

BP 78

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



Geotektonický vývoj pražské pánve (Barrandien, Česká republika)

Geotectonic development of the Prague Basin
(Barrandian, Czech Republic)

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE Z GEOLOGIE

Autor bakalářské práce: Vojtěch Lávička
Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Petr Kraft, CSc.

2009

Obsah

Seznam obrázků umístěných v textu	3
Nestandardní zkratky používané v bakalářské práci	3
Abstrakt	4
Textová část	
1. Úvod	5
2. Oblast středočeská	5
3. Vývoj paleogeografické pozice, geotektonické pozice a deformačního režimu pro tepelsko-barrandienský blok středočeské oblasti (svrchní proterozoikum – spodní karbon)	7
4. Vymezení denudačního reliktu výplně pražské pánve	8
5. Velikost postsedimentárních pohybů v jednotkách ordoviku, siluru a devonu Barrandienu	10
6. Litofaciální vývoj ordoviku, siluru a devonu Barrandienu	
6.1. Úvod	11
6.2. Ordovik	12
6.3. Silur	15
6.4. Devon	20
7. Vývoj pražské pánve	
7.1. Struktura	
7.1.1. Ordovik	23
7.1.2. Silur	26
7.1.3. Devon	26
7.2. Paleogeografie	
7.2.1. Ordovik	28
7.2.2. Silur	31
7.2.3. Devon	32
7.3. Vulkanická činnost	
7.3.1. Ordovik	33

7.3.2. Silur	34
7.3.3. Devon	35
7.3.4. Shrnutí	35
8. Faktory ovlivňující vznik a vývoj pražské pánve	37
9. Vývoj polohy a struktury pražské pánve v souvislostech s geologickou stavbou podloží, napětovým polem a jím vyvolanými deformačními procesy	38
10. Hodnocení pražské pánve v současnosti opuštěnou geosynklinální teorií	39
11. Hodnocení pražské pánve teorií deskové tektoniky (diskuse)	40
Seznam zdrojů citovaných informací	42
Přílohy:	
I. Paleogeografické mapy světa pro období ordoviku, siluru a devonu	
II. Zjednodušená geologická mapa Barrandienu a části jeho západního okolí, odkrytá o pokryvné jednotky mladší než givet	
III. Rozsah sedimentačních prostorů v Českém masivu v období kambrium – devon	

Seznam obrázků umístěných v textu

- Obr. 1. Schematický příčný řez synformou tvořenou ordovikem, silurem a devonem Barrandienu založený na příkrovové hypotéze (upraveno podle Melichara 2004).
- Obr. 2. Stratigrafické schéma ordoviku Barrandienu (Chlupáč a kol. 2002).
- Obr. 3. Rozšíření ordovických vulkanitů v Barrandienu (Chlupáč a kol. 1992).
- Obr. 4. Stratigrafické schéma siluru v Barrandienu (Chlupáč a kol. 2002).
- Obr. 6. Facie spodní části přídolského souvrství (Chlupáč a kol. 2002).
- Obr. 5. Facie kopaninského souvrství (Chlupáč a kol. 2002).
- Obr. 7. Rozšíření silurských a devonských vulkanitů v Barrandienu; rozšíření žilných biotitických lamprofyrů (Chlupáč a kol. 1992).

- Obr. 8. Stratigrafické schéma devonu v Barrandienu (Chlupáč a kol. 2002).
- Obr. 9. Faciální mapa spodních poloh zlíčovského souvrství (Chlupáč a kol. 1992).
- Obr. 10. Pražská pánev se strukturou asymetrického příkopu – hypotetický příčný řez (vztaženo na ordovik) (upraveno podle Röhliche a Šťovíčkové 1968).
- Obr. 11. Tektonické schéma zachovaného sedimentačního prostoru siluru pražské pánve (upraveno podle Chlupáče a kol. 1992).
- Obr. 12. Pražská pánev v tremadoku; plošné rozšíření třenického a mílinského souvrství (Chlupáč a kol. 1992).
- Obr. 13. Přehled stratigrafického rozsahu a relativního objemu produktů kambrického, ordovického, silurského a devonského vulkanismu v Barrandienu (Chlupáč a kol. 1992).

Nestandardní zkratky používané v bakalářské práci:

vkro. _ _ _ _ _ vzhledem k recentní orientaci, vztaženo k orientaci v geologické přítomnosti

Abstrakt:

Pražská pánev se vyvíjela od tremadoku do givetu v teránu, jenž dnes představuje středočeskou oblast (bohemikum) Českého masivu. Pro vznik pánve byl rozhodující geotektonický režim peri-Gondwaně, její přesné umístění pak určilo podloží oblasti. Pánev zanikla výzdvihem při variské orogenezi.

V počáteční fázi svého vývoje byla pražská pánev synklinálním prohybem. Od arenigu pánev nemigrovala a byla úzkým hlubokým příkopem. Od středního berounu do ukončení sedimentace její rozsah a struktura nejsou známy. Ve svrchním ordoviku nebo ve spodním siluru došlo k výraznému zvětšení sedimentačního prostoru. Předpokládá se, že si pánev ráz příkopu udržela až do svého zániku a moře v okolí příkopu bylo pouze mělké. Její vývoj provázely synsedimentární pohyby a v ordoviku a v siluru také velmi silná, avšak časově nespojitá vulkanická činnost.

Po celou dobu své existence byla zaplavena mořem. Pro vývoj sedimentace v ordoviku byla rozhodující diferenciací pánve v segmenty s různou rychlostí subsidence, pro silurský vývoj sedimentace vulkanická činnost, pro vývoj sedimentace v devonu interakce relativních změn výšky mořské hladiny a lokálních tektonických procesů. Ordovické a spodnosilurské sedimenty jsou téměř všechny klastické, během siluru klastická sedimentace přechází ve vápnitou, ve svrchním siluru a devonu již v dochovaném sedimentačním prostoru převládají sedimenty vápnité.

Podle opuštěné geosynklinální teorie byla pražská pánev řazena mezi příkopy (tafrogeosynklinály). Náhledem teorie deskové tektoniky šlo s vysokou pravděpodobností o pánev svázanou s riftingem. Pražskou pánev představovaná extenze nevyústila v otevření nového oceánu. Jeví se nejpravděpodobnějším, že byla drobným úzkým riftem, nebo brázdou v široké extenzní zóně s heterogenně distribuovanou extenzí.

1. Úvod

Pražská pánev byla sedimentární pánví s marinní sedimentací. Existovala od tremadoku do givetu, tedy po dobu asi 100 milionů let, v armorické skupině mikrokontinentů v území odpovídajícím nynější středočeské oblasti Českého masivu. Území pražské pánve ztratilo ráz deprese výzdvihem při variské orogenezi. Denudačním reliktem výplně pražské pánve jsou jednotky ordovik, silur a devon Barrandienu (*Chlupáč a kol. 1992*).

2. Oblast středočeská

Oblast středočeská neboli bohémikum leží v centrální části Českého masivu. Její horniny jsou v recentním denudačním řezu v centrální části nemetamorfované nebo slabě metamorfované (*Kachlík 2003*). Metamorfóza roste směrem k okrajům oblasti, kde dosahuje až sillimanitové facie (*Chlupáč a kol. 2002*). Metamorfóza roste rovněž směrem do hloubky (*Kachlík 2003*).

Na jihu středočeská oblast sousedí s moldanubikem a s oblastí kutnohorsko-svrateckou, na severu s oblastmi sasko-durynskou a lužickou. Je členěna v následující regionálně-geologické jednotky: Barrandien, rožmitálské paleozoikum, „metamorfované ostrovy“, středočeský plutonický komplex, domažlické krystalinikum, tepelské krystalinikum, chrudimské starší paleozoikum, železnohorské proterozoikum, hlinská zóna, železnohorský pluton, poličské krystalinikum, letovické krystalinikum. Příslušnost dvou posledně uvedených jednotek je považována za spornou (*Chlupáč a Štorch 1992*).

Oblast zájmu patří do Barrandienu, konkrétně do paleozoika Barrandienu (*Chlupáč a Štorch 1992*),

Podloží neoproterozoika pravděpodobně tvoří akretovaná oceánská litosféra a litosféra ostrovních oblouků (*Chalupský 1986, Edel a Weber 1995, Kachlík 2003*). Převládají v ní mafické horniny. Je proustoupena neoproterozoickými, kambro-ordovickými a variskými granitoidními intruzemi (*Edel a Weber 1995*).

Oblast střeđočeskou tvoří dva korové bloky: tepelsko-barrandienský blok a labská zóna (*Röhlich a Šťovičková 1968*). Mocnost kůry neboli hloubka Mohorovičičovy diskontinuity v území tepelsko-barrandienského bloku se pohybuje od 31 do 37 km, její izolinie mají směr JZ–SV, mocnost kůry klesá k SZ a roste k JV. V labské zóně mocnost kůry kolísá mezi 31 a 35 km, přičemž minimum leží v její centrální části (*Misař a kol. 1983*).

Celá střeđočeská oblast je územím vůči okolním jednotkám výrazně pozitivní gravimetrické Bouguerovy anomálie. Na jejích hranicích s saxothuringikem a moldanubikem je pokles velmi prudký, gravimetricky mohou být hranice vymezeny velmi přesně (*Kachlík 2003*). V západní části střeđočeské oblasti tvoří gravimetrické elevace a deprese pásy o směru JZ–SV (*Cháb a kol. 2007*).

Během svrchního proterozoika a paleozoika byla střeđočeská oblast postižena orogenezemi kadomskou a variskou a byla mimo dosah orogeneze kaledonské (*Chlupáč a kol. 2002*). Proto jsou v Barrandienu rozlišována dvě strukturní patra: kadomské a variské (*Misař a kol. 1983*). Sedimenty povariské jsou nezvrásněné a jsou klasifikovány jako platformní pokryvy (*Chlupáč a kol. 2002*).

Ke změně konfigurace pánevních prostorů došlo ve střeđočeské oblasti koncem proterozoika (kadomská orogeneze), někdy v průběhu kambria, na přelomu kambria a ordoviku, ve svrchním devonu (variská orogeneze) (*Havlíček 1963, Kachlík 2003*). Geotektonický význam přeuspořádání pánevních prostorů, k nimž došlo v průběhu kambria, není dosud pochopen. Nebyl však pravděpodobně velký. Vrstevní sled střeđočeské oblasti bez platformního pokryvu je tedy členěn v sedimentační cykly neoproterozoický, kambrický a ordovicko-devonský (*Kachlík 2003*).

Západní část oblasti střeđočeské vykazuje značný stupeň dědění struktur strukturních plánů neoproterozoického, kambrického, ordovicko-devonského a povariského (*Buday a kol. 1961*). Struktury kadomské (azimut 40–45°) a variské (azimut 55–65°) jsou od sebe sice odchýlené, obojí však mají generelně směr JZ–SV (*Havlíček 1981*). Strukturní plán střeđočeské oblasti pochází z kadomské či starší éry (*Buday a kol. 1961*).

3. Vývoj paleogeografické pozice, geotektonické pozice a deformačního režimu pro tepelsko-barrandienský blok středočeské oblasti (svrchní proterozoikum – spodní karbon)

Ve svrchním proterozoiku ležel tepelsko-barrandienský blok na aktivním okraji Gondwany v místech akrečního klínu (*Kachlík 2003*), v prostoru intraobloukovém, nebo v prostoru zaobloukovém (*Chlupáč a kol. 2002*). Režim subdukce přešel do režimu kolize (kadomská orogeneze, 560–540 Ma BP) a kontinentální okraj se tak transformoval v okraj pasivní (*Kachlík 2003*). Blok tepelsko-barrandienský se stal součástí kadomského horstva (*Chlupáč a kol. 2002*).

Kambrium bylo v území tepelsko-barrandienského bloku obdobím překryvu zakončení geotektonického cyklu kadomského a počátku geotektonického cyklu variského (*Buday a kol. 1961*). Během kambria byl tepelsko-barrandienský blok v deformačním režimu transtenze (*Kachlík 2003*). Geotektonické procesy středního a svrchního kambria nejsou dosud uspokojivě vyřešeny (*Chlupáč a kol. 2002*).

V kambriu a spodním ordoviku panoval v části okraje Gondwany, v níž se nacházel tepelsko-barrandienský blok, geotektonický režim riftingu. Na pomezí kambria a ordoviku nastal v tepelsko-barrandienském bloku režim extenze (*Kachlík 2003*). Jako součást armorické skupiny mikrokontinentů se oddělil od Gondwany. Režim extenze přetrvával v tepelsko-barrandienském bloku do spodního devonu. V ordoviku, siluru i devonu byl složkou pohybu celé armorické skupiny mikrokontinentů pohyb od jihu k severu. Tímto způsobem se posunoval také okraj Gondwany. Armorická skupina proto zůstávala nadále v peri-Gondwaně (*Chlupáč a kol. 2002, von Raumer a Stampfli 2008, Havlíček a kol. 1994*).

Tepelsko-barrandienský blok ležel ve východní části armorické skupiny mikrokontinentů (*von Raumer a Stampfli 2008*). Alespoň v ordoviku byl součástí mikrokontinentu jménem Perunika. Pojem Perunika byl definován v práci *Havlíčka a kol. (1994)* jako mikrokontinent odpovídající celému Českému masivu kromě oblasti moravskoslezské.

Uvnitř armorické skupiny byl severně od tepelsko-barrandienského bloku alespoň od přelomu siluru a devonu sasko-durynský oceán (vkro.). Ve spodním devonu byla jeho

litosféra subdukována pod okraj tepelsko-barrandienského bloku. V jeho podloží byla tavena. Na jihovýchodním okraji tepelsko-barrandienského bloku se důsledkem tohoto procesu vytvořil v období 370–340 Ma magmatický oblouk (vkro.). Režim subdukce přešel do režimu kolize a severozápadní část tepelsko-barrandienského bloku byla nasunuta na blok sasko-durynský (vkro.) (variská orogeneze, eifel a givet) (*Franke 2000, Kachlík 2003*).

Někdy po kolizi bloků tepelsko-barrandienského a sasko-durynského došlo ke kolizi bloků tepelsko-barrandienského a moldanubického (možná předcházené subdukcí a uzavřením oceánu mezi nimi, existoval-li), spojené s kompresí, a k násunu jihozápadní části tepelsko-barrandienského bloku na moldanubikum (vkro.) (variská orogeneze, svrchní devon nebo mississipp) (*Franke 2000, Havlíček 1999*).

Těmito procesy byl tepelsko-barrandienský blok zabudován prostřednictvím jiných armorických bloků v prostoru mezi Laurusí a Gondwanou do Pangey. Jeho území se stalo součástí pásemného variského horstva (*Kachlík 2003*).

4. Vymezení denudačního reliktu výplně pražské pánve

Území, v němž je sjednocení jednotek ordoviku, siluru a devonu Barrandienu nepřekryto mladšími sedimenty, má v geologické současnosti tvar úzkého pásu. Mimo něj je jen několik izolovaných výskytů. Pás, v němž je sjednocení jednotek ordoviku, siluru a devonu Barrandienu téměř nepřekryto mladšími sedimenty, je asi 105 km dlouhý a v nejširším místě 22 km široký. Aproximujeme-li tento pás v elipsu, pak její dlouhá osa má azimut přibližně 65°. Jihozápadní okraj pásu je u Starého Plzně (malé městečko 5 km jihovýchodně od okraje města Plzně), jeho severovýchodní okraj je na spojnici měst Brandýs nad Labem - Stará Boleslav a Český Brod (*Chlupáč a kol. 1992*).

Sjednocení ordoviku, siluru a devonu Barrandienu má v současnosti strukturu synklinoria (*Chlupáč a kol. 2002*). Nejstarší souvrství jsou proto ve výchozové pozici převážně v okrajových částech. Nejmladší souvrství odolala erozi pouze v části centrální (*Cháb a kol. 2007*).

Na svém jihozápadním okraji horniny ordoviku Barrandienu vyklíňují v nadloží proterozoika Barrandienu. Rovněž podélné okraje pásu, v němž horniny sjednocení ordoviku,

siluru a devonu vycházejí na povrch, se zhruba shodují s okraji synklinoria (aproximace spočívá v opominutí násunů starších jednotek na okraj synklinoria). Na severovýchodním okraji tohoto pásu se ordovik Barrandienu noří pod uloženiny svrchní křídly české křídové pánve (*Havlíček 1980*). V těch místech je přibližně 12 km široký.

V podloží barrandienského ordoviku v území tepelsko-barrandienského bloku jsou jednotky: proterozoikum Barrandienu (pod celým rozsahem barrandienského ordoviku, mocnost není známa, odhadována je na 10 km), příbramsko-jinecké kambrium (v podloží jihozápadní části jihovýchodního křídla barrandienského ordoviku), kambrium pavlovského souvrství (v podloží jihovýchodního křídla jihozápadního uzávěru barrandienského ordoviku), křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex (pod barrandienským ordovikem leží jeho nejjihnější část) a strašický vulkanický komplex (v podloží ordoviku pokračuje směrem k SV) (viz Příloha II) (*Havlíček 1963, Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*). V podloží Barrandienu se také nalézají tělesa spodnoordovických nebo starších granitoidů (*Fryda a kol. 1996, Chlupáč a kol. 1992*). (V. B. v.)

V tepelsko-barrandienském bloku jsou ordovik, silur a devon Barrandienu pokryty mladšími jednotkami pouze nepatrně. Tyto pokravné jednotky jsou stáří svrchního karbonu, svrchní křídly a neogénu. Na území o velmi malé rozloze jsou zde v nadloží ordoviku, siluru a devonu starší jednotky nasunuté na část okrajů synklinoria (*Havlíček 1963, Cháb a kol. 2007*).

V území labské zóny jsou jednotky Barrandienu pokryty souvislou až jeden kilometr mocnou vrstvou sedimentární výplně české křídové pánve. Horniny barrandienského ordoviku pokračují v jejich podloží k východu a na povrch opět vystupují v Železných horách jako součást chrudimského staršího paleozoika (*Chlupáč a Štorch 1992, Kachlík 2003*). Horniny siluru ani devonu Barrandienu v původní pozici nebyly v podloží výplně české křídové pánve nalezeny. V mladších sedimentech tam se však vyskytují jejich zaoblené i ostrohranné klasty. Tímto faktem je doloženo, že ještě na přelomu karbonu a permu byly někde v podloží výplně české křídové pánve jednotky silurských a devonských sedimentů barrandienského typu (*Chlupáč a kol. 2002*). V okolí Hradce Králové je v nadloží ordoviku transgresivně nasedající varisky nemetamorfovaný a nezvrásněný sled sladkovodních i mořských sedimentů svrchního devonu a nejnižšího karbonu (*Chlupáč a kol. 2002*).

Stratigrafický sled ordoviku, siluru a devonu Barrandienu (obr. 2, 4, 8) neobsahuje podstatné celopánevní hiáty. Nejspodnější třenické souvrství patří stupni tremadoku. Má transgresivní ráz. Jeho horniny nasedají na proterozoikum nebo na kambrium Barrandienu

včetně pavlovského souvrství, které je připisováno svrchnímu kambriu (*Chlupáč a kol. 1992*), s erozní či úhlovou diskordancí (*Chlupáč a kol. 1992*). Nejsvrchnější roblínské vrstvy vzniklo ve stupni givetu. Svým flyšoidním charakterem indikují v oblasti probíhající tektonickou aktivitu (*Havlíček 1980*) spadající k variským horotvorným procesům (*Chlupáč a kol. 2002*). Souvrství ordoviku, siluru a devonu Barrandienu tudíž reprezentují celý ordovicko-devonský sedimentační cyklus.

5. Velikost postsedimentárních pohybů v jednotkách ordoviku, siluru a devonu Barrandienu

Existují dva protichůdné názory:

Podle prvního je veškerý ordovik, silur i devon Barrandienu vůči svému podloží autochtonní. Postsedimentární přemístění na nejvýznamnějších zlomech se pohybují v řádu stovek metrů, nejvýše pak 1500 m (*Havlíček 1963*). Lze proto říci, že vzájemná poloha hornin v jednotkách ordoviku, siluru a devonu do určité míry odpovídá rozložení facií, v nichž tyto horniny vznikly v pražské pánvi.

Těmto představám oponuje zastánce a spoluautor druhého názoru *R. Melichar (2004)*, který pokládá jednotky ordovik, silur a devon Barrandienu za postsedimentárně, konkrétně při variské orogenezi, utvořenou synformu (obr. 1). Tu mají tvořit dvě základní tektonické jednotky: na periferii synformy vystupující jednotka, která je vůči podložnímu proterozoiku autochtonní, a v centrální části synformy vystupující jednotky alochtonní. Autochtonní a alochtonní jednotky rozděluje příkrovová plocha, kterou *Melichar (2004)* pokládá do bohdaleckého souvrství.

Autochtonní je pravděpodobně veškerý ordovik stratigraficky nižší než bohdalecké souvrství a též silurské vulkanické komplexy (*R. Melichar, ústní sdělení*).

Centrální alochtonní část pražské synformy je tvořena několika příkrovy. Alespoň bohdalecké, královské, kosovské a liteňské souvrství mají v některých příkrovech nazývaných spodní alochtonní jednotky svůj hlubokovodní vývoj a ve zbylých svůj vývoj

mělkovodní. Výchozy příkrovových ploch jsou zlomy tachlovický, kodský a očkovský. Vzdálenost transportu příkrovů je autorem odhadována na 5 až 25 km (Melichar 2004).



Melichar, Hladil 1999

Obr. 1. Schematický příčný řez synformou tvořenou ordovikem, silurem a devonem Barrandienu založený na příkrovové hypotéze (upraveno podle Melichara 2004).

Koncepce, podle níž jsou veškeré jednotky Barrandienu vůči podložnímu proterozoiku autochtonní, je zavedená a všeobecně uznávaná. Hypotéza o příkrovové stavbě barrandienského paleozoika je považována za kontroverzní a většinou odborné veřejnosti (např. *Chlupáč (1999)* a *Röhlich (2007b)*) není přijímána.

Současná koncepce geologického vývoje pražské pánve (viz kapitola 8) je vystavěna na hypotéze, že všechny jednotky barrandienského paleozoika jsou autochtonní. V případě, že by se hypotéza o příkrovové stavbě ordoviku, siluru a devonu Barrandienu ukázala být správnou, mnoho z této současné koncepce vývoje pražské pánve by tím ztratilo platnost.

6. Litofaciální vývoj ordoviku, siluru a devonu Barrandienu

6.1. Úvod

Ve vrstevním sledu ordoviku, siluru a devonu Barrandienu jsou zastoupeny klastické sedimenty, vápence, vulkanoklastické horniny, vulkanity, méně hojně také sedimentární železné rudy a silicity. Veškeré horniny barrandienského ordoviku, siluru a devonu vznikly v mořském prostředí (*Chlupáč a kol. 2002*). Hypotetickou výjimkou mohou být na některých

místech jejich rozsahu jen zcela nejspodnější polohy třenického souvrství. Tyto sedimenty mohou být kontinentální a uložené ještě před zalitím vznikající pražské pánve mořem.

Nejspodnější polohy třenického souvrství dokonce nemusí na některých místech geneticky s pražskou pánví vůbec souviset. V tomto případě by byly starší než samotná pánev a shodou okolností dočasně nepodlehly erozi. Díky zahájení subsidence pražské pánve při jejím vzniku a následnému ukládání hornin v jejich nadloží pak zůstaly zachovány až do geologické přítomnosti. Uvedený jev byl již doložen pro bazální sedimenty mnohých sedimentárních formací, pro pražskou pánev však zatím prokázán není.











6.2. Ordovik

Ordovik Barrandienu zahrnuje 12 souvrství: třenické, mílinské, klabavské, šárecké, dobrotivské, libeňské, letenské, vinické, záhořanské, bohdalecké, královské a kosovské (*Chlupáč a kol. 2002*). Stratigrafické schéma ordoviku Barrandienu je na obr. 2.

Sedimenty barrandienského ordoviku jsou převážně klastické, jemnější v osní části, hrubší při okrajích. Dále se vyskytují sedimentární železné rudy. Často jsou v asociaci s tufy a tufity (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*). Většinou se vyskytují při bázích souvrství (*Chlupáč a kol. 2002*). Ve spodním ordoviku, jsou vázány na tehdejší izolované laguny v blízkosti pobřeží (*Havlíček 1980*). Zastoupení vulkanitů v jednotlivých souvrstvích vyplývá z obr. 2.

Nejspodnější třenické souvrství je tvořeno klastickými sedimenty. Má transgresivní charakter (*Chlupáč a kol. 1992*). Sedimentární struktury, špatné opracování klastů a jejich nevytříděnost a svědčí o velkých výškových rozdílech mezi zdrojovou oblastí sedimentů a místy depozice (*Chlupáč a kol. 1992*).

V mílinském souvrství převládají silicity (*Chlupáč a kol. 2002*). Na dobu ukládání mílinského souvrství se velikost území pod hladinou moře zmenšila (*Havlíček a Šnajdr 1956*).

stupeň	souvrství		m	
kosov	kosovské		60 – 200	1 
králodvor	králodvorské		50 – 300	2 
beroun	bohdalecké		100 – 200	3 
	zahořanské		100 – 400	4 
	vinické		50 – 300	5 
	letenské		60 – 800	6 
	libeňské	řevnické k.	50 – 300	7 
dobrotiv	dobrotivské	skalecké k.	100 – 400	8 
llanvirn	šárecké		10 – 300	9 
arenig	klabavské		0 – 300	
tremadok	mřínské		0 – 45	
	třenické		0 – 45	10 

Obr. 2. Stratigrafické schéma ordoviku Barrandienu (Chlupáč a kol. 2002).

1 – slepence, hrubozrnné droby a pískovce; 2 – silicity; 3 – jílové břidlice a prachovce; 4 – vulkanity; 5, 6 – světlé křemence a pískovce; 7 – střídání pískovců (eventuálně křemenců), drob a prachovců; 8 – převážně prachové břidlice a prachovce; 9 – sedimentární železné rudy a jejich reprezentanti; 10 – stratigrafický hiát; k – křemence.

Nejvíce zastoupenou sedimentární horninou klabavského souvrství jsou šedozelené břidlice. Spodní partie souvrství, které mají v části území Barrandienu červenou barvu, jsou nazývány olešenskými vrstvami (Chlupáč a kol. 1992).

Šárecké souvrství obsahuje nejvyšší podíl produktů vulkanismu ze všech ordovických souvrství. Nejhojnější sedimentární horninou v něm jsou břidlice (Chlupáč a kol. 2002).

Souvrství dobrotivské a libeňské jsou vyvinuta ve dvou faciích sedimentárních hornin, písčité, která je tvořena křemenci, a břidličné (Chlupáč a kol. 2002).

Letenské souvrství má dle zrnitosti rytmický charakter a připomíná tím flyš. Účast turbiditních proudů při jeho sedimentaci však byla minimální (*Chlupáč a kol. 1992*). Vrstevní sled je interpretován jako důsledek periodických změn v zrnitosti materiálu, který byl do pánve přinášěn řekami (*Chlupáč a kol. 1992*).

Souvrství vinické, záhořanské, bohdalecké a královské jsou tvořeny hlubokovodními klastickými sedimenty, ukládanými v dysoxickém prostředí. Hojné v nich jsou karbonátové konkréce (*Chlupáč a kol. 2002*).

Kosovské souvrství tvoří převážně rytmicky se střídající jemnější a hrubší klastické sedimenty. Objevují se i klasy pro území středočeské oblasti exotických hornin, které jsou interpretovány jako dropstouny (*Chlupáč a kol. 2002*).

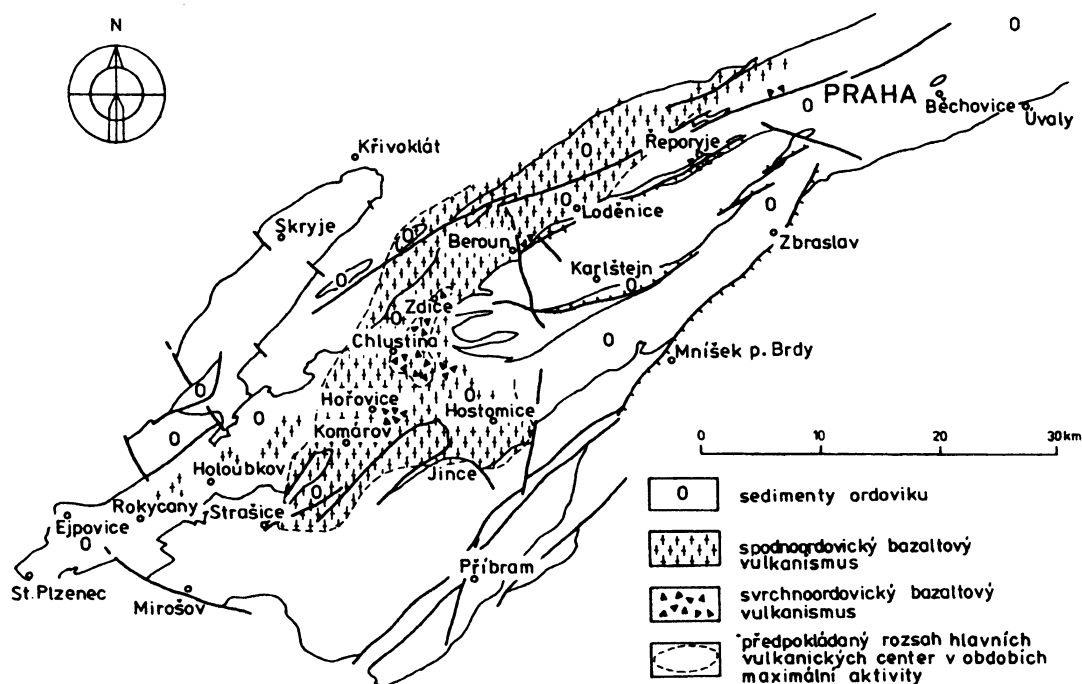
Prvním typem vulkanitů barrandienského ordoviku jsou převážně vápenato-alkalické horniny asociace andezit-ryolit. Jejich četnost klesá směrem do nadloží, stratigraficky nejvyšší výskyt je zaznamenán v llanvirnu (*Chlupáč a kol. 1992*).

Vulkanity druhého typu, nazývané diabasy, jsou alkaličtější než vulkanity prvního typu (*Chlupáč a kol. 1992*). Jejich první výskyt je znám již z tremadockého třenického souvrství. Do spodního berounu jde většinou o bazalty a trachybazalty. Ve svrchním berounu a králově spadájí hlavně do polí trachybazaltů a bazaltických trachyandezitů (*Chlupáč a kol. 1992*).

Rozšíření ordovických vulkanitů v barrandienském ordoviku je zakresleno na obr. 3. Největší akumulace ordovických vulkanitů o mocnosti více než 1000 m se nazývá komárovský vulkanický komplex (*Chlupáč a kol. 1992*).

Mapy izolinií mocností jednotlivých ordovických souvrství jsou velmi nepravidelné a vzájemně odlišné (*Chlupáč a kol. 1992*). Tremadocká souvrství, jsou-li tvořena klastiky, nabývají největších mocností na vzájemně izolovaných místech, rozmístěných podél okraje tehdejšího sedimentačního prostoru (*Havlíček a Šnajdr 1956*). Od arenigu do kosovu se území s nejvyšší rychlostí sedimentace, tj. území s nejvyšší mocností sedimentů pro dané souvrství, přesunuje, zůstává však stále v osní části ordoviku Barrandienu (*Havlíček 1980*). Ordovická souvrství od šáreckého souvrství výše dosahují větších mocností ve východní polovině ordoviku Barrandienu (segmentu východobarrandienském) než v jeho polovině západní (segmentu západobarrandienském) (*Chlupáč a kol. 1992*). Místo maximální mocnosti ordoviku Barrandienu (včetně tremadoku), v němž jeho celková mocnost činí 2500 m, leží proto v jeho osní části v segmentu východobarrandienském (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*).

Ze sedimentů vyskytů tremadoku až středního berounu v blízkosti obvodu barrandienského ordoviku lze vyčíst blízkost březní linie. Od hranice mezi letenským a nadložním vinickým souvrstvím se již v sedimentárním záznamu ordoviku Barrandienu ryze příbřežní facie nevyskytuje. Končí tím možnost sledování tvaru březní linie a s tím souvisejících procesů (Chlupáč a kol. 2002).



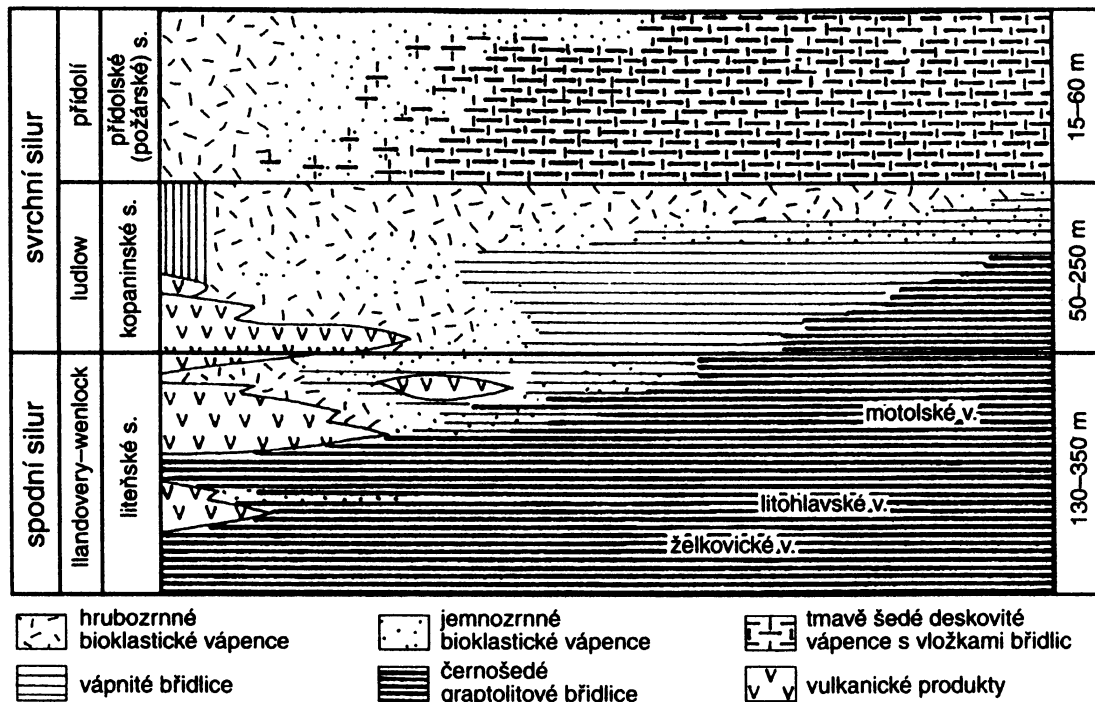
Obr. 3. Rozšíření ordovických vulkanitů v Barrandienu (Chlupáč a kol. 1992).

6.3. Silur

Silur Barrandienu tvoří 3 souvrství: liteňské, kopaninské a požárské (nazývané také předolské). Souvrství liteňské je dále členěno na vrstvy želkovické, lithlavské a motolské (Chlupáč a kol. 2002). Stratigrafické schéma barrandienského siluru je na obr. 4.

Veškerý nejspodnější silur Barrandienu pochází z hlubokovodního prostředí (Chlupáč a kol. 1992). Z vývoje sedimentů severozápadního křídla liteňského souvrství Barrandienu lze vyčíst postupné změlčování (Chlupáč a kol. 1992). Příčinou jsou mocné akumulace vulkanitů a vulkanoklastik, kterými jsou na některých místech severozápadního křídla siluru Barrandienu podél tachlovického zlomu tvořeny zejména motolské vrstvy (Chlupáč a kol. 1992). V jejich nadloží v těchto místech nastupují až ryze mělkovodní facie korálových, krinoidových či stromatoproidových útesů kopaninského a požárského souvrství (Chlupáč a kol. 1992). Celé

jihovýchodní křídlo těchto jednotek je tvořeno hlubokovodními faciemi (*Chlupáč a kol. 2002*). Jihovýchodním směrem přechází nejmělkovodnější facie do facií hlubokovodních pozvolna. Směrem k SZ od linie hlavních akumulací vulkanitů, tj. na tuto stranu od tachlovického zlomu, je přechod z mělkovodní facie do facie hlubokovodní dobře a v úplnosti znám jen pro spodní část líteňského souvrství. Je pozoruhodně prudký.

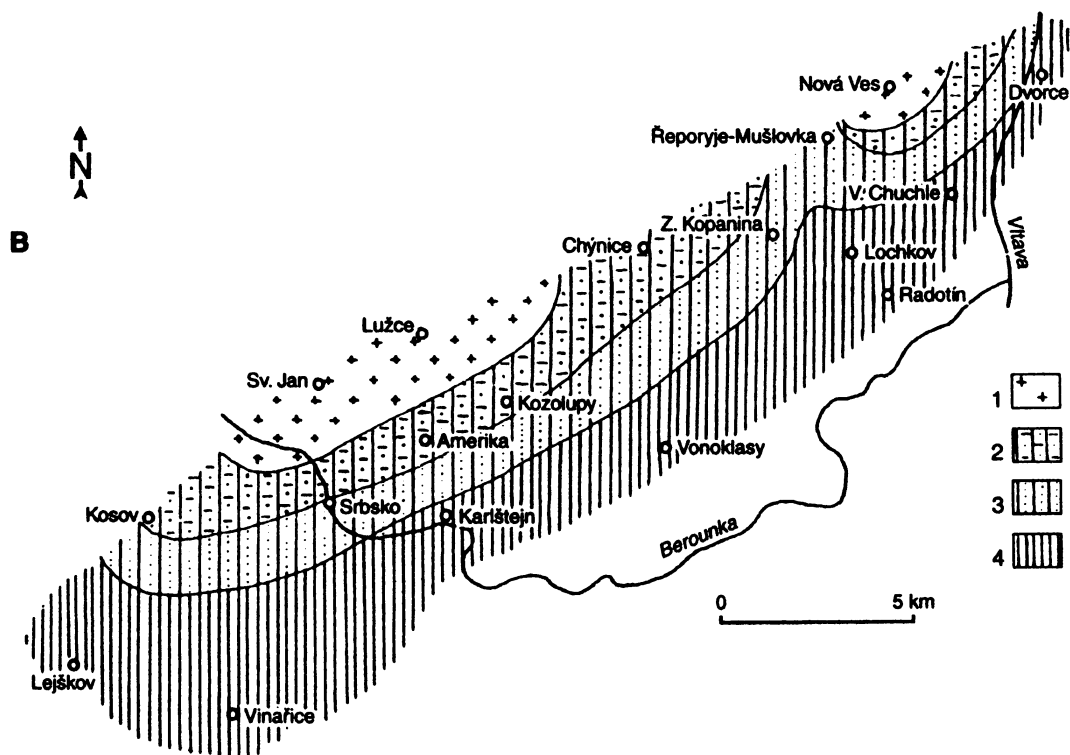


Obr. 4. Stratigrafické schéma siluru v Barrandienu (*Chlupáč a kol. 2002*).

V želkovických vrstvách naprosto převládají hlubokovodní černé graptolitové břidlice. V menší míře se vyskytují křemité břidlice, silicity a nečisté vápence (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*).

Litohlavské vrstvy jsou tvořené střídáním černošedých graptolitových a zelenavých jílových břidlic (*Chlupáč a kol. 2002*).

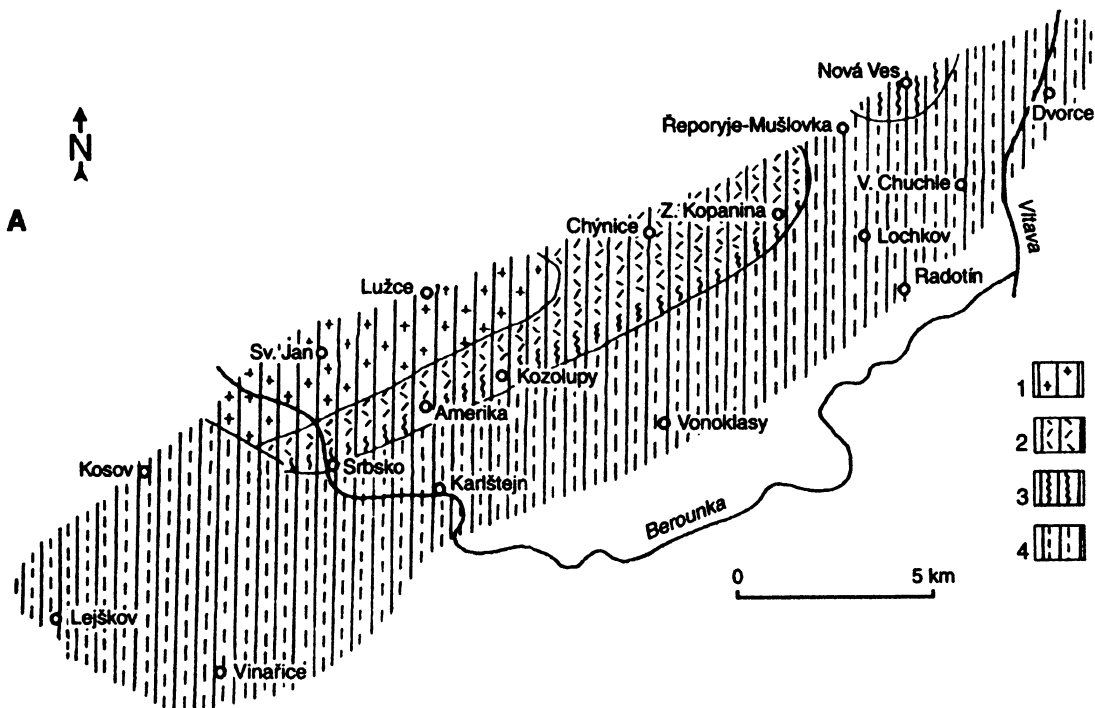
Vzrůst faciální pestrosti směrem do nadloží se odehrává hlavně ve vrstvách motolských (*Chlupáč a kol. 1992*). Rozložení typických litofacií siluru Barrandienu pro nejsvrchnější silurská souvrství kopaninské a požárské je na obr. 5 a 6.



Obr. 5. Facie kopaninského souvrství (Chlupáč a kol. 2002).

1 – vulkanické produkty, popř. stratigrafický hiát; 2 – převaha redeponovaného vulkanického materiálu; 3 – střídání tufitů a vápenců; 4 – tmavé vápnité břidlice s tufitickou příměsí.

Báze siluru je vyznačena náhlým globálním nástupem facie hlubokovodních černých graptolitových břidlic (Chlupáč a kol. 2002). Směrem do nadloží jich postupně ubývá. Zcela mizí ve střední části kopaninského souvrství (Chlupáč a kol. 2002). V místech, kde je hlubokovodní facie směrem do nadloží nahrazena mělkovodní, je jejich zmizení zákonité. V místech, kde hlubokovodní facie reprezentují celý vrstevní sledu siluru, jsou nahrazeny vápnitými břidlicemi s tufitickou příměsí (Chlupáč a kol. 2002).



Obr. 6. Facie spodní části přídolského souvrství (Chlupáč a kol. 2002).

1 – hrubě zrnité bioklastické vápence v nadloží vulkanitů; 2 – hrubě zrnité bioklastické vápence; 3 – jemněji zrnité bioklastické vápence; 4 – tmavé deskovité vápence s vložkami břidlic.

Hlubokovodní sedimenty siluru obsahují klastickou, tufitickou a karbonátovou příměs. Značné rozšíření vápnitých vulkanosedimentárních hornin (tufitické vápence, tufitické vápnité břidlice) je jedním z charakteristických rysů siluru Barrandienu (*Chlupáč a kol. 1992*).

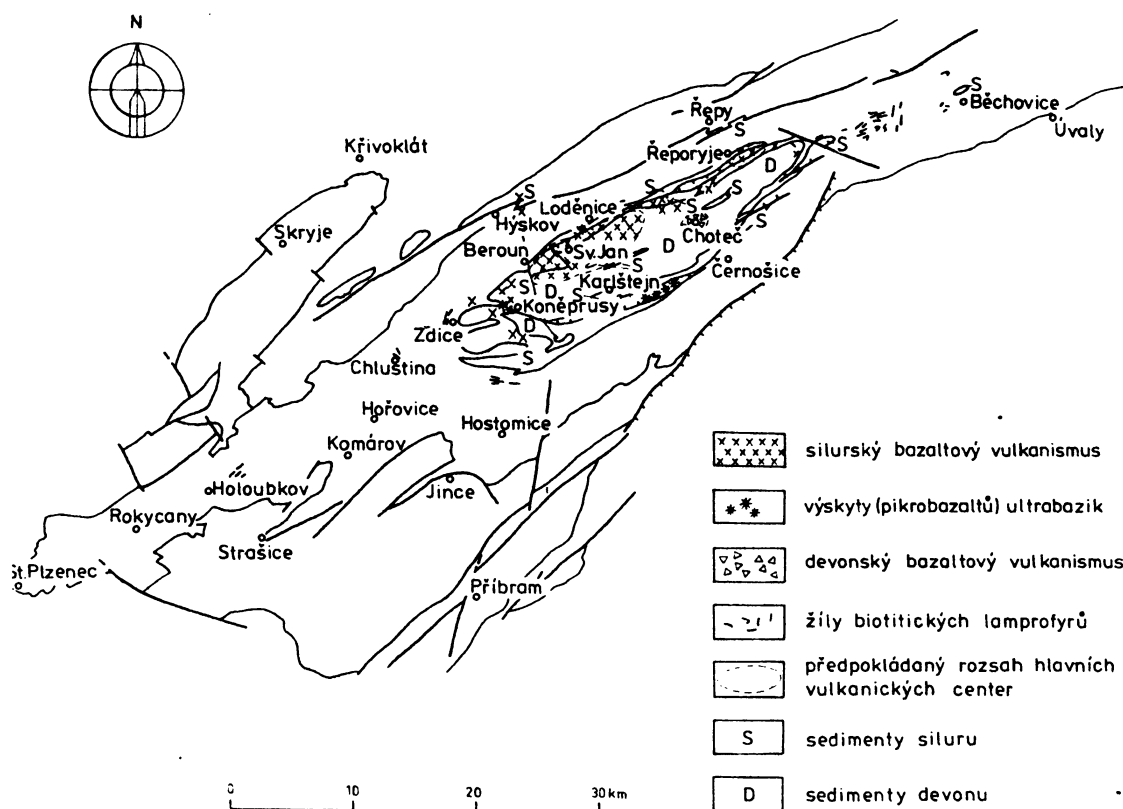
Obsah karbonátové složky v hlubokovodních sedimentech v barrandienském siluru směrem do nadloží roste (*Chlupáč a kol. 1992*). Vrstvy hlubokovodních sedimentů i sedimentů středních hloubek s podstatnou tufitickou příměsí stratigraficky většinou odpovídají hlavním akumulacím vulkanitů. Výjimkou je úroveň stratigraficky odpovídající ukončení činnosti svatojánského vulkanického centra. Další výjimkou je území severozápadně od tachlovického zlomu ve všech tam dochovaných sedimentech siluru (*Chlupáč a kol. 1992, Melichar 2004*).

Hlavní akumulace silurských vulkanitů se vyskytují severovýchodně od hlavních akumulací vulkanitů ordovických (*Chlupáč a kol. 1992*). Silurské vulkanity se vyskytují v severozápadním křídle barrandienského siluru (obr. 7) v akumulacích, jež odpovídají

vulkanickým centřům zakresleným na obr. 11. Největší objem silurských vulkanitů je soustředěn ve svatojánské vulkanické akumulaci, v níž mocnost vulkanitů přesahuje 300 m (Chlupáč a kol. 1992).

Rozložení silurských vulkanitů v diagramu TAS je bimodální. První skupinou jsou alkalické bazalty a trachybazalty, tou druhou jsou pikrobazalty a pikrity. Silurské vulkanity zahrnují typy tholeitické, konkrétně N-MORB a P-MORB, vápenatoalkalické i alkalické, přičemž vápenatoalkalické a slabě alkalické jsou nejhojnější. V porovnání s ordovickými vulkanity mají ty silurské více sodíku a méně draslíku (Chlupáč a kol. 1992).

Ultrabazické magmatity se vyskytují podél severozápadního a podél jihovýchodního okraje barrandienského siluru. Jsou prostorově sdružena se subvulkanickými tělesy doleritů (Chlupáč a kol. 1992).



Obr. 7. Rozšíření silurských a devonských vulkanitů v Barrandienu; rozšíření žilných biotitických lamprofyků (Chlupáč a kol. 1992).

Mocnost siluru Barrandienu v územích mimo hlavní akumulace produktů sopečné činnosti se pohybuje od 250 do 450 m (*Chlupáč a kol. 1992*).

6.4. Devon

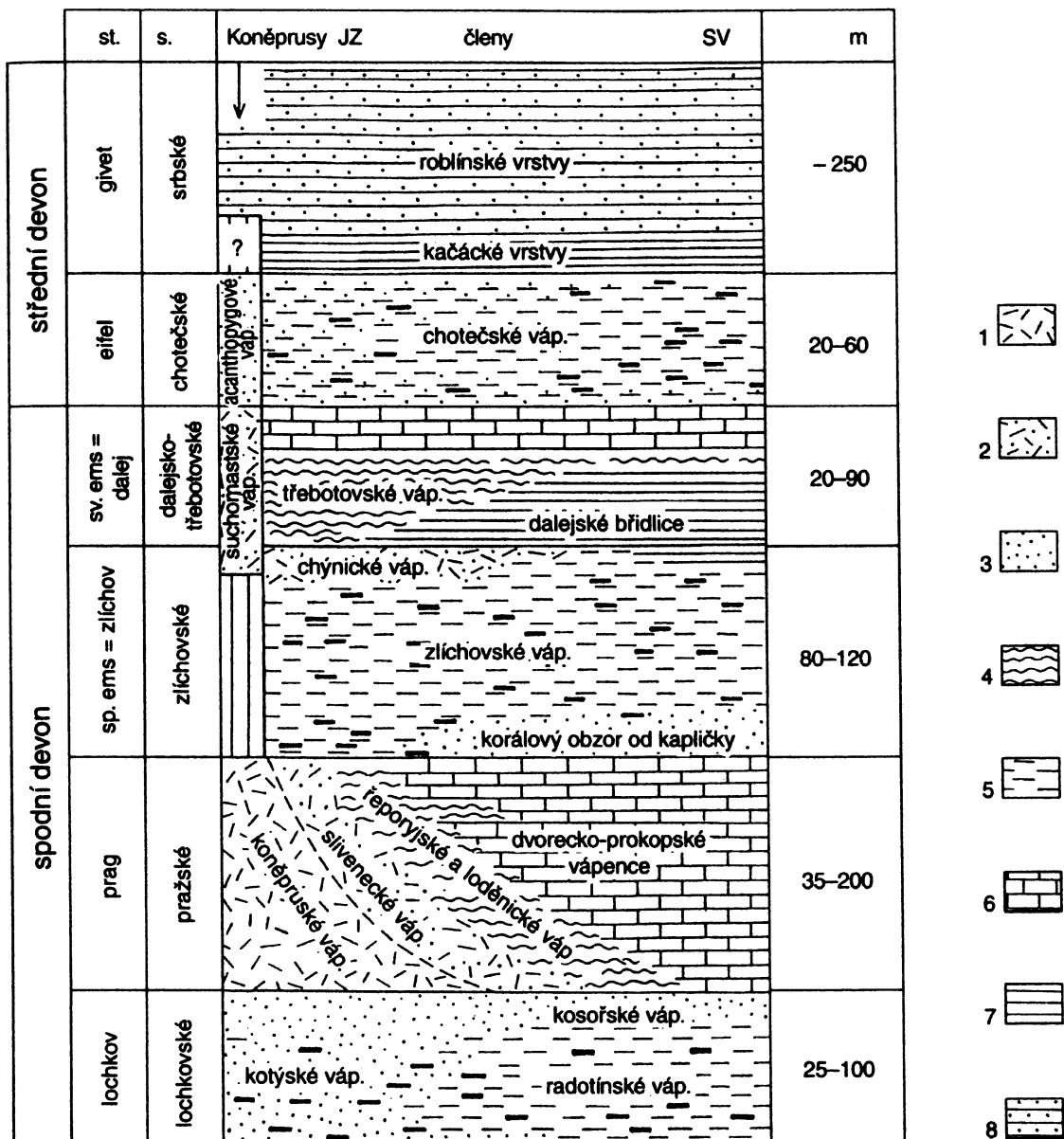
Devon Barrandienu je dělen v 6 souvrství: lochkovské, pražské, zlíčovské, dalejsko-třebotovské, chotečské a srbské (*Chlupáč a kol. 2002*). Stratigrafické schéma barrandienského devonu s litologickou charakteristikou devonských souvrství je na obr. 8.

Podobně jako v siluru, podél severozápadního okraje a v jihozápadním uzávěru barrandienského devonu převládají mělkovodní facie. Podél jihovýchodního okraje a v severovýchodním uzávěru jsou rozšířeny hlubokovodní facie (*Chlupáč a kol. 1992*).

Vývoj devonu Barrandienu od jeho báze do stropu eifelu je řazen k vývoji českému, neboli hercynskému (*Chlupáč a kol. 2002*). Vyznačuje se převahou širomořských uloženin, hojným podílem vápenců a nedostatkem hrubého klastického materiálu pevninského původu (*Chlupáč a kol. 2002*). Mělkovodní facii představují většinou vápence útesové a bioklastické, původem převážně krinoidové (*Chlupáč a kol. 2002*). Od báze pragu výše je ryze mělkovodní facie útesových vápenců nejlépe vyvinuta v jihozápadním uzávěru barrandienského devonu, kde tvoří koněpruský útesový komplex (*Chlupáč a kol. 1992*). V hlubokovodní facii převládají tmavé mikritické vápence či vápnité břidlice (*Chlupáč a kol. 1992*).

Vývoj barrandienského devonu vykazuje rytmičnost, odpovídající periodickému prohlubování a změlčování sedimentačního prostředí (*Chlupáč a kol. 2002*). Příznakem změn hloubky prostředí sedimentace jsou posuny facií ve vrstevním sledu v horizontálním i vertikálním směru. Prohloubení je v nejhlubokovodnějších faciích indikováno sedimentací v prostředí s nedostatkem volného kyslíku, a tudíž ztmavnutím vápenců nebo jejich nahrazením vápnitými břidlicemi (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*). Příznakem změlčení, které vedlo k vynoření nad mořskou hladinu, jsou hiáty v územích s převládajícími mělkovodními faciemi.

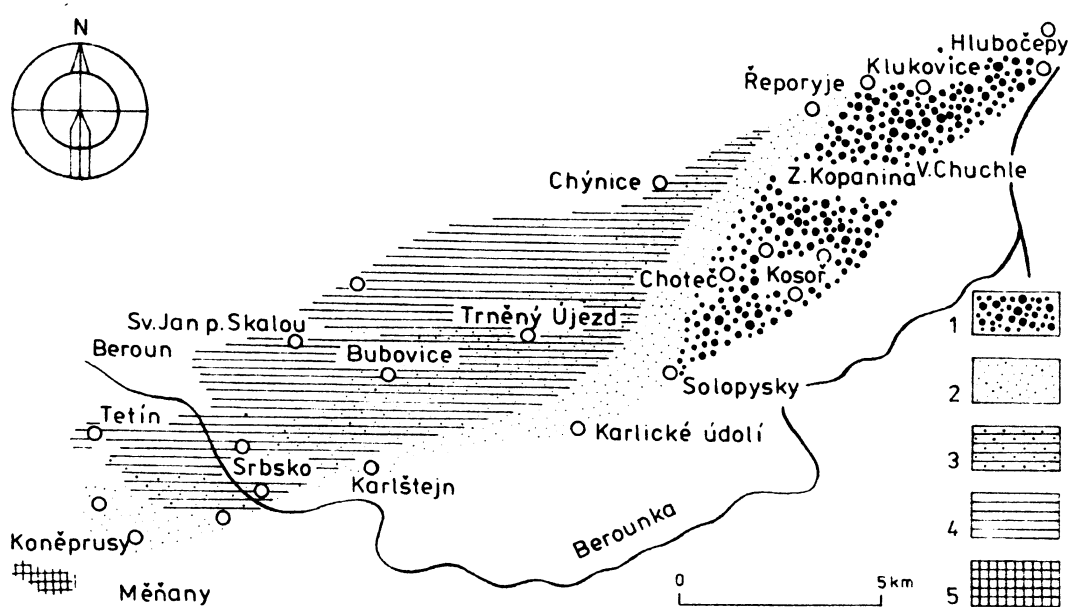
Přechody mezi litofaniemi pražského souvrství jsou pozvolné v horizontálním i vertikálním směru (*Chlupáč a kol. 1992*). Vápence některých jeho litofacií jsou červeně zbarvené a obsahují čočky hematitu a chloritů železa (*Chlupáč a kol. 2002*).



Obr. 8. Stratigrafické schéma devonu v Barrandienu (Chlupáč a kol. 2002).

1 – světlé útesové a s nimi spjaté bioklastické vápence; 2 – červenavé bioklastické vápence; 3 – šedé bioklastické vápence; 4 – červenavé, převážně mikritové vápence; 5 – vrstevnaté šedé, převážně bioklastické až biomikritové vápence; 6 – šedé mikritové, převážně hlíznaté vápence; 7 – vápnité břidlice; 8 – střídání prachovců, pískovců a podřízených jílových břidlic (flyšoidní sedimenty); krátké silné vodorovné čáry – hojný výskyt rohovců; vsíslé čáry – stratigrafický hiát; st. – stupně; s. – souvrství; váp. – vápence.

Ve spodních partiích zlíčovského souvrství v území vyznačeném na obr. 9 je vyvinuto několik poloh bituminózních biodetritických vápenců (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*). V severovýchodním uzávěru barrandienského devonu jsou tyto polohy nejmocnější, mají často formu intraformačních skluzových brekcií biodetritu a vyskytují se v nich skluzové textury, které svou orientací odpovídají transportu od SV k JZ (*Röhlich 2007a*). Bioklastický materiál pochází z korálového útesu (*Chlupáč a kol. 1992*).



Obr. 9. Faciální mapa spodních poloh zlíčovského souvrství (*Chlupáč a kol. 1992*).

1 – vývoj s hrubě biodetritickými brekciovitými polohami korálového obzoru; 2 – vývoj s převahou jemně biodetritických poloh korálového obzoru; 3 – vývoj se střídáním mikritových a biodetritických vrstev; 4 – vývoj s převahou mikritových vápenců; 5 – stratigrafický hiát v koněpruské oblasti.

Přechodem do nadložních kačáckých vrstev jsou všechny facie v devonu Barrandienu nahrazeny hlubokovodnějšími. Kačácké vrstvy sedimentovaly v anoxických podmínkách. Tvoří je tmavě šedé, tenké laminované vápnité břidlice (*Chlupáč a kol. 1992*). Jejich nástupem jsou setřeny stratigraficky níže existující faciální rozdíly.

Sedimenty roblínských vrstev jsou klastické a světlé (*Chlupáč a kol. 2002*). Jejich sled má flyšoidní charakter (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*). Klasty jsou pevninského původu, do

pánve byly transportovány řekami (*Chlupáč a kol. 2002*). Rychlost sedimentace byla pravděpodobně vysoká. Sedimentární horniny a v nich obsažená fauna značí pokles salinity mořské vody v dochovaném sedimentačním prostoru (*Chlupáč a kol. 2002*).

V celém srbském souvrství se hojně vyskytují zbytky terestrické flóry (*Chlupáč a kol. 1992*).

Vulkanity devonského stáří jsou známé jen z dalejsko-třebovského souvrství. Všechny jejich výskyty leží v území o rozměrech několika km na délku, situovaném v centrální části barrandienského devonu (obr. 7). Jde většinou o pikrobazalty a alkalické bazalty, v diagramu TAS tedy leží na spojnici mezi silurskými pikrobazalty a silurskými alkalickými bazalty (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*).

7. Vývoj pražské pánve

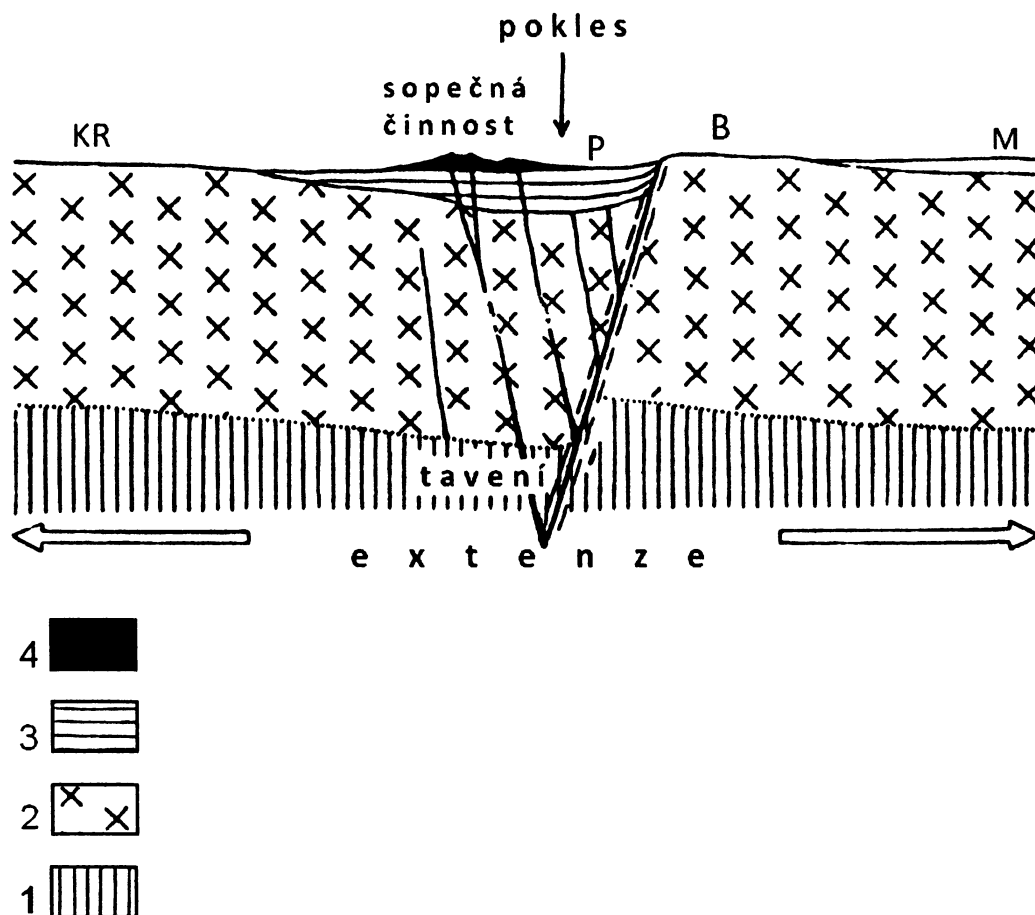
7.1. Struktura

7.1.1 Ordovik

Pražská pánev se začala utvářet v tremadoku. Během tremadoku měla alespoň v dochovaném sedimentačním prostoru strukturu protáhlého synklinálního prohýbu (*Chlupáč a kol. 1992*). Pokud bylo její omezení i zlomové, pak linie tohoto zlomu neležela uvnitř dochovaného sedimentačního prostoru. V něm pánevní dno subsidovalo tak, že se přibližně zachovával jeho synklinální tvar v příčném řezu a nedocházelo k žádné diferenciaci sedimentačního prostoru (*Chlupáč a kol. 1992*). V jihozápadním uzávěru pánve byla subsidence v jihovýchodním křídle intenzivnější než v křídle severozápadním, čímž docházelo k posunu té části pánve směrem k jihovýchodu (vše vkro.) (*Havlíček a Šnajdr 1956*). Podle Havlíčka a Šnajda (*1956*) byl ústup moře odpovídající regresnímu charakteru mílinského souvrství způsoben tektonicky, výzdvihem celého sedimentačního prostoru.

Na počátku arenigu vznikly nebo byly aktivovány zlomy paralelní s dlouhou osou pánve. Pohyby na nich zahájily stupňovité zaklesávání osní části pánve vůči jejím křídům. Pražská pánev se stala příkopem (*Chlupáč a kol. 2002*). Jeho osní část nabrala podobu rychle klesající centrální deprese (synonymem centrální brázda) (*Chlupáč a kol. 1992*).

Podle *Röhliha a Šťovíčkové (1968)* byl tento příkop asymetrický, s hlavním zlomem při svém jihovýchodním okraji (vkro.) (obr. 10). Z map mocností ordovických souvrství (viz *Chlupáč a kol. 1992*) ale nejsou patrné žádné projevy této hypotetické asymetrie.



Obr. 10. Pražská pánev se strukturou asymetrického příkopu – hypotetický příčný řez (vztaženo na ordovik). (upraveno podle Röhliha a Šťovíčkové 1968).

1, 2 – předordovický podklad; 3 – sedimentární horniny ordoviku; 4 – vulkanické a vulkanosedimentární horniny ordoviku; KR – kladensko-rakovnická elevace; P – pražská pánev; B – brdská elevace; M – pánev „metamorfovaných ostrovů“.

V arenigu počala diferenciací pánve její segmentací, přesněji diferenciací pánevního dna v segmenty s různou rychlostí subsidence. Tento proces probíhal po zbytek ordoviku a pokračoval i v siluru. Diferenciací dna se pražská pánev stávala příkopovou propadlinou vícenásobnou (stupňovitou), poměrně složitou a nepravidelnou, a také tvarově v čase proměnlivou. Jednotlivé segmenty byly vůči sobě většinou zlomově omezené (*Havlíček 1980*).

Směr protažení většiny z nich byl přibližně rovnoběžný s dlouhou osou pánve, šlo tedy většinou o segmenty podélné (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*). Za podélný segment lze považovat i centrální depresi.

Z odlišnosti v mocnostech většiny ordovických souvrství v západní a východní polovině Barrandienu plyne, že dochovaný sedimentační prostor v ordoviku představoval dva základní příčné segmenty, západobarrandienský a východobarrandienský. Hranicí těchto segmentů byla příbramská porucha (*Havlíček 1980*) o azimutu přibližně 10°, jež je součástí příbramského zlomového pásma. Východobarrandienský segment subsidoval po celý ordovik rychleji, neboli byl mobilnější než západobarrandienský.

Rychlost subsidence pánve během ordoviku měla své výrazné maximum v periodě berounu, kdy se za zhruba 15 milionů let uložil sled sedimentů místy až 1500 m mocný (*Havlíček 1981*). Území maximální subsidence se během ordoviku přesunovalo, zůstávalo však zhruba stále na ose pánve (*Havlíček 1980*).

Nad segmenty podloží, jejichž průměrná rychlost subsidence byla větší než rychlost subsidence segmentů okolních, se sedimenty v daném období ukládaly ve větších mocnostech a vznikaly tím v těch místech v souvrstvích synklinální struktury (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*). Nad segmenty podloží, které klesaly pomaleji než segmenty okolní, se ukládaly jen malé mocnosti sedimentů a v těch místech v souvrstvích vznikaly antiklinály (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*).

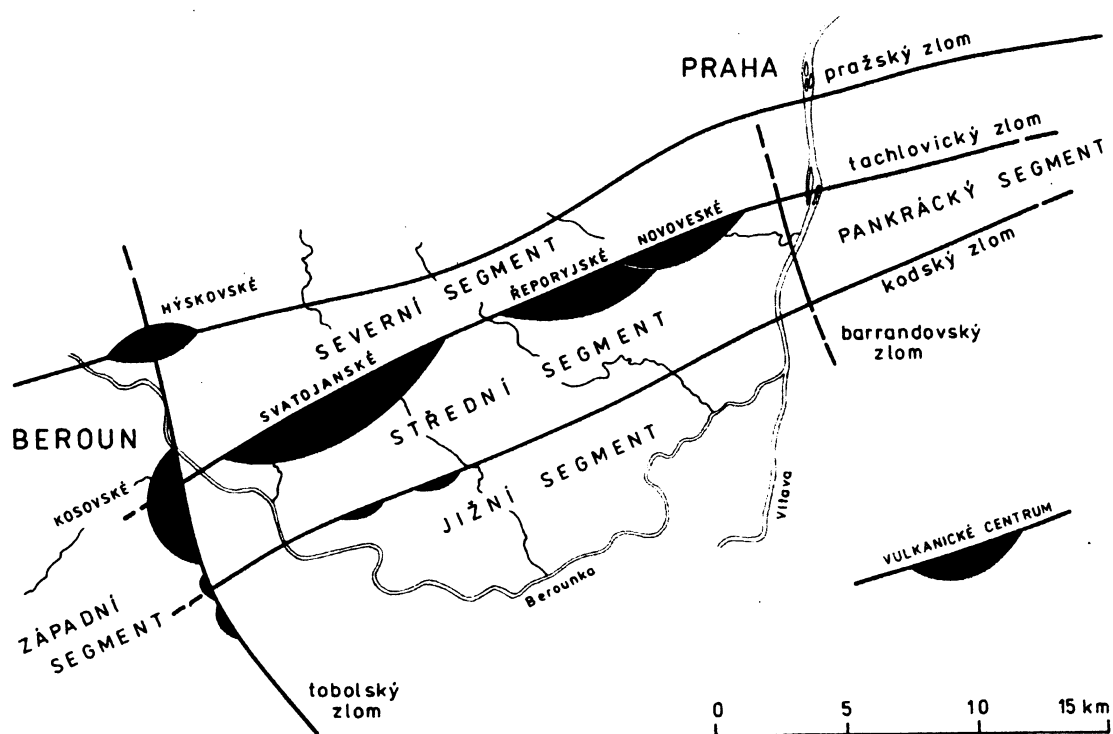
Z důvodu neexistence ryze příbřežní facie v sedimentárním záznamu od středního berounu výše (*Chlupáč a kol. 2002*) není možno od té doby znát morfologii a strukturu pánve. Namísto toho sledujeme pouze dochovaný sedimentační prostor a na morfostrukturu celé deprese lze jen usuzovat. Podle *Havlíčka (1981)* si území spodnoordovického příkopu zachovalo strukturu protáhlého příkopu až do nástupu variské orogeneze. Tato představa znamená, že jeho okolí nepostihla výrazná subsidence.

Nejsvrchnější beroun (doba ukládání bohdaleckého souvrství) byl obdobím zvýšené tektonické aktivity (deformací) ve východní části dochovaného sedimentačního prostoru. Ve stranách centrální deprese tam vznikly dvě s ní rovnoběžné elevace, šířka centrální deprese tím klesla (*Chlupáč a kol. 1992*).

7.1.2. Silur

V siluru pokračovala segmentace pánve na stále menší a menší segmenty (*Havlíček 1980*). Hlavní segmenty, na nichž ležela dochovaná silurská výplň pánve, byly odděleny podélnými zlomy pražským, tachlovickým a kodským a příčnými zlomy tobolským a méně významným barrandovským (*Chlupáč a kol. 1992*). Situace je znázorněna na obr. 11.

Na zlomech omezujících segmenty docházelo během siluru k synsedimentárním pohybům. Segmenty se vůči sobě pohybovaly ve vertikálním směru, přičemž smysl těchto pohybů se během siluru pro jednotlivé segmenty měnil (tj. segment, který původně vůči jinému poklesával, mohl být vůči němu později vyzdvihován (*Chlupáč a kol. 1992*)).



Obr. 11. Tektonické schéma zachovaného sedimentačního prostoru siluru pražské pánve (upraveno podle Chlupáče a kol. 1992).

7.1.3. Devon

Havlíček (1980) z vývoje barrandienského devonu usuzuje, že segmentace pánve probíhala i v devonu a že směr vertikálního pohybu segmentu byl klíčový pro vznik nových oblastí mělkovodního nebo hlubokovodního prostředí.

Chlupáč a kol. (1992) předpokládá ve většině dochovaného sedimentačního prostoru jen nevýznamnou synsedimentární aktivitu zlomů omezujících segmenty, protože k vysvětlení vývoje devonu až na výjimky postačuje pouhá interakce mezi subsidencí dna pánve jako jednoho celku a eustatickými pohyby mořské hladiny (*Chlupáč a kol. 1992*).

Významné synsedimentární pohyby segmentů dna pánve v devonu jsou prokázány jen v jihozápadním uzávěru barrandienského devonu: zdvihové pohyby tam proběhly na počátku pragu (*Chlupáč a kol. 1992*), vytvořily výraznou elevaci a umožnily vznik koněpruského útesového komplexu. Vzniklý tektonický práh si zachoval ráz elevace až do ukončení sedimentace v pražské pánvi (*Chlupáč a kol. 2002*).

V raném zlíchově došlo opakovaně k náhlému přínosu bioklastického materiálu od SV do dochované části sedimentačního prostoru (vkro.), který se děl částečně mechanismem skluzů. Je to projevem tím směrem probíhajících tektonických procesů, pravděpodobně pouze místního významu (*Röhlich 2007a*).

Vývoj barrandienského givetu byl určen především postupným nástupem variské orogeneze (*Misař a kol. 1983*).

Vzrůst četnosti výskytu zbytků terestrických rostlin v sedimentech počátkem givetu (*Chlupáč a kol. 1992*) byl nejspíš způsoben vznikem souše někde v okolí dochovaného sedimentačního prostoru. Protože je tato událost zhruba současná s globálním vzrůstem výšky mořské hladiny, je zřejmé, že mimo dochovaný sedimentační prostor probíhaly zdvihové tektonické procesy.

Na přelomu eifelu a givetu v dochovaném sedimentačním prostoru vzrostla hloubka moře (*Chlupáč a kol. 1992*). Ačkoliv hlavní příčinou byl nepochybně zdvih mořské hladiny globálního rázu (*Chlupáč a kol. 2002*), vliv mohl mít i pokles (zrychlená subsidence) dochovaného sedimentačního prostoru.

Nástup flyšoidní sedimentace terigenního materiálu roblínských vrstev byl vyvolán tektonickou aktivitou, zřejmě výzdvihem pevninských prahů v blízkém okolí dochovaného sedimentačního prostoru (*Havlíček 1981*). Další vývoj území pražské pánve není znám, protože roblínské vrstvy jsou chronostratigraficky nejvyšším dochovaným členem její výplně (*Chlupáč a kol. 2002*).

Mezi givetem a vyšším westphalem byl vývoj pražské pánve ukončen a její výplň byla v území Barrandienu polyfázově varisky deformována (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 2002*). Je

velmi pravděpodobné, že ukládání roblínských vrstev přímo předcházelo konci sedimentace a první variské deformační fázi v dochované části sedimentačního prostoru (*Havlíček 1980*).

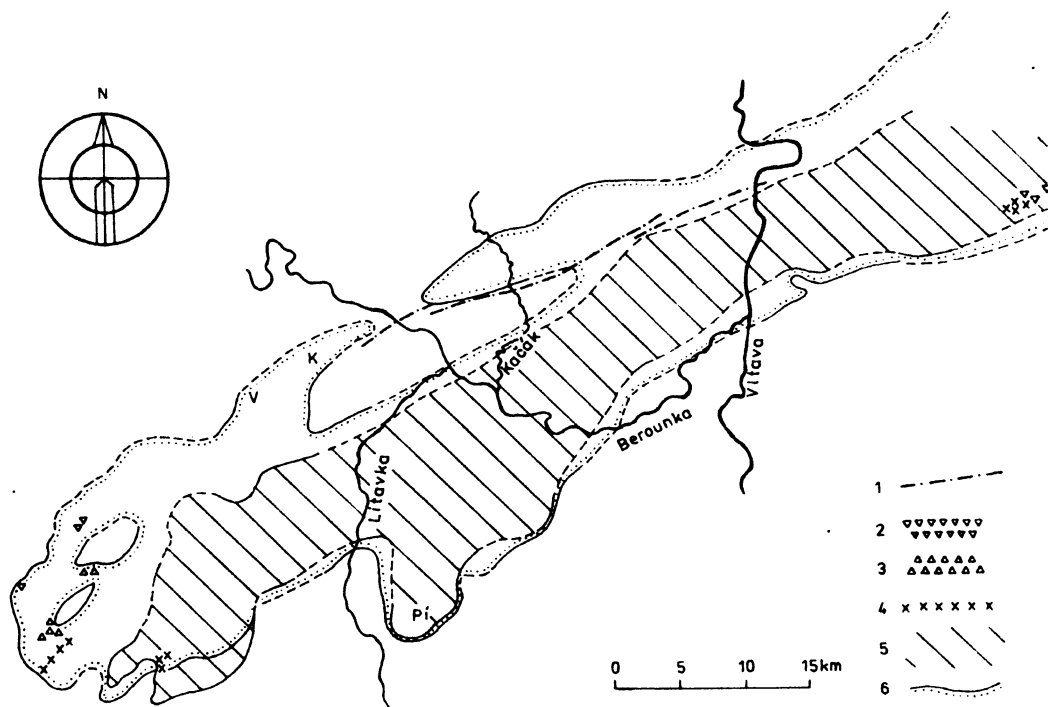
Na Královéhradecku v podloží výplně české křídové pánve proběhly veškeré variské deformační procesy před vyšším svrchním devonem (*Chlupáč a kol. 2002*). Nabízející se úsudek, že i v Barrandienu skončila variská orogeze před vyšším svrchním devonem, tj. že proběhla ve vyšším givetu a frasnú, není však dostatečně oprávněný, protože variská orogeze mohla mít v těchto územích dosti odlišný průběh.

7.2. Paleogeografie

7.2.1. Ordovik

Od svého vzniku v tremadoku alespoň do středního berounu byla pražská pánev protáhlá a relativně úzká deprese (*Chlupáč a kol. 1992*). Její plošný rozsah se za toto období zhruba nezměnil. Na bocích a směrem na jihozápad byla morfologicky uzavřená. Morfologicky otevřená byla pouze severovýchodním směrem a to natolik, že do ní mohlo vniknout moře. Na území dnešní Prahy byla deprese alespoň do středního berounu užší (*Chlupáč a kol. 1992*).

V tremadoku byl v území pražské pánve asi 90 km dlouhý a relativně úzký záliv mělkého moře (obr. 12). Rozloha území zalitého mořem rostla během sedimentace třenického souvrství (šířka zálivu 10–25 km včetně drobných zálivů do křídel pánve), pak opět klesala během sedimentace mílinského souvrství (šířka zálivu 7–15 km včetně drobných zálivů do křídel pánve) a vzrůstala na počátku arenigu (*Havlíček a Šnajdr 1956, Chlupáč a kol. 1992*). Během tremadoku se jihozápadní část sedimentačního prostoru posunula asi o 5 km k jihovýchodu (vkro.). Proces byl zřejmě způsoben posunem celé pánve, jehož velikost posunutí klesala k severovýchodu (vkro.). Tento posun zároveň znamenal pokles azimutu dlouhé osy pánve (vkro.). Od arenigu alespoň do středního berounu se poloha pánve laterálně neměnila (*Havlíček 1981*).



Obr. 12. Pražská pánev v tremadoku; plošné rozšíření třebenického a mlýnského souvrství (Chlupáč a kol. 1992).

1 – dnešní průběh pražského zlomu; 2 – výskyty ryolitu a andezitu; 3 – bazaltové tufy; 4 – čočky hematitu; 5 – plošné rozšíření mlýnského souvrství; 6 – plošné rozšíření třebenického souvrství; V – vrch Velíz; K – Krušná hora; Pí – vrch Písky.

Předordovický reliéf v okolí pánve byl dosti penepelenizován, nebyl však ideálně rovný (Havlíček a Šnajdr 1956). Obvod tremadockého moře v pražské pánvi byl velmi nepravidelný, křivolaký (Havlíček a Šnajdr 1956). Nadmořská výška v území dna pánve byla totiž silně ovlivněna paleoreliéfem (Havlíček a Šnajdr 1956). Velké výškové rozdíly mezi zdrojovou oblastí sedimentů a místy depozice, penepelenizovaný paleoreliéf a jeho velký vliv na tvar březní linie nasvědčují představě, že pánev byla nejspíš dosti hluboká a moře vyplňovalo pouze její nejspodnější část. Místa lokálního nahromadění klastických uloženin jsou interpretována jako místa vyústění tehdejších vodních toků (Havlíček a Šnajdr 1956).

Poloha březní linie v nejspodnějším ordoviku byla určena superpozicí vlivu paleoreliéfu, vlivu přednostnímu rozšiřování pánve k jihovýchodu (vkro.), tektonickými procesy (zejména subsidence pánve) a vlivu kolísání výšky hladiny moře. Vliv paleoreliéfu pominul brzy, posun pánve skončil počátkem arenigu. Proto později o poloze březní linie rozhodovaly jen

tektonické procesy (subsidence pánve) a absolutně chápané změny výšky hladiny moře (*Chlupáč a kol. 1992, Havlíček a Šnajdr 1956*).

Ve spodním arenigu moře dosáhlo až do jihovýchodního uzávěru lineární deprese (vkro.) a skrz rožmitálský příkop propojilo pražskou pánev s pánví „metamorfovaných ostrovů“ (*Havlíček 1981*). Od vyššího arenigu alespoň do středního berounu rozloha zaplaveného území vzrůstala jen nepodstatně, protože březní linie zůstávala v příkopu. Rozložení moří a souší pro toto období je zachyceno na obr. C přílohy III. Z něho vyplývá, že rozsah moře se alespoň do středního berounu značné míry shodoval s dnešním plošným rozšířením barrandienského ordoviku (*Havlíček a Šnajdr 1956, Chlupáč a kol. 2002*).

Pánev byla nejhlubší v osní části. Při okrajích dochovaného sedimentačního prostoru bylo příbřežní prostředí. V průběhu ordoviku docházelo v území pražské pánve k postupnému růstu relativní výšky mořské hladiny (*Chlupáč a kol. 2002*). Jeho hloubka v osní části pánve během svrchního ordoviku je odhadována na několik set m (*Chlupáč a kol. 1992*). Hlavní transgrese nastaly ve spodním tremadoku, počátkem arenigu, počátkem llanvirnu a počátkem královoru (*Havlíček a kol. 1994*).

Od středního berounu (čas odpovídající hranici letenského a vinického souvrství) průběh březních linií již nelze sledovat ani rekonstruovat. Rozsah ani morfologie sedimentačního prostoru proto nejsou známy (*Chlupáč a kol. 2002*). Tento stav trvá až do ukončení sedimentace v pražské pánvi. Podle *Havlíčka (1980)* si území původní pražské pánve zachovalo tvar protáhlé a úzké deprese až do ukončení sedimentace.

Zároveň se někdy po středním berounu, nejpozději však na počátku siluru březní linie moře dosti vzdálila od okrajů dochované části sedimentačního prostoru a rozloha celého sedimentačního prostoru tím významně vzrostla (*Chlupáč a kol. 2002, Kachlík 2003*). Předpokládá se proto, že někdy po středním berounu březní linie vystoupila z lineární deprese pražské pánve a moře zaplavilo okolní území, které se tak stalo okrajovým mořem. Území spodnoordovického příkopu a jemu přilehlých elevací by tak nabralo podobu sedimentačního prostoru s protáhlým příkopem uprostřed a oblastmi mělkého moře po jeho okrajích (*Chlupáč a kol. 2002*).

Od středního berounu až do ukončení sedimentace nikde v dochovaném sedimentačním prostoru nebylo příbřežní prostředí vázané na okraje pánve, tj. veškeré oblasti příbřežního prostředí v dochovaném sedimentačním prostoru se vyskytovaly pouze

na lokálních elevacích. V ordoviku mělo podobu podmořské elevace, možná přechodně i ostrova komárovské vulkanické centrum (*Chlupáč a kol. 1992*).

V kosovu došlo k relativnímu poklesu mořské hladiny a snížení erozní báze (*Havlíček 1980*). Pravděpodobný je proto také menší rozsah mořem zalitého území v této periodě. Některá území v blízkosti dochovaného sedimentačního prostoru byla patrně vynořená a vystavená ledovcové erozi (*Chlupáč a kol. 1992*). Přítomnost dropstounů a neexistence přibřežních facií v dochované části výplně dokládá, že sedimentační prostor pražské pánve v kosovu nebyl izolovaným zálivem a že alespoň část okolí dochované části sedimentačního prostoru zůstala navzdory regresi zalita mořem. Došlo také k prudkému ochlazení (*Chlupáč a kol. 1992*). Snížená hladina moře i ochlazení byly globálními důsledky pokrytí velké části Gondwany kontinentálním ledovcem (*Havlíček 1980*).

7.2.2. Silur

Na přelomu ordoviku a siluru došlo k dalšímu vzdálení březní linie od dochované části sedimentačního prostoru. Široké okolí dochované části výplně pánve bylo po celý silur zaplavené mořem (viz obr. C přílohy III, *Chlupáč a kol. 1992*). V případě, že šlo o moře mělké, pak v něm pravděpodobně bujela útesotvorba. Vápnitá příměs v sedimentech dochované části sedimentární výplně pak může pocházet také z tohoto hypotetického mělkého moře.

V nejspodnějším siluru byl celý dochovaný sedimentační prostor v hlubokovodním prostředí (hloubka několik set m). Během siluru se v místech vulkanických center, tj. podél severozápadního okraje (vkro.), utvořilo mělkovodní prostředí. Od linie vulkanických center hloubka rostla směrem k jihovýchodu (vkro.). V celém jihovýchodním křídle území dochovaného siluru panovalo hlubokovodní prostředí (vkro.), často dysoxické. Z postupného heterochronního nasazování facií od západu směrem k východu během transgresí vyplývá, že západní část dochované části dna pánve mimo vulkanická centra byla hlubší než část východní (vkro.) (*Chlupáč a kol. 1992*).

Nad mořskou hladinu čněly vrcholy alespoň některých vulkanických center, tvoříce tak vulkanické ostrovy. Vrchol svatojánského vulkanického centra byl vynořen, nebo alespoň v těsné blízkosti hladiny v homerianu, téměř jistá je jeho pozice nad mořskou hladinou v ludfordianu a přídolí. Rozplavováním vulkanoklastik do okolí vulkanických center vznikaly mělkovodní plošiny (*Chlupáč a kol. 1992*).

Prudký přechod prostředí vrcholů vulkanických center do prostředí hlubokovodního a nedostatek vulkanoklastik severozápadním směrem od hlavní linie vulkanických center ve srovnání s pozvolným přechod směrem na jihovýchod byl pravděpodobně způsoben převládajícím směrem proudění mořské vody v pánvi (vkro.) (*Chlupáč a kol. 1992*). Nepřítomnost tufitické příměsi v laminovaných vápencích a břidlicích vzniklých v okolí svatojánského vulkanického centra v době ukončení jeho činnosti je vysvětlováno utvořením mocného lávového příkrovu, který chránil podložní pyroklastika před odnosem (*Chlupáč a kol. 1992*).

7.2.3. Devon

Ve spodním devonu na počátku pragu došlo v území pražské pánve k poklesu mořské hladiny. Jeho předpokládaným, ale nedostatečně prokázaným důsledkem je opětovné zúžení mořem zalitého prostoru (*Buday a kol. 1961, Havlíček 1980*).

Souš ležící nedaleko sedimentačního prostoru dochované výplně pražské pánve je prokázána pro periodu prag. Tento závěr je vyvozen z přítomnosti železa, jehož zdrojem bylo zřejmě lateritické zvětrávání, v některých typech v té době vzniklých vápenců (*Chlupáč a kol. 2002*). Skluzy bioklastického materiálu v raném zlíčově dokazují, že mimo dochovaný sedimentační prostor, ale jen několik km severovýchodním směrem od jeho severovýchodního cípu byla oblast mělkovodního prostředí s korálovými útesy (vkro.) (*Röhlich 2007a*).

V dochované části sedimentačního prostoru panovalo v devonu mělkovodní prostředí v místech v siluru utvořených elevací a na elevaci s koněpruským útesem. Ten byl dokonce vynořený nejprve ve svrchním pragu a zlíčově a pak ještě ve svrchním givetu, tedy v době předcházející ukončení sedimentace v pánvi. V devonu byl v rámci dochovaného sedimentačního prostoru jediným ostrovem.

Na přelomu eifelu a givetu v dochovaném sedimentačním prostoru výrazně vzrostla hloubka a vstoupily do něj chladné oceánské vody. Hlavní příčinou byl globální zdvih mořské hladiny (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*).

Přítomnost zbytků terestrických rostlin v celém srbském souvrství, typ transportu materiálu roblínských vrstev do pánve, jejich velká rychlost sedimentace i pokles salinity mořské vody v dochovaném sedimentačním prostoru v průběhu jejich sedimentace značí přítomnost souše, v době sedimentace kačáckého souvrství patrně v širším okolí

dochovaného sedimentačního prostoru, později i v jeho blízkém okolí, a to navzdory zdvihu mořské hladiny z počátku givetu (*Chlupáč a kol. 2002*).

Někdy poté moře z Barrandienu zcela zmizelo (*Buday a kol. 1961*). Dalšími zdvihy souvisejícími s variskou orogenezí se území dochovaného sedimentačního prostoru stalo horstvem v geografickém smyslu slova (*Havlíček 1963*).

7.3. Vulkanická činnost

7.3.1 Ordovik

V pražské pánvi do llanvirnu, možná i déle, dozníval andezit-ryolitový vulkanismus, patřící k pokadomské subsekventní vulkanické činnosti, která v oblasti probíhala zejména ve svrchním kambriu (*Havlíček 1980, Chlupáč a kol. 1992*).

Vulkanismus náležející k iniciální fázi variského tektonomagmatického cyklu se objevil už v tremadoku, postupně sílil, kulminoval v llanvirnu a skončil v královodvoru (*Chlupáč a kol. 1992, Chlupáč a kol. 2002*). Nejdéle probíhala vulkanická činnost v komárovském vulkanickém centru (*Chlupáč a kol. 1992*).

Podle *Chlupáče a kol. (1992)* probíhala ordovická vulkanická činnost ve dvou etapách. Je oddělujícím obdobím byl interval od doby sedimentace svrchních poloh vinického souvrství do doby sedimentace svrchních poloh záhořanského souvrství (*Chlupáč a kol. 1992*). První etapa pak byla mnohem delší a silnější.

Území, v němž v dochované části sedimentačního prostoru probíhala vulkanická činnost, je zakresleno na obr. 3. Z něho je patrné, že vulkanismus svrchního berounu a královodvoru probíhal na vzájemně izolovaných územích volně rozmístěných po celém území, kde byl aktivní vulkanismus první etapy.

V dochované části sedimentačního prostoru magma ordovického vulkanismu využívalo k výstupu zejména zlomy předordovického komárovského zlomového pásma (*Havlíček 1981*). Nejintenzivnější byla vulkanická činnost v území, kde komárovské zlomové pásmo přechází přes osní část pražské pánve. Vzniklo tam komárovské vulkanické centrum. Mělo podobu podmorské elevace, přechodně možná i vulkanického ostrova (*Chlupáč a kol. 1992*).

Vulkanismus ordoviku v pražské pánvi byl silný. Šlo převážně o lineární erupce (*Chlupáč a kol. 1992*). Většina magmatu byla produkována v podobě vulkanoklastik, menší část v podobě výlevů (*Chlupáč a kol. 1992*).

V průběhu ordoviku docházelo k poklesu obsahu těkavých složek v magmatu, poklesu obsahu SiO₂ (*Chlupáč a kol. 2002*) a růstu průměrného obsahu alkálií ve vulkanitech (*Chlupáč a kol. 1992*).

7.3.2 Silur

Silurský vulkanismus v dochované části sedimentačního prostoru pražské pánve byl rovněž nespojitý v čase.

Rozsah území silurského vulkanismu v pražské pánvi není dosud dobře znám z důvodu nedostatečně velké rozlohy zachované části silurské výplně pánve. Podle *Havlíčka (1980)* silurská vulkanická činnost probíhala pouze ve východobarrandienském segmentu.

V dochované části sedimentačního prostoru probíhala vulkanická činnost v jeho severozápadním křídle (*Chlupáč a kol. 2002*). Produkce vulkanitů byla soustředěna do vulkanických center (obr. 11). Svatojánské vulkanické centrum bylo patrně nejvýznamnějším z nich (*Chlupáč a kol. 2002*).

Vrcholy alespoň některých vulkanických center vyčnívaly nad mořskou hladinu, tvoříce tak vulkanické ostrovy (*Chlupáč a kol. 1992*). Vrchol svatojánského vulkanického centra byl vynořen, nebo alespoň v těsné blízkosti hladiny v homerianu, téměř jistá je jeho pozice nad mořskou hladinou v ludfordianu a ve spodním přídolí (*Chlupáč a kol. 1992*).

Přívodními drahami silurského vulkanismu v pražské pánvi byly její řídicí zlomy (*Misař a kol. 1983*).

Silurský vulkanismus probíhal v podobě lineárních erupcí (*Chlupáč a kol. 1992*). Významný podíl vulkanoklastik svědčí o značně explozivním průběhu sopečné činnosti (*Chlupáč a kol. 1992*). Silurská vulkanická centra a jejich činnost k islandskému typu (*Chlupáč a kol. 1992*).

Magmatickou činností hojně vznikala subvulkanická tělesa doleritů. Typické jsou až několik desítek metrů mocné ložní žíly (*Chlupáč a kol. 1992*). Vytvářením subvulkanických těles se silurský vulkanismus zřetelně lišil od ordovického.

Ultrabazika byla produkována v dochované části sedimentačního prostoru podél tachlovického a podél kodského zlomu. Tyto dva pruhy ultrabazik jsou tudíž rovnoběžné s osou příkopu, jímž byla alespoň ve spodním ordoviku pražská pánev. Svou přítomností značí hluboký dosah těchto tektonických linií (*Chlupáč a kol. 1992*). Přítomnost ultrabazik je

rovněž důkazem hlubinného původu magmatu silurských vyvěřelých hornin, které ultrabazické nejsou (*Chlupáč a kol. 1992*).

Silurský vulkanismus geotektonicky odpovídá extenznímu režimu, snížené mocnosti kontinentální kůry a má vnitrodeskový charakter (*Chlupáč a kol. 1992*).

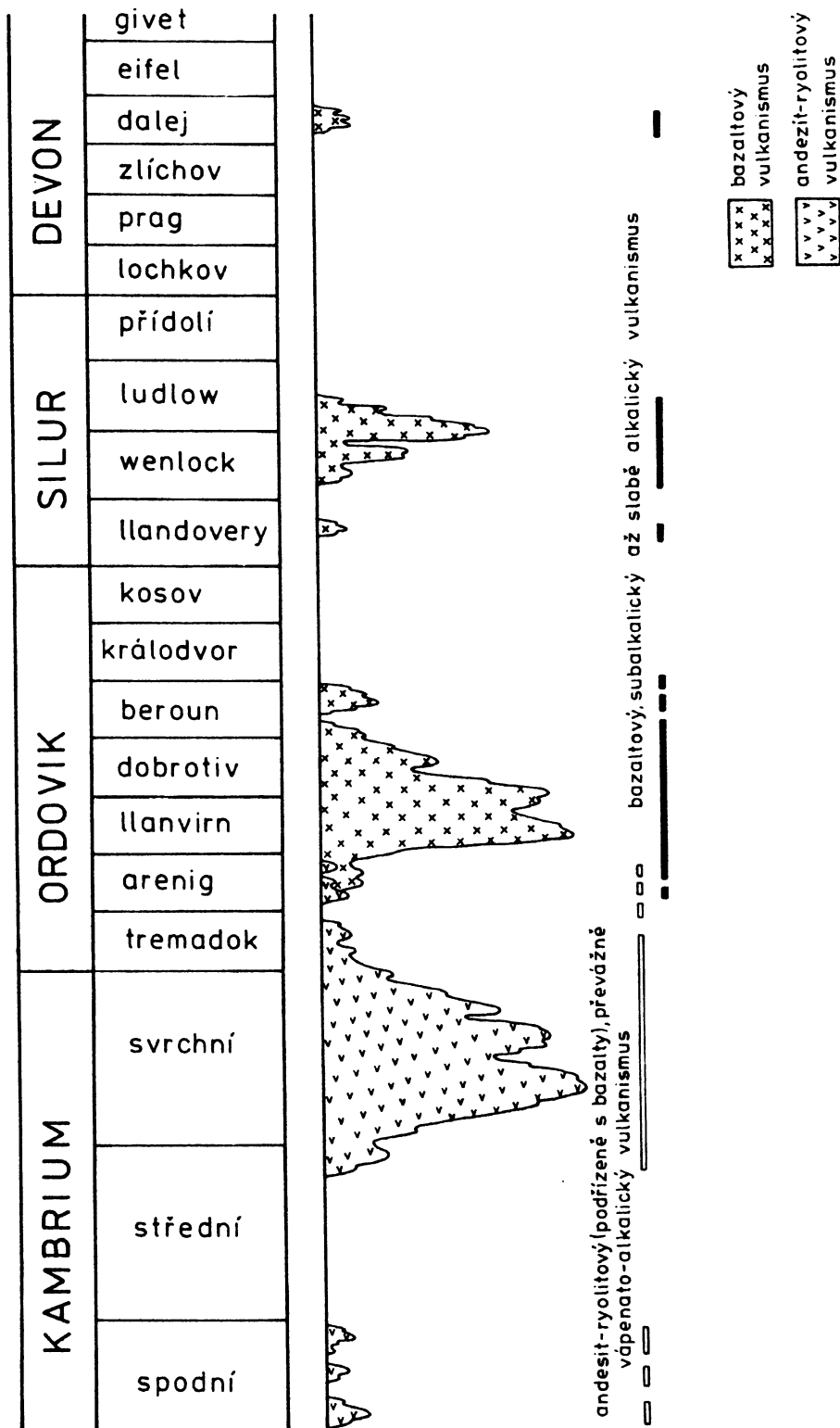
7.3.3. Devon

Ve spodním daleji vznikl v dochovaném sedimentačním prostoru pražské pánve plošně rozsáhlý lávový příkrov. Za jeho zbytky je pokládána většina vulkanitů přítomných v devonské výplni pražské pánve (*Chlupáč a kol. 1992*). Nejmladší známý projev vulkanické činnosti pochází ze svrchního daleje (*Chlupáč a kol. 2002*).

Pravděpodobnou příčinou polohy devonských vulkanitů v TAS-diagramu je kontaminace magmatu silurských pikrobazalů magmatem, které budovalo silurské bazalty a trachybazalty.

7.3.4. Shrnutí

Synsedimentární vulkanismus v pražské pánvi byl v čase nespojitý. Hlavními trendy, které jeho vývoj za období od spodního ordoviku do středního devonu vykazuje, jsou: slábnutí, čili pokles intenzity vulkanické činnosti (viz obr. 13), vzrůst bazicity produktů vulkanismu (*Chlupáč a kol. 1992*) a možná i posun místa produkce k SV (vkro.) (*Röhlich a Šťovíčková 1968*).



Obr. 13. Přehled stratigrafického rozsahu a relativního objemu produktů kambrického, ordovického, silurského a devonského vulkanismu v Barrandienu (Chlupáč a kol. 1992).

8. Faktory ovlivňující vznik a vývoj pražské pánve

Vznik a vývoj extenzních struktur určují:

- fyzikální vlastnosti podloží (včetně výplně pánve, v území pánve i v jejím vzdáleném okolí) vyplývající z jeho geologické stavby;
- působící napěťové pole.

Vlastnosti litosféry bohemia včetně vrstevního sledu neoproterozoika a kambria je možno odvodit ze struktur, jež v bohemiku, popř. v teránech na něj tehdy navazujících, vznikaly do doby, než bylo varisky modifikováno a nasunuto na kůru saxothuringika a moldanubika (*Edel a Weber 1995*). Hlavním znakem struktur v západní části středočeské oblasti je perzistence jejich směru od neoproterozoika po variskou orogenezi (viz kapitola 2). Považuji za velmi pravděpodobné, že tato perzistence byla způsobena mechanickými vlastnostmi fundamentu tohoto teránu, a nikoli např. během svrchního proterozoika a paleozoika vůči bohemiku neměnně orientovaným napěťovým polem. Jihozápadním (vkro.) pokračováním fundamentu středočeské oblasti je terán Kraichgau, situovaný v Německu (*Edel a Weber 1995*).

Bohemikum bylo na přelomu kambria a ordoviku v extenzním režimu. Extenzní režim přetrval až do siluru (*Kachlík 2003*). Během spodního a středního devonu se napěťové pole mohlo měnit v souvislosti s vzájemnými kolizemi armorických mikrokontinentů.

Vlastnosti litosféry i napěťové pole jsou ovlivňovány i působením z podloží litosféry. Úsudky ohledně tohoto působení se mohou opírat o fakt, že část peri-Gondwany, jejíž součástí bylo bohemikum, byla na přelomu kambria a ordoviku územím s četnými rifty (*Kachlík 2003*). Oblasti riftingu obecně se vyznačují mimo jiné zvýšeným tepelným tokem do litosféry, který je spojen se sníženou mocností kůry i celé litosféry (*Kearey a kol. 2009*). Z produkovaných vulkanitů navíc vycházejí domněnky, že ve starším paleozoiku byla v podloží armorické skupiny mikrokontinentů horká skvrna (*Kachlík 2003*).

Podíl vlivu napěťového pole a vlivu geologické stavby na vzniku a vývoji pražské pánve není znám. Zhruba ale platí následující tvrzení: »Pro samotný vznik extenzních struktur je určující působící napěťové pole. O prostorové distribuci extenzní deformace rozhoduje

stavba horninové masy vystavené tenznímu napětí (*Kearey a kol. 2009*). Na směr extenzní struktury má podstatný vliv orientace napěťového pole i geologická stavba podkladu.

Předpokládám, že pro pražskou pánev to tak rovněž bylo.

9. Vývoj polohy a struktury pražské pánve v souvislostech s geologickou stavbou podloží, napěťovým polem a jím vyvolanými deformačními procesy

Pražská pánev vznikla v nejspodnějším tremadoku v peri-Gondwaně v území odpovídajícím nynější středočeské oblasti Českého masivu (*Kachlík 2003*). Pánev alespoň do středního berounu prakticky nemigrovala (*Havlíček 1980*). Její pozice po celé toto období je tudíž rovna místu vzniku.

V tremadoku v počáteční fázi svého vývoje byla relativně krátkodobě alespoň v území svého dna synklinálním prohybem, od arenigu alespoň do středního berounu byla příkopem (*Chlupáč a kol. 1992*).

Dlouhá osa denudačního reliktu výplně pražské pánve má azimut 65° (*Chlupáč a kol. 1992*). S kadomskými strukturami středočeské oblasti svírá dlouhá osa pánve úhel 20° (*Havlíček 1981*).

Pražská pánev vznikla kose (úhel asi 20°) k vulkanickým pásmům křivoklátsko-rokycanskému a strašickému a zlomovým pásmům, po nichž při jejich utváření vystupovalo magma. Dokonce proťala prostor mezi vyvěřelými pásmy křivoklátsko-rokycanským a strašickým, tj. území svrchnokambrické hrástě (*Havlíček 1963*). Západněji pražská pánev proťala také rožmitálský příkop o azimutu asi 140° . V podloží Barrandienu je doložena přítomnost spodnoordovických nebo starších granitoidů (*Frýda a kol. 1996, Chlupáč a kol. 1992*).

Pražská pánev sice proťala kambrické sedimentační prostory, ale podstatné části jejich území po stranách pražské pánve se přesto staly elevacemi dodávajícími klastický materiál (*Chlupáč a kol. 1992*). Na přelomu kambria a ordoviku tudíž došlo ve středočeské oblasti k částečné inverzi reliéfu (*Kachlík 2003*).

Azimut dlouhé osy pražské pánve je blízký (úhel nejvýše 10°) směru typickému pro variské struktury ve středočeské oblasti.

Svou strukturou pražská pánev odpovídá působícímu napětovému režimu. Protože se pražská pánev vyvíjela ve variském geotektonickém cyklu, je blízkost směru její dlouhé osy k směru charakteristickému pro variské struktury očekávaná. Svým směrem zároveň při svém vzniku kopírovala pro oblast středočeskou typický směr struktur JZ–SV. Pozoruhodným se ale jeví, že pražská pánev vznikla z větší části mimo rozsah spodnokambrické zlomově omezené intermontanní deprese. Pozoruhodné rovněž je, že se veškerá extenze nesoustředila do území geologické jednotky „metamorfovaných ostrovů“, které bylo v kambriu pravděpodobně mořskou sedimentární pánví pokračující daleko na JZ i SV (*Chlupáč a kol. 1992*) a sedimentární pánví zůstalo až do středního devonu (*Mísař a kol. 1983*) (viz Příloha III).

Pražská pánev zanikla tektonickými procesy spadajícími k variské orogenezi. Samotné ukončení sedimentace v pražské pánvi v givetu bylo možná způsobeno vyklenováním severozápadního okraje tepelsko-barrandienského korového bloku při jeho nasouvání na blok sasko-durynský (vkro.) (*Kachlík 2003*).

10. Hodnocení pražské pánve v současnosti opuštěnou geosynklinální teorií

Pražská pánev byla v počáteční fázi svého vývoje prohybem (*Chlupáč a kol. 1992*), od arenigu alespoň do středního berounu příkopem neboli tafrogeosynklinálou. Přes svou intrakontinentální geotektonickou pozici (byla tudíž intrageosynklinálou (*Havlíček 1963*) a malou rozlohu měla povahu ortogeosynklinální. Po dobu ordoviku a siluru se pánev alespoň v dochovaném sedimentačním prostoru projevovala eugeosynklinálně, v devonu byl její režim v dochovaném sedimentačním prostoru spíše miogeosynklinální (*Buday a kol. 1961*). Eugeosynklinální režim se projevoval submarinní produkcí bazických a ultrabazických vulkanitů, typická ofiolitová sekvence však v její výplni prokázána není.

V tremadoku vývoj pánve určovaly epirogenetické pohyby vertikální kolísavé (oscilační) a epirogenetické pohyby vlnové (undační) neboli relativní zahlubování osní části pánve vůči pánvi přilehlým územím (geantiklinálám). Vlnové pohyby byly v tremadoku asymetrické vůči

dlouhé ose pánve, čímž působily posun sedimentačního prostoru k JV (vkro.) (*Havlíček a Šnajdr 1956*).

Od arenigu vývoj pánve určovaly navíc k pohybům epirogenetickým pohyby tafrogenetické. Nástup procesu tafrogenese byl rozhodující pro vznik příkopovité struktury pánve (*Jaroš 1992*).

Při variské orogenezi došlo k inverzi původní geosynklinály a její výplň byla deformována (*Buday a kol. 1961*). Variská deformace velmi kolísá v intenzitě, od rázu germanotypního až po ráz alpinotypní (*Röhlich 2007b*).

Pražská pánev byla protáhlým zálivem odvětvujícím se, obdobně jako pánev „metamorfovaných ostrovů“ od širšího geosynklinálního prostoru za labskou linií. Na severozápadě byla barrandienská geosynklinála omezena geantiklinálou kladensko-rakovnickou, na jihovýchodě geantiklinálou brdskou, jež ji oddělovala od sedimentačního prostoru „metamorfovaných ostrovů“ (*Buday a kol. 1961*).

11. Hodnocení pražské pánve teorií deskové tektoniky (diskuse)

Havlíček (1999) uvádí, že pražská pánev byla pánví riftovou. Stručnou prověrku tohoto tvrzení je vhodné rozčlenit do následujících dílčích otázek.

1. *Geotektonický režim v době vzniku pražské pánve*: V peri-Gondwaně, jejíž součástí byla ve spodním ordoviku středočeská oblast, panoval v té době režim riftingu. V původně souvislém avalonsko-kadomského pásu mikrokontinentů vznikl během kambria a spodního ordoviku celý systém riftů (*Kachlík 2003*).

2. *Morfologie a struktura pražské pánve*: Pražská pánev byla po svém počátečním tremadockém stádiu příkopem (*Havlíček 1981, Chlupáč a kol. 2002*). Příkopy patří mezi extenzní struktury (*Jaroš 1992*). Pražská pánev proto byla extenzní strukturou.

3. *Otázka, zda byla pražská pánev extenzní strukturou související s riftingem, nebo zda byla extenzní strukturou (obvykle menšího měřítka) utvořenou v souvislosti s jiným typem deformace* (*Kearey a kol. 2009*): Hluboký dosah řídicích zlomů (*Chlupáč a kol. 1992*, viz kapitola

7.1) a vulkanismus (viz kapitola 7.3) nasvědčují, že pražská pánev měla přímou vazbu s procesem riftingu.

Podle publikovaných dat usuzují, že pražská pánev byla extenzní strukturou hlubokého dosahu, která měla přímou vazbu s procesem riftingu. Názor *Havlíčka (1999)* je možno považovat za správný.

Dle příčných rozměrů zóny, v níž je extenze distribuována, dělíme rifty na úzké a široké. Úzké rifty jsou méně než 100 km široké. Většina z nich je asymetrických, má tvar polopříkopů. Široké rifty jsou zóny extenze měřící laterálně stovky km. Deformace je v nich obvykle distribuována heterogenně, čímž území nabývá podoby rozlehlé oblasti lineárních hřbetů a brázd. Horská pásma jsou široká 15–20 km, brázdy mezi nimi pak okolo 30 km. Většina brázd jsou asymetrické příkopy (*Kearey a kol. 2009*).

Pražská pánev měřila alespoň do středního berounu na šířku jen několik desítek km. Mohla být tudíž drobným úzkým riftem nebo brázdou v širokém riftu.

Finální stádium vývoje riftů se vyznačuje produkcí nové oceánské litosféry. Pro rifty, které do tohoto stádia nedospějí, je vyhrazen termín neúspěšný rift (failed rift) (*Kearey a kol. 2009*). V případě, že byla pražská pánev samostatným riftem, pak se mezi ně svým vývojem zařadila.

Seznam zdrojů citovaných informací

BUDAY, T., KODYM, O., MAHEL, M., MÁŠKA, M., MATĚJKA, A., SVOBODA, J., ZOUBEK, V. 1961. *Tektonický vývoj Československa: sborník prací*. 256 s. 1. vydání, Ústřední ústav geologický v nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

DROST, K., LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N., FATKA, O., KRAFT, P., GEHMLICH, M., TONK, CH., MAREK, J. 2004. New data on the Neoproterozoic - Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 93, s. 742–757. <<http://www.springerlink.com>, 29. 6. 2009>. ISSN 1437-3262

EDEL, J. B., WEBER, K. 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geologische Rundschau*, 84, 2, s. 412–432. ISSN 0016-7835.

FRANKE, W. 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society Special Publication*, 179, s. 35–61. ISSN 0305-8719

FRÝDA, J., VOKURKA K., KOBER B. 1997. Spodnoordovická metasomatóza granitoidu v podloží pražské pánve (tepelsko-barrandienská oblast, Český masiv). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*. 1. vydání, Český geologický ústav, Praha, s. 78–79. ISBN 80-7075-257-2, ISSN 0514-8057

HAVLÍČEK, V. 1963. Tektogenetické porušení barrandienského paleozoika. *Sborník geologických věd, řada geologie*, 1, s. 77–102.

HAVLÍČEK, V. 1980. Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu : (kambrium–spodní karbon). *Sborník geologických věd, řada geologie*, 34, s. 31–65.

HAVLÍČEK, V. 1981. Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician–Middle Devonian, Barrandian area – Central Bohemia). *Sborník geologických věd, řada geologie*; 35, s. 7–48.

HAVLÍČEK, V. 1999. Perunica microplate: relation to Ukrainian Shield, mid-Bohemian rift, and hypothetic large-scale overthrusts in central Bohemia. *Věstník Českého geologického ústavu*, 74, 1, s. 75–81. ISSN 1210-3527.

HAVLÍČEK, V., ŠNAJDR, M. 1956. Paleogeografie tremadockého moře v Barrandienu. *Sborník Ústředního ústavu geologického, oddělení Geologie*, 22, s. 237–255.

HAVLÍČEK, V., VANĚK, J., FATKA, O. 1994. Perunica mikrokontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic

associations). *Sborník geologických věd, Geologie*, 46, s. 23–56. ISBN 80-7075-139-8. ISSN 0581-9172.

CHÁB, J., STRÁNÍK, Z., ELIÁŠ, M. 2007. *Geologická mapa České republiky 1 : 500 000*. Česká geologická služba. Praha. ISBN 978-80-7075-666-9.

CHALOUPSKÝ, J. 1986. Tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 31, 4, s. 387–393.

CHLUPÁČ, I. 1999. Comments to recently advertised alpinotype nappe structure of the Barrandian Paleozoic. *Věstník Českého geologického ústavu*. 74, 3, s. 369–370.

CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. 2002. *Geologická minulost České republiky*. 1. vydání, Akademie věd České republiky, Praha. 440 s. ISBN 80-200-0914-0.

CHLUPÁČ, I., HAVLÍČEK, V., KŘÍŽ, J., KUKAL, Z., ŠTORCH P. 1992. *Paleozoikum Barrandienu (KAMBRIUM–DEVON)*. 1. vydání, Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha. 296 s. ISBN 80-7075-055-3.

CHLUPÁČ, I., ŠTORCH, P. (editoři) 1992. Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky (Zpráva pracovní skupiny pro regionální geologickou klasifikaci Českého masívu při Československé stratigrafické komisi). *Časopis pro mineralogii a geologii*, 37, 4, s. 257–275.

JAROŠ, J. 1992. *Obecná geotektonika I*. 132 s. 1. vydání, Univerzita Karlova, vydavatelství Karolinum, Praha. Skripta pro posluchače Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. ISBN 80-7066-652-8.

* *Karolinum (2001)*
KEAREY, P., KLEPEIS, K. A., VINE, F. J. 2009. *Global Tectonics*. 3. vydání, Wiley-Blackwell, Oxford. 482 s. ISBN 978-1-4051-0777-8

MELICHAR, R. 2004. Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. *Krystalinikum*, 30, s. 167–187. ISSN 0454-5524.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J. 1983. *Geologie ČSSR 1 : Český masív*. 336 s. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

RÖHLICH, P. 2007a. Kde byl korálový útes ve zlíčovském souvrství středočeského devonu? *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006*, s. 36–38.

<<http://www.geology.cz/zpravy/obsah/2006/2006-str.36-38.pdf>, 24. 8. 2009>. ISBN 978-80-7075-689-0.

RÖHLICH, P. 2007b. Structure of the Prague Basin: The deformation diversity and its causes (the Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 82, 2, s. 175–182.

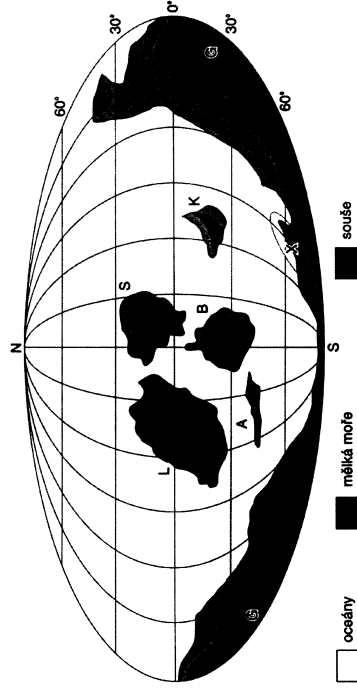
<<http://www.geology.cz/bulletin>, 3. 1. 2009>. ISSN 1214-1119.

RÖHLICH, P., ŠTOVÍČKOVÁ, N. 1968. Die Tiefenstörungen-Tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse. *Geologie*, 17, s. 670–694.

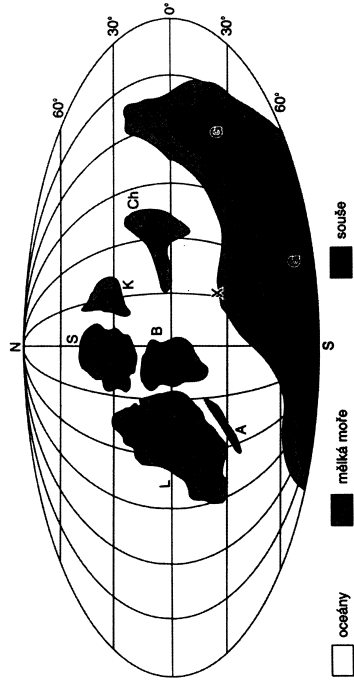
VON RAUMER, J. F., STAMPFLI, G. M. 2008. The birth of the Rheic Ocean — Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*, 461, s. 9–20. <<http://www.sciencedirect.com>, 29. 6. 2009>.



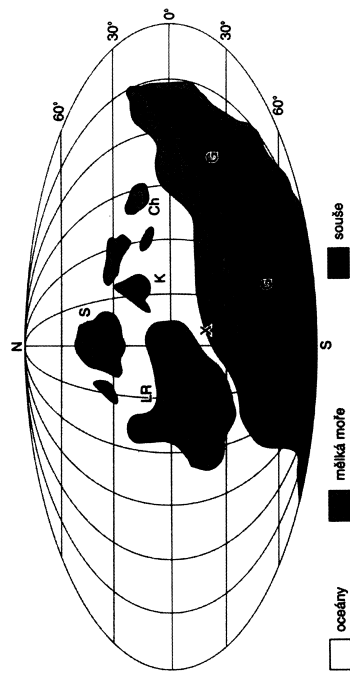
Příloha I. Paleogeografické mapy světa pro období ordoviku, siluru a devonu



Obr. A. Předpokládaná paleogeografická situace ve svrchním ordoviku (silně zjednodušeno) (Chlupáč a kol. 2002).
A – Avalonia, B – Baltika, G – Gondwana, K – Kazachstania, L – Laurentia, S – Sibiéria, X – přibližná pozice jádra Českého masivu včetně tepelsko-barrandienského bloku.

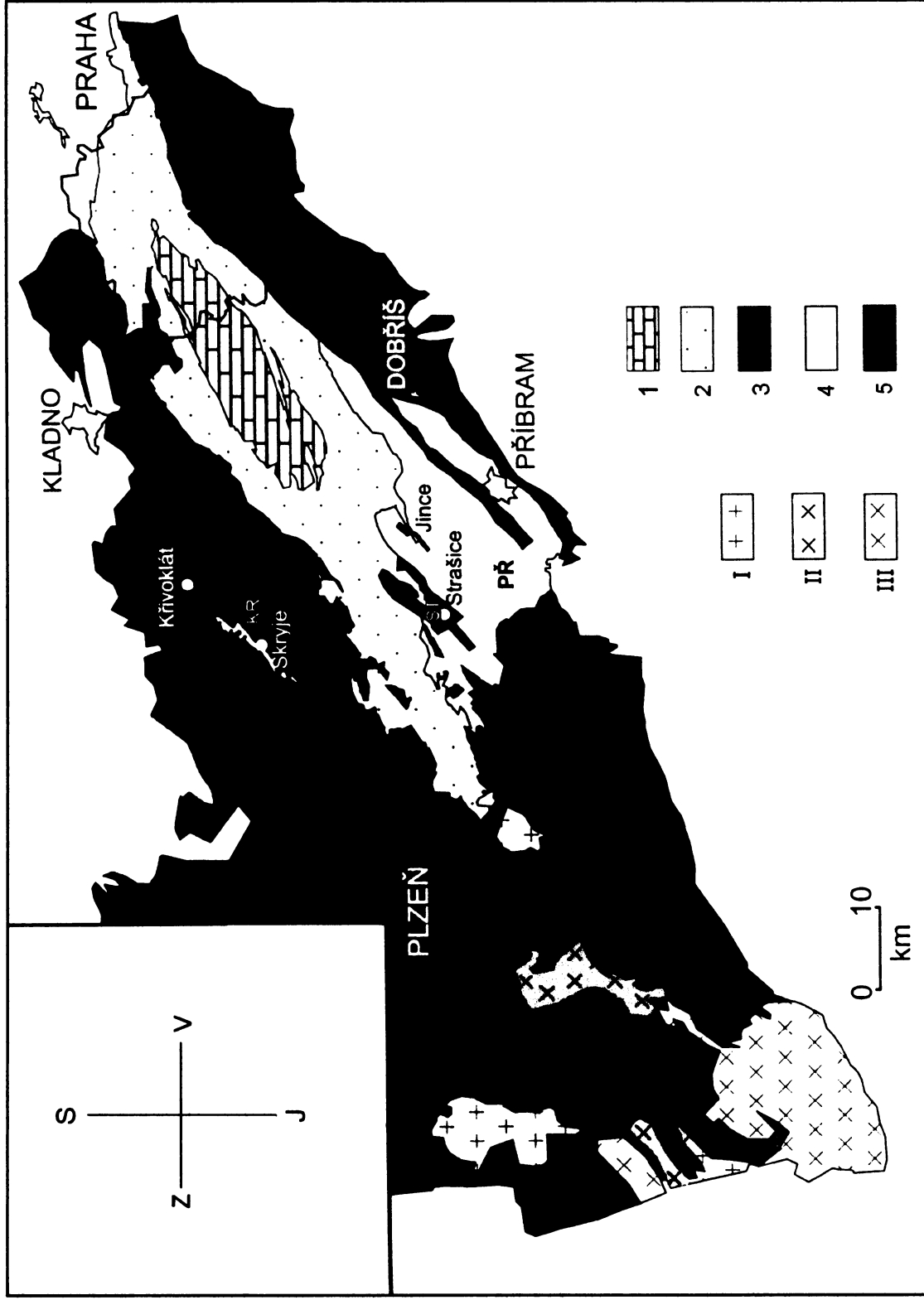


Obr. B. Předpokládaná paleogeografická situace ve spodním siluru (silně zjednodušeno) (Chlupáč a kol. 2002).
A – Avalonia, B – Baltika, G – Gondwana, Ch – Čínské bloky, K – Kazachstania, L – Laurentia, S – Sibiéria, X – přibližná pozice jádra Českého masivu včetně tepelsko-barrandienského bloku.



Obr. C. Předpokládaná paleogeografická situace ve středním devonu (silně zjednodušeno) (Chlupáč a kol. 2002).
G – Gondwana, Ch – Čínské bloky, K – Kazachstania, LR – Laurussia (Severoatlantský kontinent), S – Sibiéria, X – přibližná pozice jádra Českého masivu včetně tepelsko-barrandienského bloku.

Příloha II.





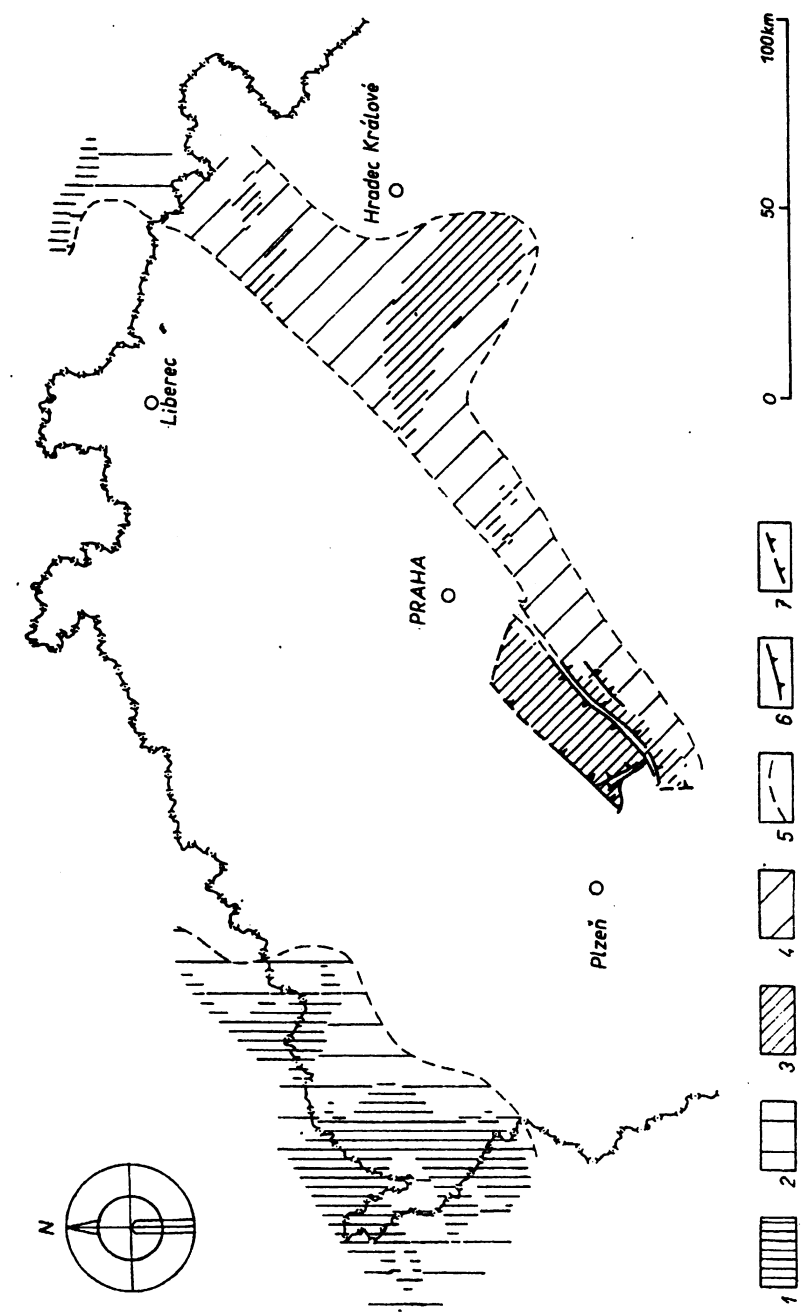
Zjednodušená geologická mapa Barrandienu a části jeho západního okolí, odkrytá o pokryvné jednotky mladší než givet (upraveno podle Drost a kol. 2004 na základě Kachlíka 2003).

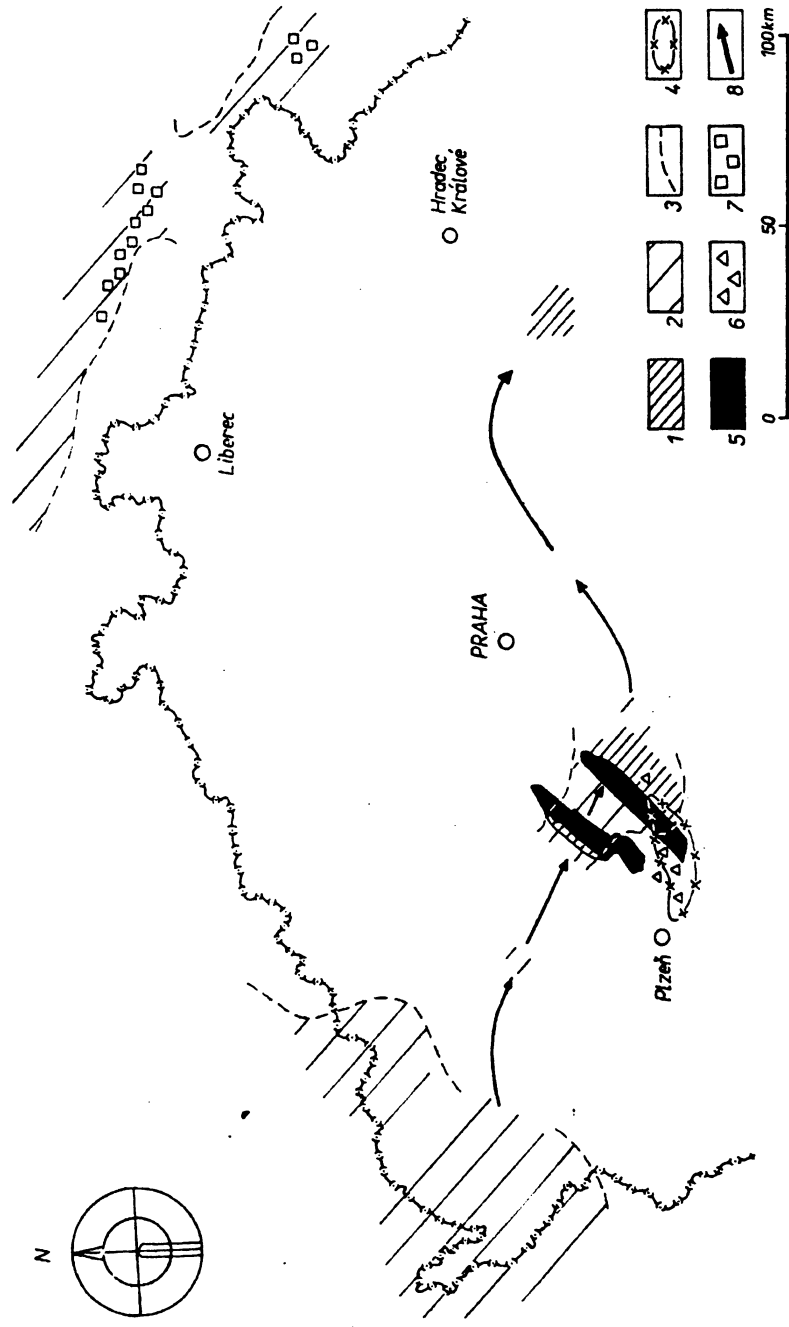
1 – silur a devon; 2 – ordovik; 3 – svrchnokambrické vulkanické komplexy; 4 – kambrické převážně sedimentární horniny; 5 – neoproterozoikum; I – variské svrchnodevonské a spodnokarbonské granitoidy; II – kambroordovické granitoidy, varisky metamorfované kambroordovické granitoidy; III – kambroordovické bazické plutonity, varisky metamorfované kambroordovické bazické plutonity; KŘ – křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex; ST – strašický vulkanický komplex; PŘ – příbramsko-jinecké kambrium; SK – skryjsko-týřovické kambrium.

Příloha III. Rozsah sedimentačních prostorů v Českém masivu v období kambrium – devon

Vyznačeno pro recentní vzájemnou polohu regionálně-geologických jednotek

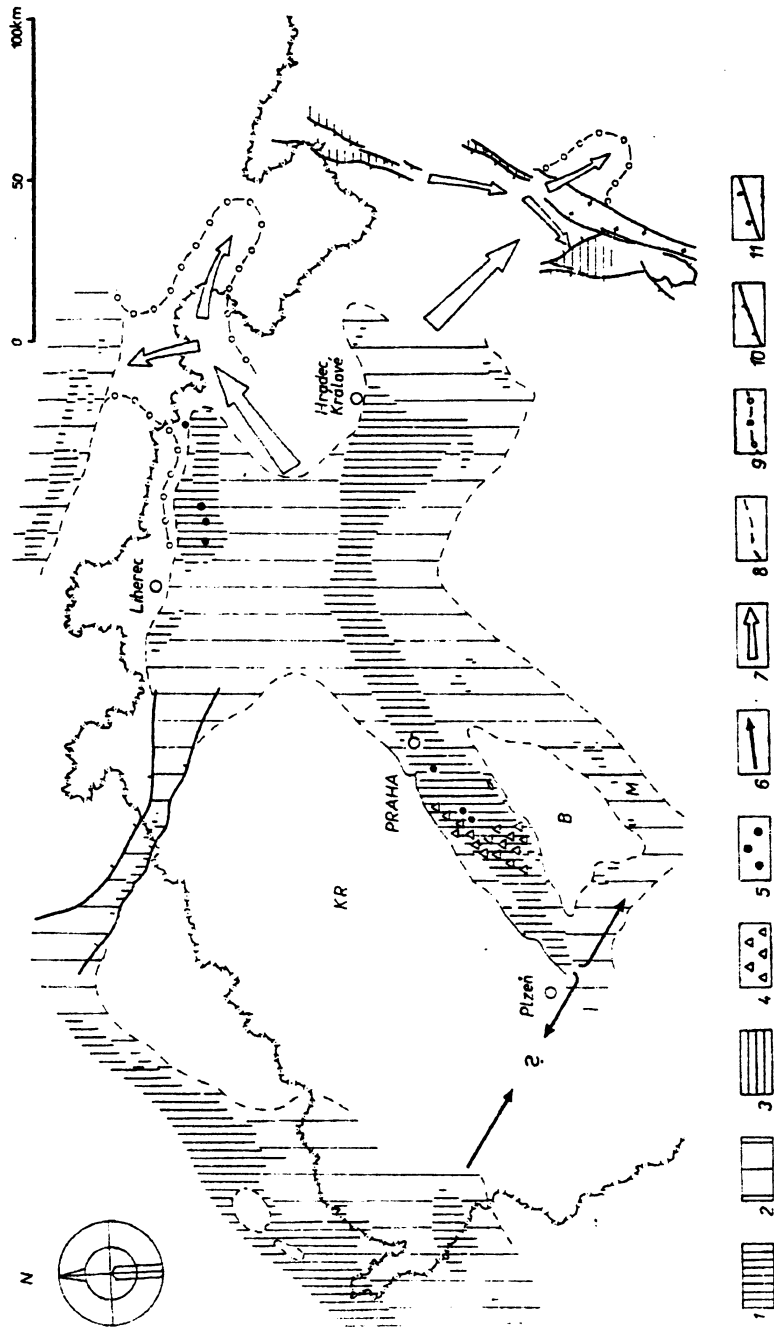
Obr. A. Sedimentační prostory ve spodním kambriu (Havlíček 1980).
 1 – marinní spodní kambrium (současný rozsah); 2 – marinní spodní kambrium (předpokládaný původní rozsah); 3 – převážně kontinentální uloženiny spodního kambria (současný rozsah); 4 – převážně kontinentální uloženiny spodního kambria (předpokládané původní rozšíření); 5 – předpokládané hranice kambrických pánví; 6 – synsedimentární zlomy; 7 – předpokládané synsedimentární zlomy.





Obr. B. Sedimentační prostory ve středním a svrchním kambriu (Havlíček 1980).

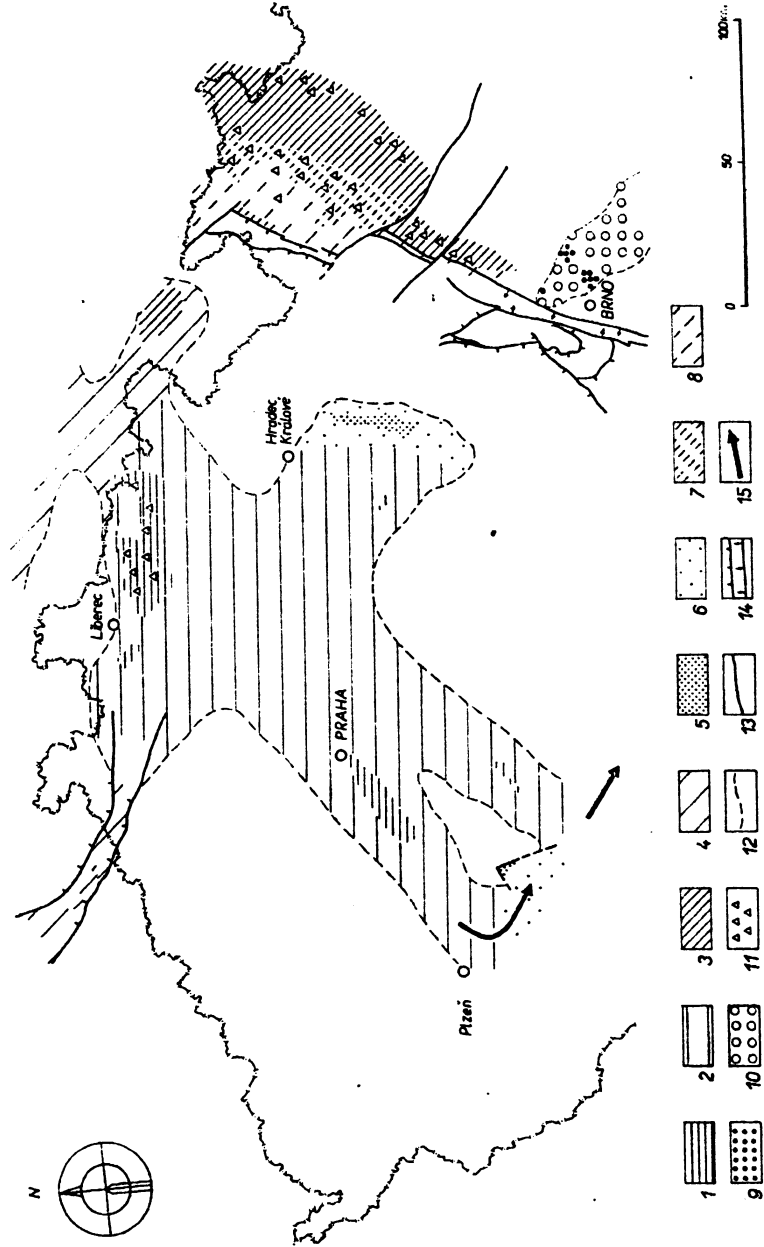
1 – střední kambrium (současný rozsah); 2 – střední kambrium (předpokládaný původní rozsah); 3 – předpokládané hranice pánví středního kambria; 4 – svrchní kambrium (rozsah kontinentálních uloženin v izolované pánvi); 5 – svrchní kambrium: vyvěřelá pásma křivoklátsko-rokycanské a strašické; 6 – výskyty intermediárních a kyselých láv a pyroklastik mimo výše uvedená pásma; 7 – výskyty bazického vulkanismu; 8 – předpokládaný směr transgrese středního kambria do středních Čech.



Obr. C. Sedimentační prostory v ordoviku (vztaženo na Ilavirni) a v siluru (Havlíček 1980).

1 – ordovik; 2 – ordovik; 3 – krystalinikum, snad zčásti ordovického a silurského stáří; 4 – bazický vulkanismus v ordoviku; 5 – bazický vulkanismus v siluru; 6 – zóna pravděpodobné komunikace mezi oblastmi středoevropskou a sasko-durynskou; 7 – směr transgrese silurského moře mimo rozsah ordovických sedimentačních pánví; 8 – předpokládaný okraj ordovického moře; 9 – předpokládaný okraj silurského moře (pokud je odlišný od ordovického); 10 – mladší poruchy, které způsobily podstatnou redukci původních sedimentačních pánví; 11 – mladší zlomy, omezující permokarbon boskovické brázd;

B – brázdá elevace; KR – kladensko-rakovnická elevace.



Obr. D. Sedimentační prostory ve spodním devonu (lochkov-prag) (Havlíček 1980).

1 – převážně karbonáty (současný rozsah); 2 – převážně karbonáty (předpokládaný původní rozsah); 3 – převážně jílovité a písčité břidlice (současný rozsah); 4 – převážně jílovité a písčité břidlice (předpokládaný původní rozsah); 5 – převážně droby (současný rozsah); 6 – převážně droby (předpokládaný původní rozsah); 7 – převážně jílovité a jílovité břidlice (dnešní rozsah); 8 – převážně křemenné pískovce a jílovité břidlice (předpokládaný původní rozsah); 9 – pískovce a slepence typu Old Red (dnešní rozsah); 10 – pískovce a slepence typu Old Red (předpokládaný původní rozsah); 11 – rozšíření bazického vulkanismu; 12 – předpokládané okraje pánví; 13 – synsedimentární zlomy; 14 – mladší poruchy, které způsobily podstatnou redukcí původních sedimentačních pánví; 15 – zóny komunikace a směr předpokládané další transgrese spodního devonu.