, M. - Prokop, R.J.* (2006): Lower Ordovician cystoids (Rhombifera, Diploporita) from the Prague Basin (Czech Republic).- *Bulletin of Geosciences* 81(1), 1–15.
- Mikuláš, R.* (2001): Nález ichnofosílií v třenickém souvrství (tremadok, ordovik, Barrandien) od Libečova.- *Zpr. o geol. výzk. v r. 2000*, 39–40.
- Morton A. C.* (1991): Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In *Morton, A. C., Todd S., P., Haughton P., D., W. (eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication, 57, 31-45
- Musil, V.* (2004): *Geologie, petrologie a geochemie vulkanitů křivoklátsko-rokycanského pásma okolí Skryjí*. *Diplomová práce. Př. F. UK., Ústav geologie a paleontologie. Praha*
- Nesbitt, H. V.-Young, G. M.-McClennan S. M., Keys, R. R.* (1996): Effect of Chemical weathering and sorting of the petrogenesis of siliciclastics sediments, with implication for provenance studies. *J. of Geol.*, 104, 525-542
- Nicols, G.*: *Sedimentology & Stratigraphy*, Blackwell Science Ltd., Oxford, 1999

*Petránek, J.*: (1952): Sedimentologický příspěvek k otázce předkambrického krystalinika. Sborník ÚÚG., 20, 1-29

*Rost, R.*(1956): Těžké minerály. Nakladatelství ČSAV. Praha

*Slavíková, L.–Slavík, F.* (1917-1919): Studie o železných rudách českého spodního siluru. I-III. Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II, 26, 27, 33, 62. Praha

*Swift D. J. P.-Thorne J. A.* (1991): Sedimentation on continental margin, IV: lithofacies and depositional systems. In: Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy (Ed. by D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne), pp. 89-152. Spec Publ. int. Ass. Sediment., 14.

*Šindelářová, I.* (1982): Geochemie vulkanitů křivoklátsko-rokycanského a strašického pásma. Diplomová práce. Př. F. UK., Ústav geologie a paleontologie. Praha

*Příbyl, V.* (1969): Über einige Trilobiten des mittelbömischen Ordovicianus

*Vidal, Ph., Auvray, B., Charlott, R., Fediuk, F., Hameurt, J. & Waldhausrová, J.* (1975): Radiometric age of volcanics of the Cambrian "Křivoklát-Rokycany" Complex (Bohemian Massif). – Geol. Rudsch., 64, 2, 563 – 570.

*Waldhauserová, J.*(1968): Kambrické vulkanity. MS Ústř. úst. geol. Praha

*Walker, R.G.* (1983): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences – discussion and reply. Geol. Soc. Am. Bul 94: 1245-1251

*Zulauf, G., Schitter, F., Riegler, G., Finger, F., Fiala, J. & Vejnar, Z.* (1998): Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. – Z dt. geol. Ges., 150/4, 627 – 639.

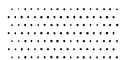
# 11. PŘÍLOHY



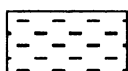
## 11.1 PŘÍLOHA I – LITOLOGICKÉ PROFILY

Vysvětlivky:

Slepence



Pískovce



Prachovce



Silicity



Proudové čeřiny



Korytovité šikmé zvrstvení

Planární šikmé zvrstvení



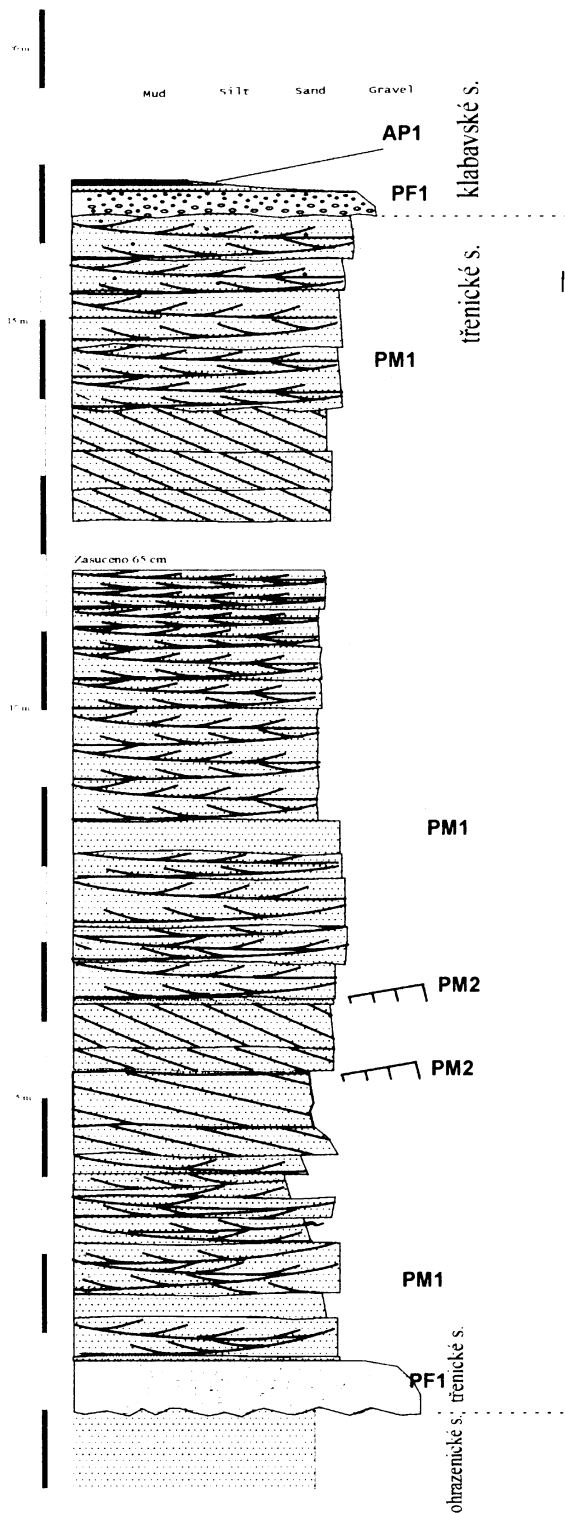
# Lokalita Medový Újezd

Skalní výchozy a lom v obci Medový Újezd .

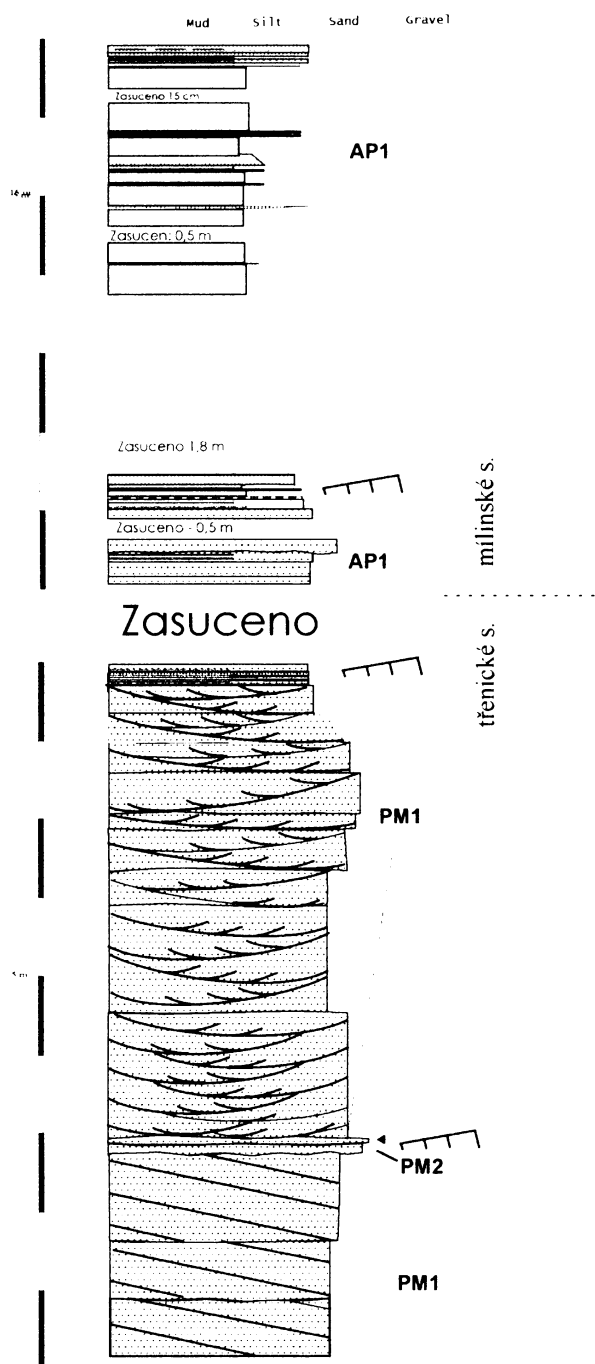
GPS: x -795375

y: -1063750

z: 484 m.n.m.



# Lokalita Jívina u Komárova



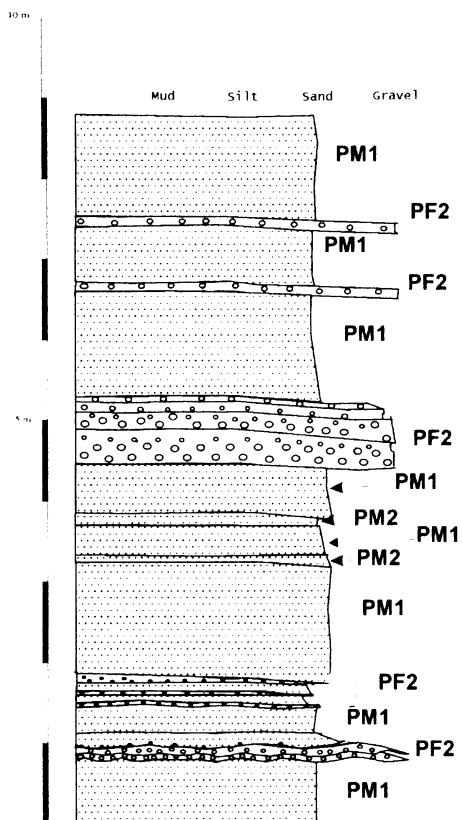
Lom v pravo od silnice Komárov – Olešná,  
1300 m JZ od obce Komárov, 700 m SSV  
od obce Jívina.

GPS: x -788428  
y: -1068728  
z: 460 m.n.m.

# Lokalita Kleštěnice u Komárova

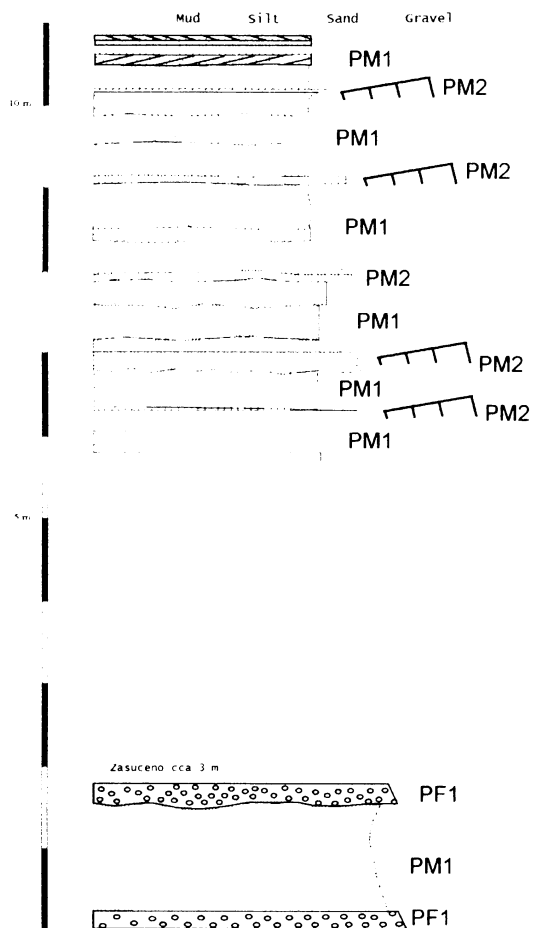
Lom na pravém břehu Jalového potoka,  
1000 m JJv od obce Komárov, 400 m SZ od  
obce Kleštěnice

GPS: x -788046  
y: -1069647  
z: 420 m.n.m.



# Lokalita Zbiroh

Lom, 700m Z od vrchu Kvásek, 2 km J od  
obce Zbiroh, 100 m V od Čapského rybníku  
GPS: x -7922170  
y: -1063750  
z: 445 m.n.m.





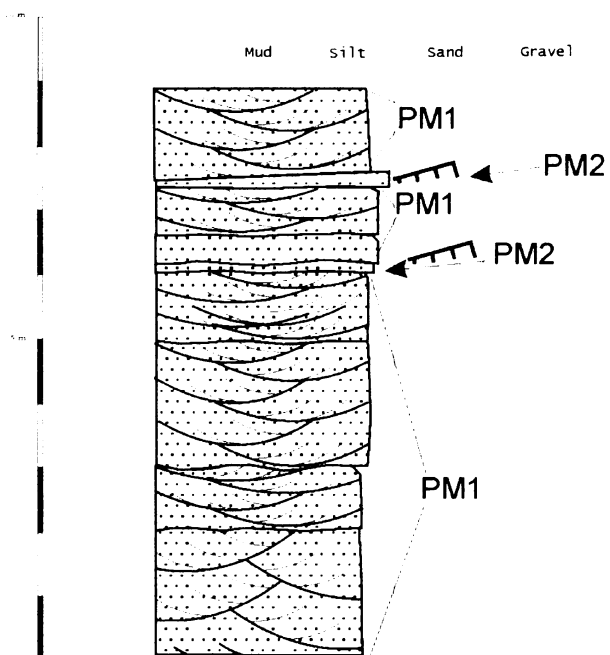
# Lokalita Třenická hora-jih

Lom na jižním úpatí Třenické hory, 450 m ZJZ od obce Třenice

GPS: x -789087

y: -1062646

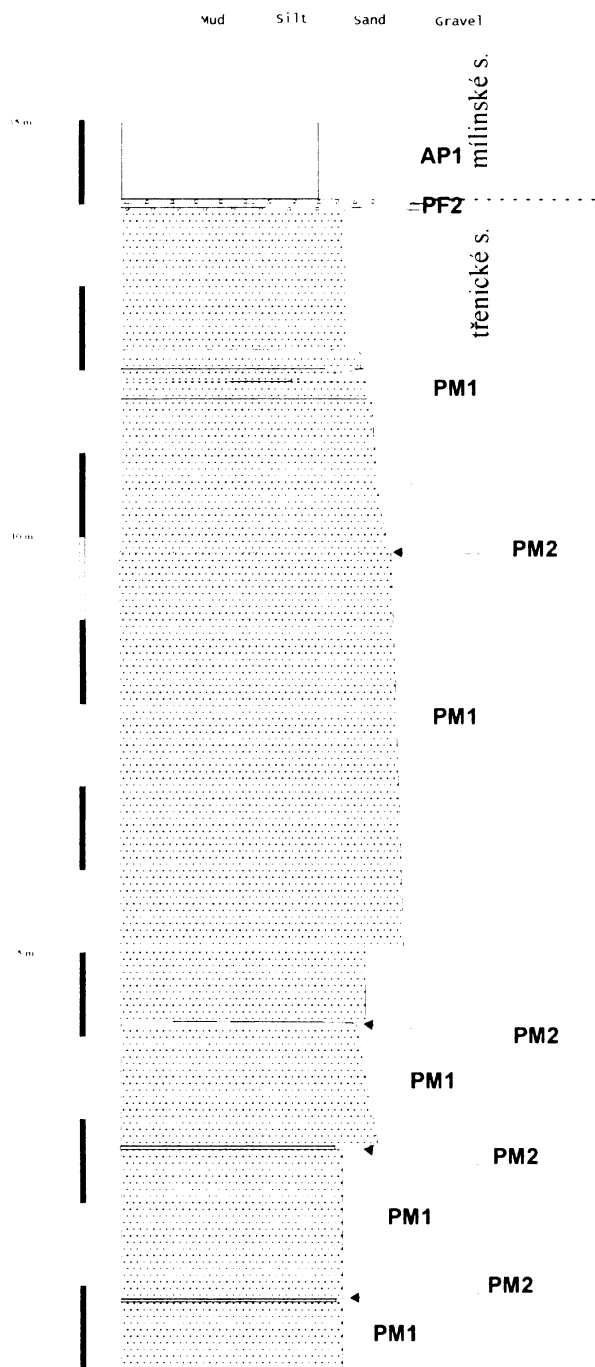
z: 475 m.n.m.



Lokalita Točnick-výchoz u silnice.

Skalní defilé pod hradem Točnick, v zářezu  
silnice od Březové

GPS: x -784126  
y: -1059625  
z: 395 m.n.m.





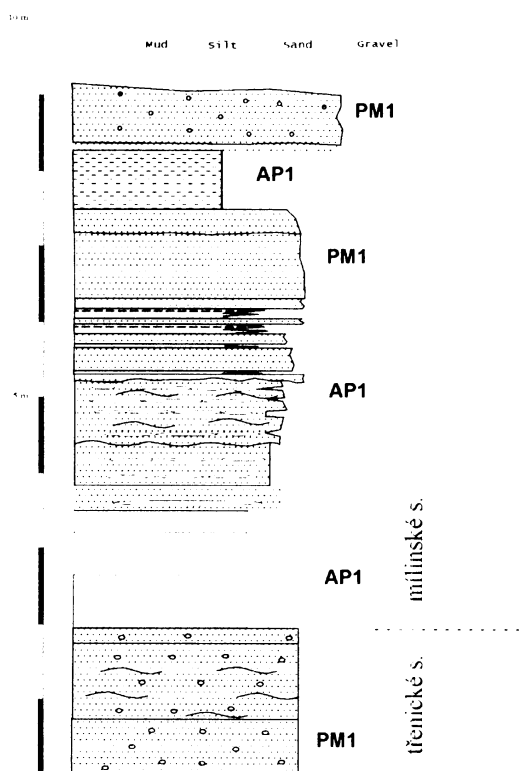
# Lokalita Točnick-hrad II.

Skalní výchoz 200 Z od západní brány  
hradu Točnick

GPS: x -783995

y: -1059512

z: 405 m.n.m.



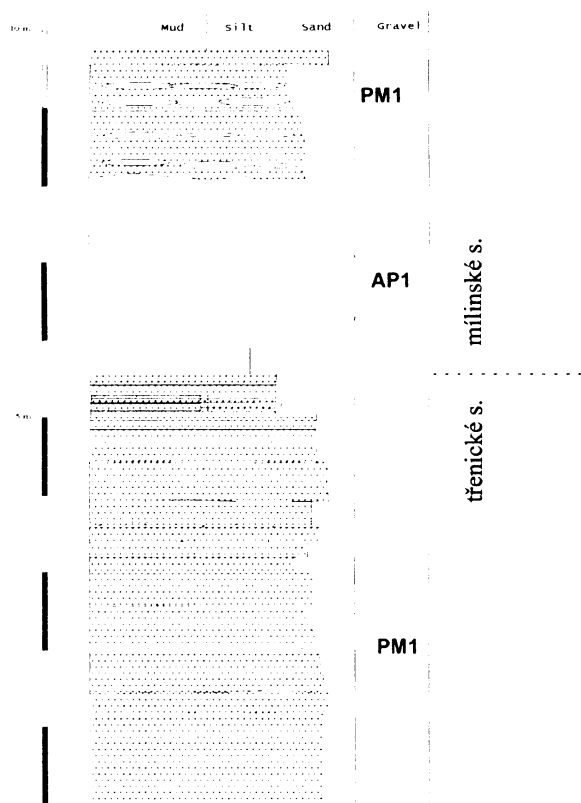
# Lokalita Točník – Hrad

Skalní výchoz u západní brány hradu Točník

GPS: x: -783812

y: -1059385

z: 418 m.n.m.



## 11.2 PŘÍLOHA II. – PALEOPROUDOVÁ ANALÝZA

ZBIROH „U HÁJOVNY“

Plochy šikmého zvrstvení:

Úklon vrstev: 180/32

164/27

181/26

162/54

172/25

162/55

161/24

172/45

177/27

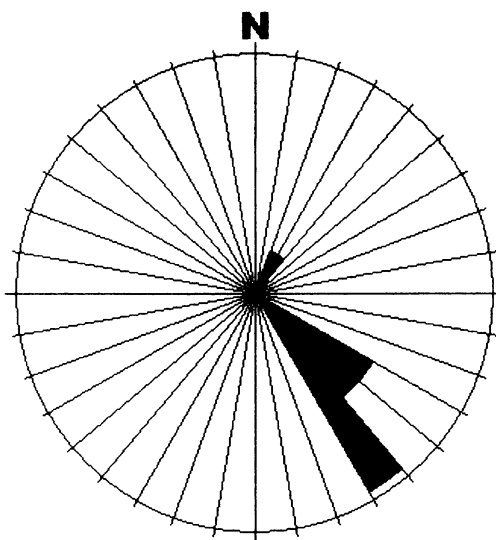
164/45

350/39

150/46

172/45

340/31



ZBIROH – KVÁSEK

Plochy šikmého zvrstvení:

Úklon vrstev: 105/36

59/27

148/27

125/9

135/42

144/9

123/9

142/23

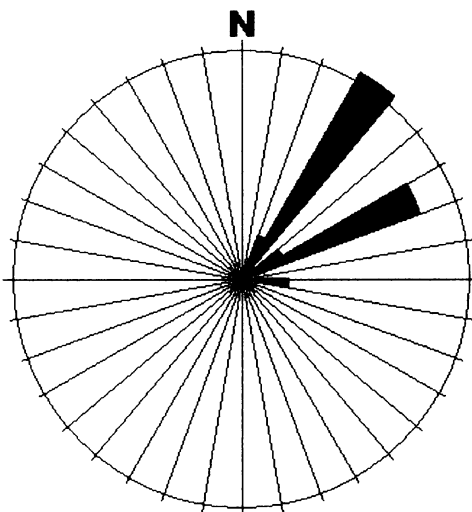
148/27

178/22

131/11

126/27

112/13



TŘENICKÁ HORA:

Plochy šikmého zvrstvení:

Úklon vrstev: 108/20

126/27

120/25

137/30

154/36

141/30

115/30

116/42

158/27

130/45

143/36

164/27

153/18

149/25

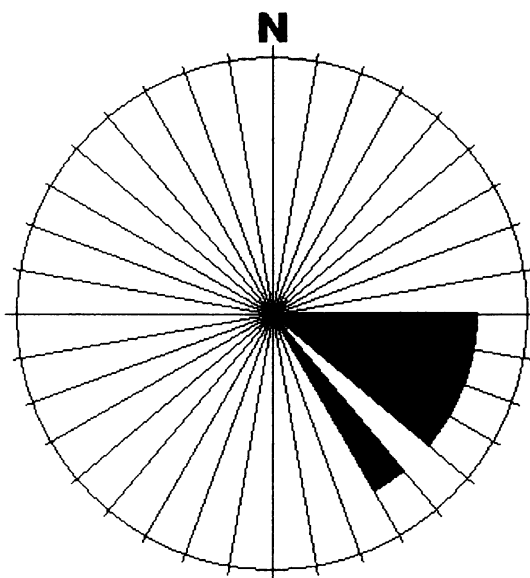
128/27

127/30

147/40

156/30

164/40



NA PÍSKÁCH - U STRAŠIC:

Úklon ploch šikmého zvrstvení:

Úklon vrstev: 354/4

304/10

304/10

355/8

318/3

129/5

32/3

248/5

347/21

10/14

344/20

258/12

277/12

277/16

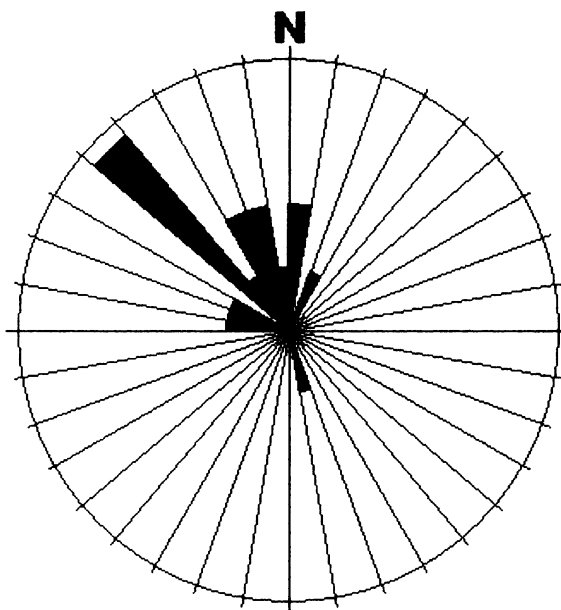
307/16

334/10

5/25

335/25

312/15



JÍVINA U KOMÁROVA

Úklon ploch šikmého zvrstvení:

Úklon vrstev: 358/4

357/10

4/20

344/14

290/20

7/25

345/35

118/15

288/10

65/18

210/5

302/10

356/35

23/18

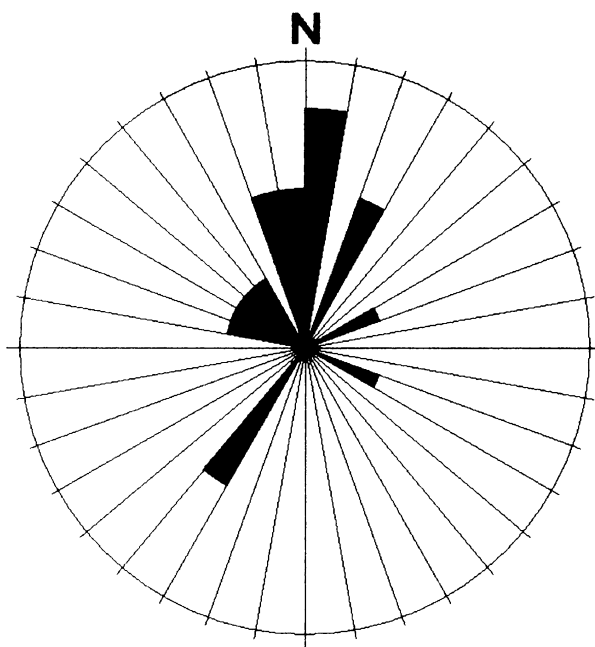
22/26

310/22

322/26

211/18

9/25



Osy koryt:

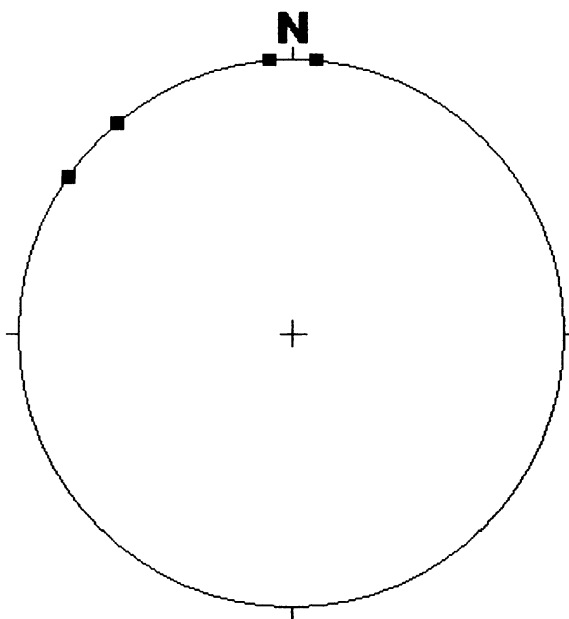
350

305

5

355

320



**11. 3. PŘÍLOHA III. - SEZNAM PALEONTOLOGICKÝCH  
LOKALIT S NALEZENOU FAUNOU V TŘENICKÉM  
SOUVRSTVÍ:**







