

Specifika architektury hronovsko-poříčského zlomu

Specific architecture of the Hronov-Poříčí Fault

VLADIMÍR PROUZA¹ – MIROSLAV COUBAL² – JIŘÍ ADAMOVIČ²

¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1;

vladimir.prouza@geology.cz

² Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6;

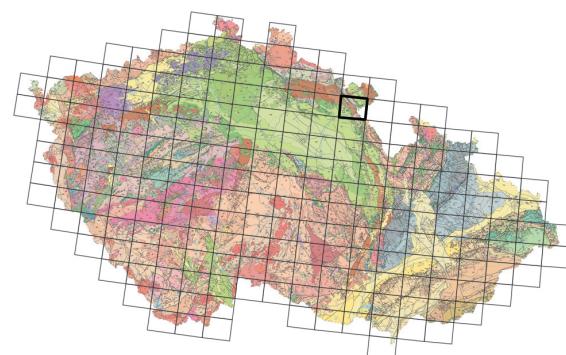
coubal@gli.cas.cz, adamovic@gli.cas.cz

Key words: fault architecture, fault core, damage zone, drag zone, Hronov-Poříčí Fault

Summary: This contribution presents a modern look at the architecture of the Hronov-Poříčí Fault (HPF), a major post-Variscan structure within the Elbe Fault Zone in the NE part of the Bohemian Massif. Geology has been relatively well documented by galleries excavated in the 19th century and by boreholes and test pits in the 1960s, and reviewed by several field trips within the present study.

The main fault plane of the HPF dips NE at 60–80° and has the character of a reverse fault. The hangingwall block exposes Carboniferous sediments (Westphalian to Stephanian) with coal seams, dipping NE at steep to medium angles. The footwall block generally exposes Permian (Cisuralian, Guadalupian) sediments and volcanics. A 0.2–2 km broad synclinal structure in the footwall block, known as the Hronov-Poříčí Graben, is elongated parallel to the fault and filled with Upper Permian (Lopingian), Triassic and Upper Cretaceous sediments. Both limbs of this structure show tectonic dips of max. 60–80°.

The **fault core** is several tens of centimetres, max. a few metres thick, being dominated by tectonic clay and fractured wallrock.



(04-33 Náchod)

The inner part of the **fault damage zone** has a width of hundreds of metres, but only tens of metres in the SE segment of the fault (Hronov area), showing crushing, mylonitization and brecciation. The outer part of the zone with slickensides and intensive jointing reaches max. 1 km from the main fault. The **drag zone** is 2 km wide in the footwall block, where reverse drag passes to normal drag in the immediate fault proximity, thereby forming the "Hronov-Poříčí Graben". In the hangingwall block, reverse drag continues to the SW limb of the Police Syncline (width 10 km).

The complex structure of the HPF and the extreme width of the drag zone suggest that the fault has a polyphase kinematic history controlled by transpression. Its architecture can be most readily described as bulldozer-style deformation resulting from steep reverse faulting combined with subhorizontal compression.

Příspěvek popisuje stavbu jednoho z významných pokřídových zlomů v sv. části Českého masivu, jak byla ověřena během několika revizních návštěv v posledních dvou letech. Ukazuje se, že ve srovnání s velkými smykovými zlomy má hronovsko-poříčský zlom nestandardní architekturní stavbu, určovanou především přítomností rozsáhlých vrássových deformací. Ve smyslu dnešní koncepce zlomové architektury nebyl tento zlom dosud popsán, což se zde snažíme napravit. Anglické názvosloví jednotlivých architekturních prvků se v poslední době ustálilo a považujeme proto za vhodné je před aplikací na konkrétní zlomovou strukturu v Českém masivu alespoň krátce představit i s českými ekvivalenty.

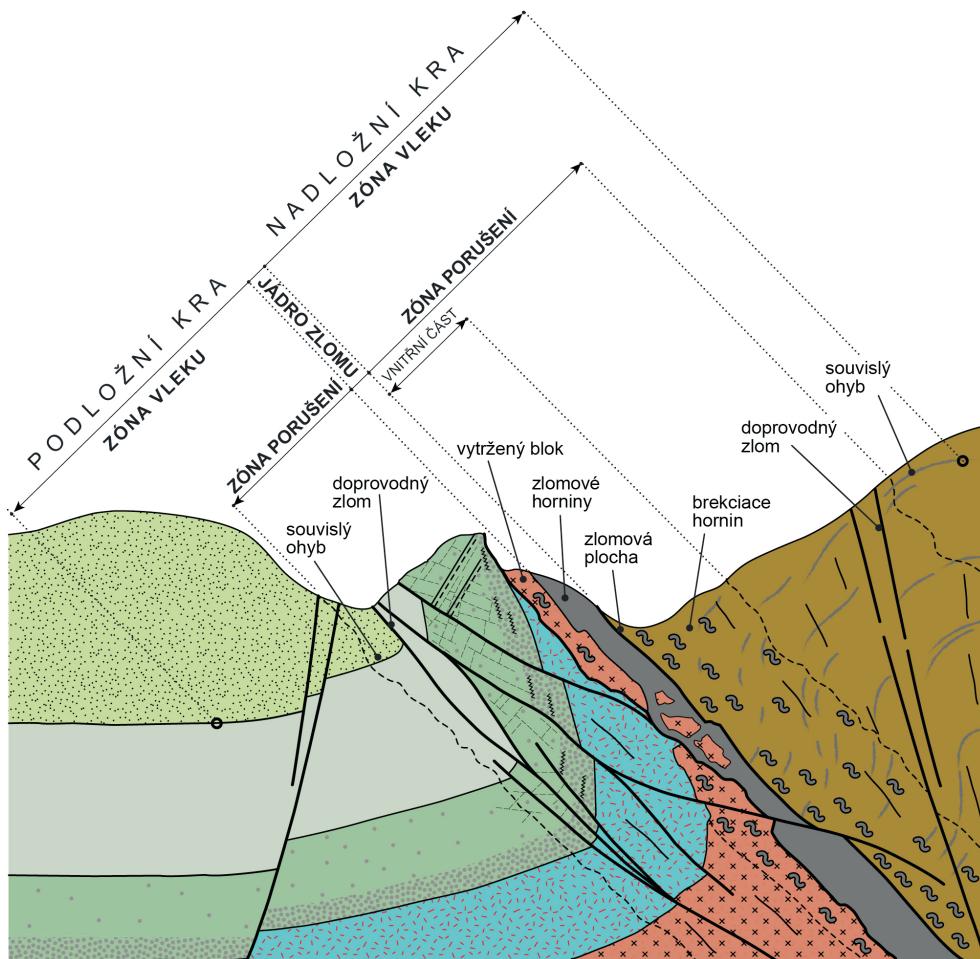
Architekturní schéma zlomu

Termín zlom je používán pro označení smykových ruptur ve velmi širokém rozsahu měřítek, od mezoskopických ohlazových ploch (*fault-slip data*) až po struktury megaskopických rozměrů (cf. Fossen 2010). V dalším textu diskuujeme zlomy s šírkou zlomového pásma v rozsahu vý-

chozu až prvních kilometrů, pro které se často používá označení regionální zlom.

Pod pojmem zlom zahrnujeme soubor všech struktur, které přenesly pohyb mezi dvěma jím oddělenými bloky, stejně jako struktury, které v blocích důsledkem tohoto pohybu vznikly (cf. Fossen 2010). V závislosti na litologii hornin bloků a PT-podmírkách často vznikaly spolu s dominujícími křehkými strukturami i struktury duktilní. Konkrétní typy struktur se v rámci zlomu sdružují do charakteristických uspořádání, majících většinou podobu zón (obr. 1), které lze obecně vymezovat na většině regionálních zlomů. Tyto zóny označujeme jako **architekturní prvky** (*architectural elements*) a jejich uspořádání tvoří architekturu zlomu (*fault architecture*).

Základním prvkem architektury jednoduchého zlomu je **jádro zlomu** (*fault core*), centrální zóna situovaná na styku obou dislokovaných bloků. Definičním znakem jádra je koncentrace většiny pohybu do této zóny, spojené s vysokou intenzitou porušení (Fossen 2010). Byla popsána řada variet podoby jádra zlomu, počínaje jednoduchou polohou tektonických brekcií a konče komplikovaným uspořádáním dílčích poloh zlomových hornin (*fault rocks*) a bloků



Obr. 1. Architekturní schéma smykového zlomu s normálním vlekem v obou krákh a s vyznačením jednotlivých prvků. Upraveno podle Coubalá et al. (2014). Použitá barevná škála je pouze ilustrativní a nemá vztah k legendě na obr. 2 / Fig. 1. An architectural scheme of a shear fault with a normal drag in both blocks. Individual architectural elements are indicated. Adapted from Coubalá et al. (2014). The used colour chart is merely illustrative and has no relation to legend in Fig. 2.

hornin obou ker (*lenses*), spolu s dílčími zlomovými plachami (*slip surfaces*), jak uvádějí Shipton et al. (2006) a Braathen et al. (2009).

Charakteristickými horninami jádra jsou zlomové brekcie a jíly (*fault breccias and gouges*), z nichž především pohybem silně ovlivněné chaotické brekcie (*chaotic breccias*, Woodcock – Mort 2008) jsou v souladu s definicí jádra.

Jádro zlomu může být v jedné či obou krákh sledováno **zónou přizlomového porušení** (*fault damage zone*). Podle definice (Fossen 2010) jsou do této zóny řazeny výhradně křehké struktury vzniklé v souvislosti s pohybem na zlomu. Typickými strukturami v zóně přizlomového porušení jsou deformační proužky (*deformation bands*), ohlazové plochy (*slickensides*), různé typy drobných doprovodných zlomů (*minor subsidiary faults*), pukliny (*joints*) a disjunktivní kliváž (*disjunctive cleavage*), viz Berg a Skar (2005) a Braathen et al. (2009).

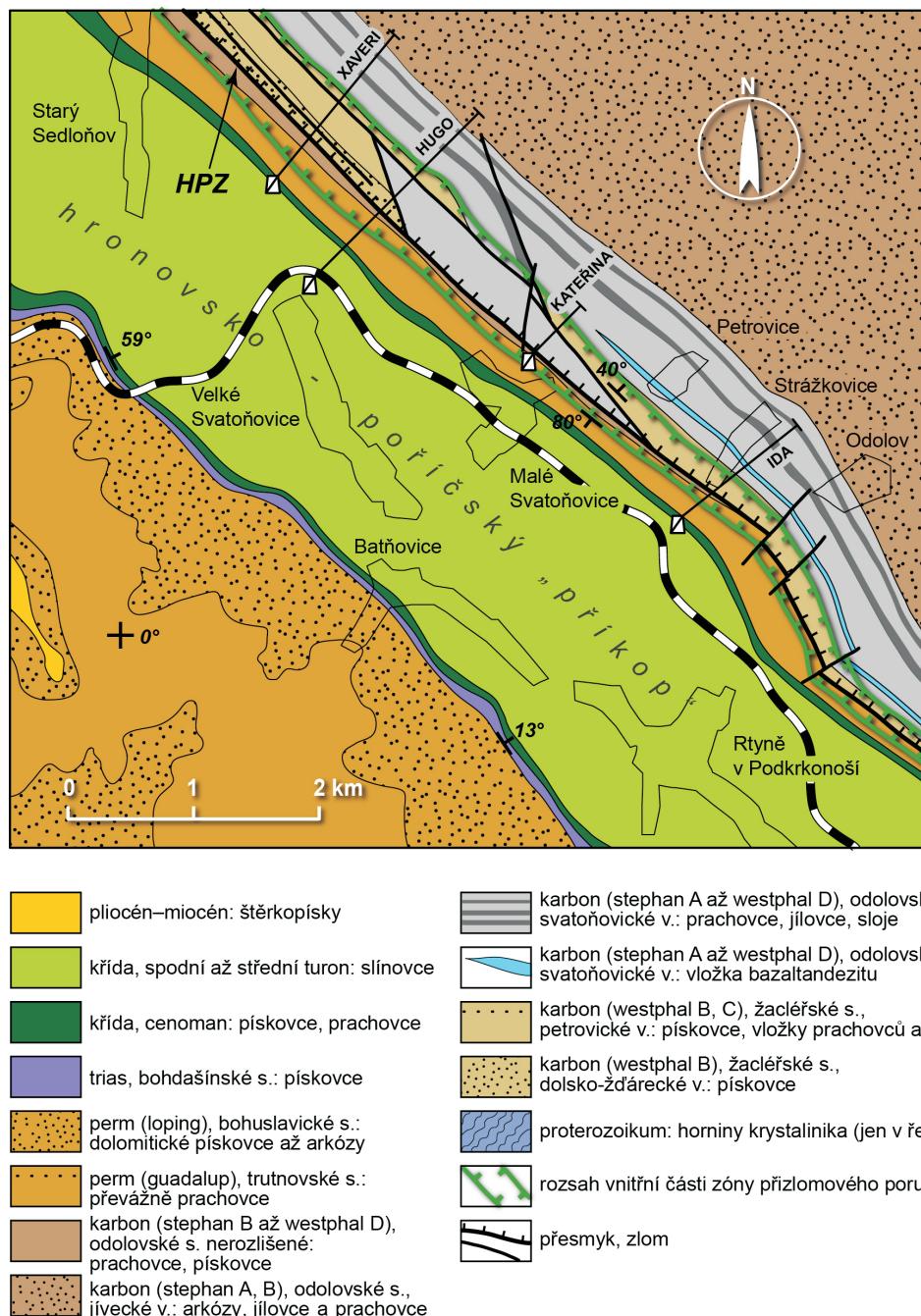
V případě řady zlomů lze v rámci zóny přizlomového porušení odlišit vnitřní část na kontaktu s jádrem zlomu, která má zřetelně vyšší intenzitu křehké deformace (např. Berg – Skar 2005) a je někdy považována za přechodnou zónu (*damage zone – fault core transition*). Charakteristickým rysem je brekciace hornin ker (*zones of wall-rock brecciation*) do různého stupně (cf. Coubal et al. 2014). Nejčastěji jsou zastoupeny především pohybem málo či vůbec neovlivněné typy – brekcie mozaikové a brekcie rozpraskání (*mosaic and crackle breccias*, Woodcock – Mort 2008).

Praktické vymezení rozsahu zóny přizlomového porušení jako celku je dáno výskytem těch typů struktur, které indikují zvýšené namáhání v okolí jádra. Zóna může být vymezena také na základě výskytu struktur porušujících i vzdálenější partie kry, které ale v zóně mají zřetelně větší hustotu. V případě regionálních zlomů je často v zóně přizlomového porušení zároveň obsaženo několik typů křehkých struktur v nestejně širokých dílčích zónách. Každý z nich většinou odráží jinou příčinu vzniku nebo vypovídá o jiné etapě vývoje zlomové struktury (např. deformační proužky o počátečních stadiích deformačního procesu, zatímco ohlazové plochy o jeho vyvrcholení; Coubal et al. 2014).

Jako **zóna vleku** (*drag zone*) je definována oblast, v níž vlivem pohybu na zlomu došlo k rotaci horninových formací v přiléhajících partiích ker (Fossen 2010).

V případě vrásovo-zlomových struktur je však víc možností jejich vzniku, schematicky ilustrovaných následující řadou: 1. porušení preexistující vrásové struktury směrným zlomem vzniklým během mladší, nezávislé tektonické události, 2. přetržení křídla smykové vrásy (*fault-propagation fold*) během procesu formování vrásového přesmyku, 3. vytvoření ohybových struktur v okolí plochy zlomu vlivem tření při posunu (*drag fold*), 4. vytvoření ohybových struktur v okolí plochy zlomu vlivem napětí působícího šikmo ke zlomové ploše v transpresním režimu, a to jak při horizontálních posunech (*folds along strike-slip faults*,

Obr. 2. Geologická mapa okolí střední části hronovsko-poříčského zlomu / Fig. 2. Geological map of the area along the central segment of the Hronov-Poříčí Fault.



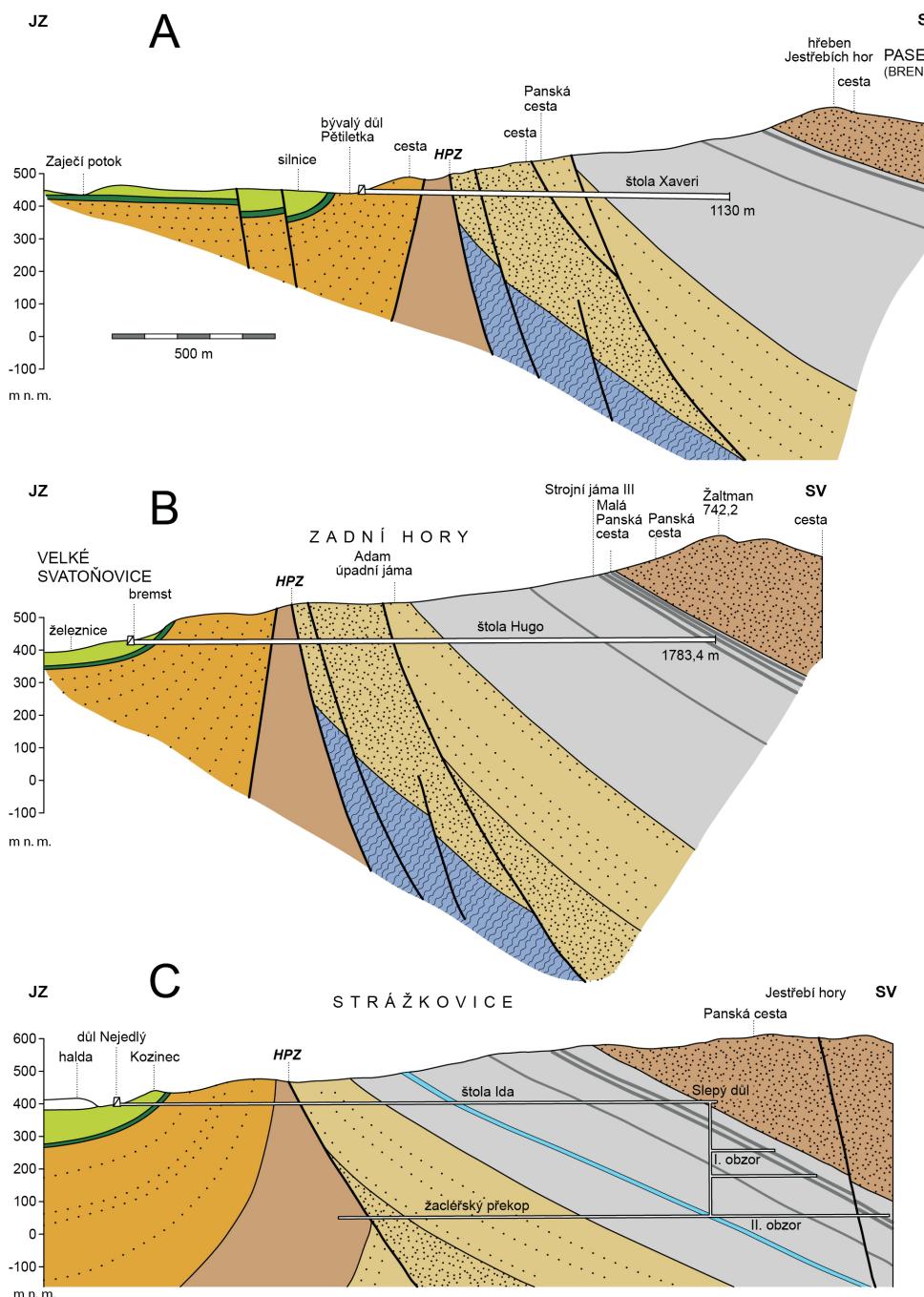
cf. Fossen 2010), tak u strmých přesmyků oživených subhorizontální kompresí (*bulldozer-style deformation*, cf. Coubal et al. 2014), 5. převrásnění preexistujícího zlomu během mladší, nezávislé tektonické události. Z uvedených možností pouze 2. a 3. odpovídají definici vleku.

Vrásové struktury mohou vznikat jak duktilním, tak křehkým mechanismem. Přechodem mezi nimi je semi-kontinuální deformace, kdy generelně spojité struktury vznikají prostřednictvím drobných pohybů na husté síti ruptur. V souladu s tím mohou mít výsledné struktury řadu forem od souvislých ohybů (*flanking structures*, Passchier 2001) až po izolované vytržené bloky (*dismembered blocks*, Coubal et al. 2014) při extrémních hodnotách vleku. Kombinací normálního a reverzního vleku (*reverse*

and normal drag, Grasemann et al. 2005) vzniká řada konfigurací vlečných struktur při zlomech.

Dosavadní výzkumy

Základní rysy tektoniky okolí hronovského zlomu, blízké dnešnímu pojetí, popsal Weithofer (1897). Jeho znalosti byly z velké míry založeny na poznatcích ze tří unikátních štol, jejichž účelem bylo zastihnout uhelné sloje v žacléřském souvrství a svatoňovické sloje v odolovském souvrství. Tyto štoly, ražené u Starého Sedloňova (Xaveri), Velkých Svatoňovic (Hugo) a u Batňovic – Rtyňe v Podkrkonoší (Ida) prošly celým poruchovým pásmem



Obr. 3. Reprezentativní geologické řezy přes pásmo hronovsko-poříčského zlomu, sledující průběhy štol Xaveri (A), Hugo (B) a Ida (C). Lokalizace a legenda viz obr. 2, nepřevýšeno / Fig. 3. Representative cross-sections of the Hronov-Poříčí Fault Belt, following the courses of the galleries of Xaveri (A), Hugo (B) and Ida (C). For locations and explanations see Fig. 2. Horizontal and vertical scales are equal.

hronovsko-poříčského zlomu (tab. 1). Části poruchového pásmá byly zastiženy také třemi kratšími štolami o délce 200–500 m.

Od počátku 50. let 20. století oblast českého křídla vnitrosudetské pánve podrobně mapovali pracovníci ÚÚG R. Tásler, V. Prouza, V. Holub, B. Krejčí a J. Šetlík a později také geologové Geologického průzkumu, n.p., Trutnov, M. Hošek, J. Středa, Z. Rieger a další. Mapování bylo doplněno sondážními pracemi a jádrovými vrtby, často i přes 1000 m hlubokými. Sotva je v Čechách jiná srovnatelná významná dislokace ověřena tak detailně, jako je tomu v případě hronovsko-poříčského zlomu.

Nejpodrobněji jsou hronovsko-poříčský zlom a doprovodná tektonická zóna na českém území popsány v mono-

grafické studii Táslera et al. (1979). Části zlomu na polském území velmi dobře popsal Wojewoda (2009). Jde o strukturu mnohonásobně oživenou během variského i alpinského tektonického vývoje, jak potvrzují i nové poznatky o kinematické a paleonapěťové historii zlomu (např. Wojewoda 2009, Nováková 2014). Současná aktivita na zlomu se projevuje opakoványmi seizmickými událostmi.

Geologická stavba okolí hronovsko-poříčského zlomu

V místech dnešního průběhu hronovsko-poříčského zlomu byla už během sedimentace karbonských uloženin (nejpoz-

Tabulka 1. Přehled dlouhých štol na uhlí procházejících napříč poruchovým pásmem hronovsko-poříčského zlomu / Table 1. A review of long galleries of coal mines, which transected the belt of the Hronov-Poříčí Fault

štola	zahájení	dokončení	délka (m)	poznámka
Xaveri	1836	přibl. 1855	1130	obnovená těžba 1920–1923, 1949–1962 zastihla 11 bukovských slojí a nedobyvatelné ekvivalenty svatoňovických slojí
Hugo	1896	1900	1783	bukovské a petrovické sloje vyhluchlé, svatoňovické sloje nekvalitní a málo mocné
Ida	1846	1864	1640	1973–1976 prodloužena do 1800 m, započala už v křídě, zastihla ekvivalent petrovické slojky a svatoňovické sloje

ději koncem westphalu) krystalinická elevace, oddělující v té době izolované sedimentační prostory vnitrosudetské a podkrkonošské pánve a podmiňující jejich odlišný litologický vývoj. To se změnilo ve vyšším permu, kdy se oba prostory postupně propojily. Linie hronovsko-poříčského zlomu je dnes konvenční hranicí mezi oběma pánvemi (Tásler et al. 1979).

Hronovsko-poříčský zlom probíhá ve směru SZ-JV od Babí u Žacléře přes Poříčí u Trutnova, Malé Svatoňovice, Bohdašín a Hronov ke Žďárkám při česko-polské hranici na vzdálenost asi 33 km (obr. 2). Jeho hlavní plocha má charakter přesmyku a uklání se strmě k SV. Na Svatoňovicku má úklon kolem 60–70°, na Žacléřsku 70–80° a podobně je tomu v okolí Hronova. V severovýchodní kře vystupují karbonské sedimenty žacléřského (westphal B až C) a odolovského souvrství (westphal D až stephan) s uhelnými slojemi, na čtyřech místech i podložní horniny krkonošsko-jizerského krystalinika (vrch Kupa u Markoušovic, Libeč, Debrné, vrch Hřebínek u Babí). V jihozápadní kře probíhá zlom kose k jednotkám vystupujícím na povrch a postupně je odřezává – na Žacléřsku vystupují v dnešním erozním řezu podél zlomu různé jednotky spodního permu, na Trutnovsku trutnovské souvrství vyššího permu (guadalup), v úzké kře rovnoběžně s hlavní zlomovou plochou pak odolovské souvrství (stephan B) a u Rtyňě znovu trutnovské souvrství. Na Hronovsku je karbon přesunut přímo přes svrchní křídlo (cenoman, turon). V pojetí jiných autorů (např. Opletala et al. 1980) je s vlastním hronovsko-poříčským zlomem spojena soustava dalších zlomů, které pokračují od Náchoda dále na JV.

Sedimenty nadložní kry upadají pod různými, většinou středními úhly k SV až SSV (obr. 3). Sklon 60–70° na Svatoňovicku s rostoucí vzdáleností od hlavní zlomové plochy rychle zmírňují na 40° a později na 35°. Svatoňovické sloje jsou ukloněny kolem 30–35° k SV, nadložní radvanické sloje u Radvanic a Jívky kolem 25°. Blíže k ose pánve se tyto úlony postupně dále snižují až na subhorizontální uložení. Na Žacléřsku a u Markoušovic (obr. 3A) mají dolsko-žďárecké vrstvy úklony kolem 70–80° a místy jsou dokonce subvertikální. Sloje i okolní vrstvy zde byly intenzivně tektonicky postiženy, vymačkány do protažených čoček, někde uhelná hmota zcela vyklíní.

Depresní struktura přiléhající ke zlomu na JZ, vyplňněná křídovými sedimenty, se tradičně nazývá hronovsko-poříčský příkop (Tásler et al. 1979). Má šířku mezi 200–300 m (Zbečník) a 2 km (Velké Svatoňovice – Rtyň). Nejspodnější křídové uloženiny jsou v sv. křídle ukloněny pod úhly 60–80° směrem k ose „příkopu“. Cenomanské pískovce směrem k ose „příkopu“ překrývají slínovce nej-



Obr. 4. Odkryv v kamenolomu Babí u Žacléře (Stachelberg) zachycující karbonské bazaltandezity žacléřského souvrství diskordantně nasedající na horniny krkonošsko-jizerského krystalinika v nadložní kře hronovsko-poříčského zlomu, asi 100 m od hlavní zlomové plochy. Dobře patrný je sklon báze karbonu asi 30° k SV (vpravo) / Fig. 4. An exposure in the quarry at Babí near Žacléř (Stachelberg) with Carboniferous basaltandesites of the Žacléř Formation unconformably overlying rocks of the Krkonoše-Jizera Crystalline Complex. Hangingwall block of the Hronov-Poříčí Fault, ca. 100 m from the main fault plane. Notable is the dip of the base of the Carboniferous (ca. 30° to the NE). Northeast is to the right.

prve spodního a pak středního turonu. Zatímco úklony vrstev spodně turonských hornin kolísají mezi 30–50°, u středního turonu to je kolem 20–30° k ose „příkopu“, v osní části jsou už subhorizontálně uložené.

V jihozápadním křidle „příkopu“ jsou úklony sedimentárních formací symetrické vůči sv. křídlu. Pod křídou zde vystupují bělavé pískovce triasu (bohdašinské souvrství) a níže dolomitické pískovce nejvyššího permu (lopingu). Podobně jako křída se strmě uklánějí (60–70°) k SV. V jejich podloží jsou červené pískovce vyšší části permu (guadalupu, trutnovské souvrství). Nedaleko od okraje příkopu mají permské a triasové sedimenty úklony 20–40° k SV, dále k J již subhorizontální uložení.

Architekturní prvky hronovsko-poříčského zlomu

Jádro zlomu bylo zastiženo zmíněnými třemi štolami, v roce 1948 a v letech 1973–1977 žacléřským překopem na bývalém dole Z. Nejedlý a několika vrty. Jeho podrobné popisy však nebyly provedeny. Má šířku několika decimetrů, nejvýše metrů, a převládá v něm šedý rozklouzaný jíl se

zbytky drcených hornin v protažených tektonických čočkách. Dnes je přístupné jenom na štolu Ida.

Vnitřní část **zóny přizlomového porušení**, široká stovek metrů, se jv. od Odolova zužuje a u Hronova dosahuje jen desítek metrů. Horniny jsou zde s různou intenzitou drceny, mylonitizovány, rozklouzány, přeměněny v tektonické brekcie. Někdy bývají druhotně karbonatizovány (žilky kalcitu), silicifikovány a také mineralizovány (obohacení minerály U, hematitizace). Pískovce bývají většinou drceny a rozpukány, jílovité horniny rozklouzány, rozmačkány a místy deformovány v drobných vráskách. Vnější část této zóny lze vymezit na základě přítomnosti ohlazových ploch a zvýšeného rozpukání: od hlavní zlomové plochy zasahuje na každou stranu do vzdálenosti vyšších stovek metrů až 1 km.

Vrássové deformace v okolí hronovsko-poříčského zlomu jsou jeho nejtypičtějším rysem a **zóna vleku** se vyznačuje extrémní šírkou. Nadložní kra vykazuje evidentní reverzní vlek, strmější směrem k hlavní zlomové ploše a zahrnující celé jz. křídlo polické pánve. V podložní kře může celý tzv. hronovsko-poříčský příkop představovat reverzní vlek (ve smyslu Grasemann et al. 2005) s normálním vlekem až v bezprostřední blízkosti hlavní zlomové plochy.

Závěr

Hronovsko-poříčský zlom je ve většině svého průběhu složený zlom, tvořený hlavním zlomem a několika doprovodnými zlomy, které ho sledují do vzdálenosti 250 m na obě strany. Směrem na JV se doprovodné zlomy přimykají k hlavnímu zlomu a jv. od Strážkovic nabývá celá struktura charakteru jednoduchého zlomu. Zhruba v této úrovni se rovněž zužuje zóna přizlomového porušení, zatímco zóna vleku se markantně zúží v podložní kře uzavřením tzv. hronovsko-poříčského příkopu. Tento „příkop“, jak se zdá, není omezen zlomy a ve skutečnosti spíše představuje synklinálu přiléhající k hlavnímu zlomu. Šířka zóny vleku v nadložní i podložní kře je tak velká, že nemůže jít výhradně o ohyb vrstev v důsledku tření při pohybu na zlomové ploše a je třeba zvážit mechanismus transprese jako hlavní příčinu vzniku daných struktur. S přihlédnutím ke geolo-

gickým indikátorům polyfázového vývoje hronovsko-poříčského zlomu (např. Tásler et al. 1979, Nováková 2014) ukazuje architekturní analýza, že jde o vrásovo-zlomovou strukturu, kde byl strmý přesmyk oživený subhorizontální kompresí (*bulldozer-style deformation*).

Poděkování. Tento příspěvek je výstupem výzkumného záměru RVO 67985831 Geologického ústavu AV ČR, v. v. i. Autoři děkují za připomínky editorovi a recenzentům.

Literatura

- BERG, S. S. – SKAR, T. (2005): Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. – J. Struct. Geol. 27, 1803–1822.
- BRAATHEN, A. – TVERANGER, J. – FOSSEN, H. – SKAR, T. – CARDozo, N. – SEMSHAUG, S. E. – BASTESEN, E. – SVERDRUP, E. (2009): Fault facies and its application to sandstone reservoirs. – AAPG Bull. 93, 891–917.
- COUBAL, M. – ADAMOVIČ, J. – MÁLEK, J. – PROUZA, V. (2014): Architecture of thrust faults with alongstrike variations in fault-plane dip: anatomy of the Lusatian Fault, Bohemian Massif. – J. Geosci. 59, 183–208.
- FOSSEN, H. (2010): Structural Geology. – Cambridge Univ. Press, New York, 1–463.
- GRASEMANN, B. – MARTEL, S. – PASSCHIER, C. (2005): Reverse and normal drag along a fault. – J. Struct. Geol. 27, 999–1010.
- NOVÁKOVÁ, L. (2014): Evolution of paleostress fields and brittle deformation in Hronov-Poříčí Fault Zone, Bohemian Massif. – Stud. Geophys. Geodet. 58, 269–288.
- OPLETAL, M., ed. (1980): Geologie Orlických hor. – 202 str. Ústř. úst. geol. Praha.
- PASSCHIER, C. W. (2001): Flanking structures. – J. Struct. Geol. 23, 951–962.
- SHIPTON, Z. K. – SODEN, A. M. – KIRKPATRICK, J. D. – BRIGHT, A. M. – LUNN, R. J. (2006): How thick is a fault? Fault displacement-thickness scaling revisited. In: ABERCROMBIE, R., ed.: Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting. – Geophys. Monogr. Ser. 170, 193–198.
- TÁSLER, R. et al. (1979): Geologie české části vnitrosudetské pánve. – 296 str. Ústř. úst. geol. Praha.
- WEITHOFER, K. A. (1897): Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens. – Jb. K.-kön. geol. Reichsanst. 47, 455–478.
- WOODCOCK, N. H. – MORT, K. (2008): Classification of fault breccias and related fault rocks. – Geol. Mag. 145, 435–400.
- WOJEWODA, J. (2009): Žďárky-Pstrážna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). – Acta Geodyn. Geomater. 6, 273–290.