

Problematika jihovýchodního pokračování lužického zlomu v západním Podkrkonoší

Southeastern continuation of the Lusatian Fault in the western Krkonoše Mts. piedmont region

VLADIMÍR PROUZA¹ – MIROSLAV COUBAL² – Jiří ADAMOVIČ²

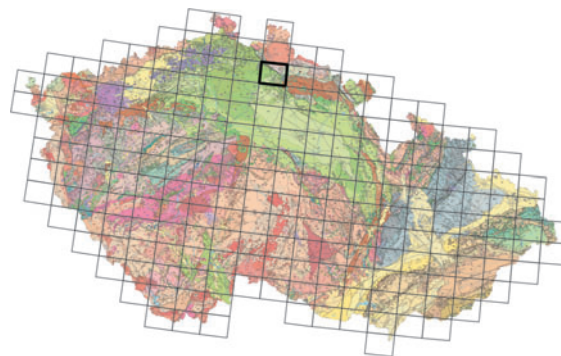
¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1;

vladimir.prouza@geology.cz

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

Key words: Lusatian Fault, Koberovy Flexure, reverse faulting, Krkonoše piedmont region

Abstract: Southeastern continuation of the Lusatian Fault is discussed in the light of the latest geological survey and tectonic measurements. The Lusatian Fault is a NE-dipping reverse fault with a displacement of > 2 km, extending between Dresden (Saxony) and Kozákov Hill near Turnov. Here, it loses most of its characteristic tectonic features, which gives the impression of its sudden termination. The Koberovy Flexure was traditionally considered its SE continuation but, in fact, represents a subparallel structure of different age. More probably, its continuation should



(03-32 Jablonec nad Nisou)

be identified in one of the E-W-striking faults within the Krkonoše Piedmont Basin, i.e., the Škodějov Fault and/or the Kundra-tice-Javorník Fault.

Pásma lužického zlomu je dislokací prvního řádu, táhnoucí se od Drážďan do s. okolí Kozákova, tedy na vzdálenost nejméně 110 km. Tato porucha sudetského směru SZ-JV s lokálním odchýlením až do směru Z-V odděluje lužický masiv, ještědské a krkonošsko-jizerské krystalikum ve výše ležící severní kře od jižní kry, v níž na povrch vystupují sedimenty české křídové pánve a horniny mladopaleozoických pánví mnichovohradištské a podkrkonošské. Dosavadní publikované i nepublikované práce o lužickém zlomu se zabývaly buď některou jeho částí (Zahálka 1904, Häntzschel 1928, Fediuk et al. 1958, Bělohorský – Petrin 1977), nebo naopak pouze jeho nejzákladnějšími charakteristikami (Malkovský 1977).

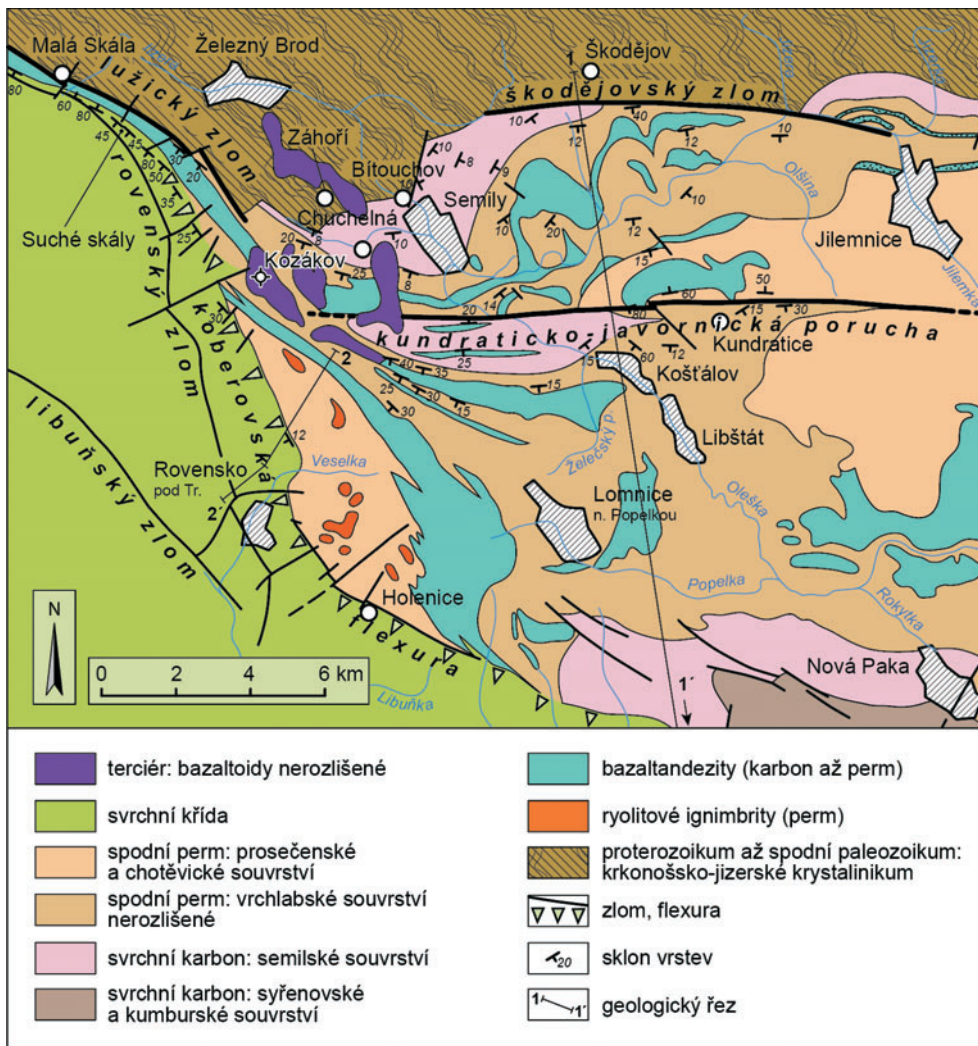
Ze strukturního hlediska jde o pásma tvořené několika typy struktur. Pro celé pásma se v tomto článku přidržujeme tradičního názvu lužický zlom. Základem pásma je hlavní zlom, který má v celé délce charakter přesmyku. Sklon plochy zlomu směrem od Z k V postupně roste z 16° ve šluknovském výběžku až na 61° v okolí Malé Skály (Prouza et al. 1999). V důsledku kompresního napětového pole mezi svrchní křídou a koncem eocénu došlo na z. úseku zlomu k plochému násunu s amplitudou přesahující 4 km. V důsledku nárůstu sklonu zlomu přecházel směrem k V pohyb nadložní kry do strmějšího zdvihu s amplitudou minimálně 2 km.

Hlavní zlomová plocha je téměř v celé délce doprovázena projevy přízlového vleku. V západním úseku až po žilné pásma Čertových zdí u Českého Dubu mají tyto projevy především podobu izolovaných vytržených ker hornin nižších členů svrchněkřídového vrstevního sledu nebo hornin jeho podloží (jura, perm). Strměji ukloněný úsek zlomu

odtud dále na V je doprovázen vrásou vleku. Intenzita úhlové deformace vrásky generálně roste směrem k V tak, jak souběžně roste sklon zlomu. Na zlomové ploše je vyvinut tektonický jíl v mocnosti 2–20 m (Prouza et al. 1999). Horniny obou ker jsou do vzdálenosti 100–300 m od zlomu porušeny projevy drčení. Blízkost zlomu se zde projevuje množstvím ohlazových ploch, místy hustěji vyvinutou puklinovou kliváží a puklinami různé geneze. Zvláště na pískovce v blízkosti zlomu je vázána masivní silicifikace a deformační proužky.

Hlavní zlom často sledují doprovodné zlomy. Část z nich geneticky souvisí s hlavní fází přesmykových pohybů (např. frýdštejnský zlom), část vznikla během mladších tektonických fází. Z nich je třeba jmenovat zvláště ty, na nichž poklesla původně nasunutá severní kra o první stovky metrů (např. okrajový zlom hrádecké pánve); jsou odrazem extenzní napětové fáze pravděpodobně stáří svrchního oligocénu až středního miocénu (Adamovič – Coubal 1999).

Většinu uvedených rysů nese zlom i ve své nejuvýchodnější části od údolí Jizery v Malé Skále do okolí Suchých skal (probíhá 200 m s. od nich). Na v. konci Suchých skal se lužický zlom potkává s další strukturou – koberovskou flexurou (Coubal 1989). Jde o flexurovitý ohyb, podle něhož sedimenty křídly zaklesly o stovky metrů. Od lužického zlomu se liší svým průběhem, charakterem i genezí (viz dále). K jihu pak pokračuje přes j. úpatí Kozákova do v. okolí Rovenska pod Troskami, k Bradlecké Lhotě a k Lužanům sv. od Jičína. Naopak lužický zlom pokračuje od Suchých skal k JV k Prosíčku, do s. okolí Koberovů, dále územím s. od Hamštejnského vrchu do sz. okolí



Obr. 1. Hlavní zlomové struktury v okolí Kozákova.

Prackovského vrchu (250 m sv. od vrcholu) a do z. okolí Záhoří (nejpodrobněji viz Coubal 1989). Odtud dál v uvedené podobě nepokračuje. Zásadní otázkou je, zda lužický zlom v těchto místech skutečně končí, nebo zda ve změněné formě pokračuje dále k JV, případně k V.

Dosavadní představy o pokračování lužického zlomu

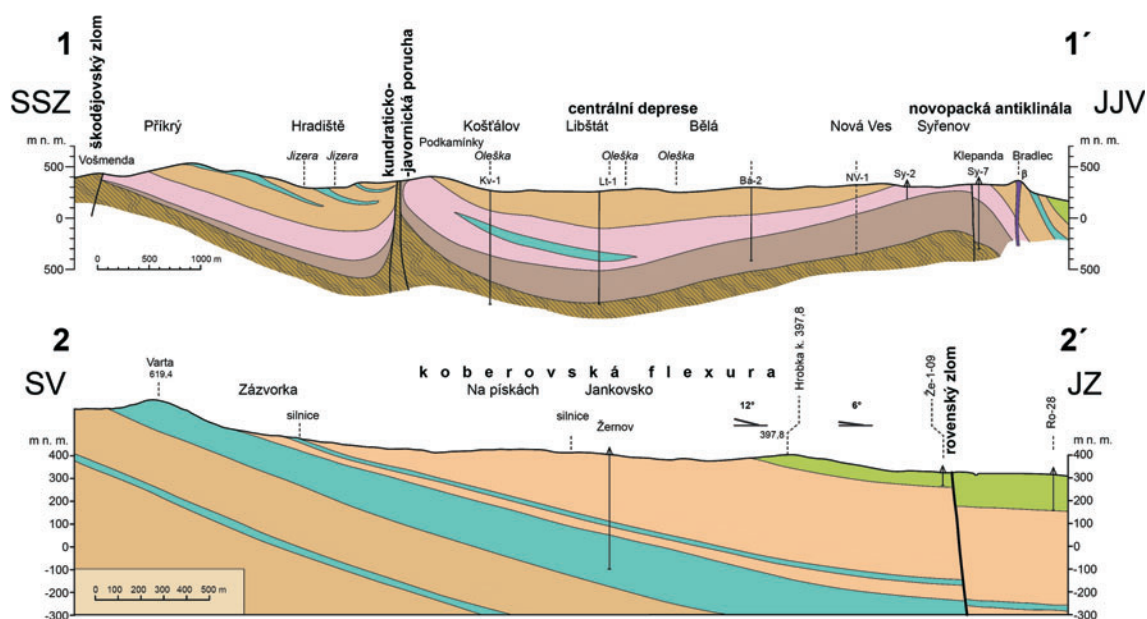
Řada autorů (např. Petrascheck 1904, Zahálka 1923, Pacák 1959 aj.) pokládala linii dnes označovanou jako koberovská flexura za jižní větev lužického zlomu nebo přímo za lužický zlom. Přes ni byl lužický zlom propojován s jílovickým zlomem (Soukup – Klein 1963). Zahálka (1923), ale také Soukup (1950) ztotožnili tuto „jižní větev lužického zlomu“ s rovenským zlomem – tedy zlomem probíhající již uvnitř české křídové pánve, na němž došlo k poklesu jihozápadní kry.

Grygar et al. (2013) zakládají své vysvětlení disjunktivity lužického zlomu na představě pasivní reakce výplně české křídové pánve na diferencované pohyby jejího podloží. V tomto případě mělo dojít ke kulisovitému odsazení „lužického zlomu s.s.“ na SZ a libuňského zlomu na JV přes

přechodovou rampu. Autoři přitom opomíjejí jak nesrovnatelnou amplitudu i charakter pohybu na lužickém a libuňském zlomu, tak absenci předpokládaných severozápadních úklonů křídových sedimentů v oblasti uvažované přechodové rampy.

Tektonická stavba okolí Kozákova

V okolí Kozákova se tektonický styl území v j. předpolí krkonošsko-jizerského krystalinika mění. Severozápadně od Kozákova je dominantní tektonickou linií lužický zlom směru SZ-JV, tvořící v tomto úseku sv. omezení pruhu sedimentů a vulkanitů nejzápadnější části podkrkonošské pánve. Hranice horninových celků uvnitř pánve jsou zde v důsledku přízlovového vleku rovnoběžné se směrem lužického zlomu. Křídové sedimenty jsou mezi Suchými skalami a Kozákovem ukloněné k Z až ZJZ pod středními úhly v důsledku přítomnosti koberovské flexury, na svazích Kozákova pak tvoří vytržené kry ukloněné k JZ. Na V od Kozákova se v centrální části podkrkonošské pánve nejvýrazněji uplatňují tektonické linie směru V-Z. V tomto směru je také protažená celá podkrkonošská pánve a probíhá tak její hlavní osa. Se změnou tektonického stylu souvisí



Obr. 2. Kundraticko-javornická porucha a škodějovský zlom v geologickém řezu podkrkonošskou pávní mezi Semily a Lomnicí nad Popelkou (1–1'). Geologický řez koberovskou flexurou v prostoru j. od Kozákova (2–2'). Situace řezů i legenda jsou uvedeny v obr. 1.

i nejednoznačnost v identifikaci struktury, kterou by bylo možno z kinematického a genetického hlediska považovat za jihovýchodní pokračování lužického zlomu. Tuto roli většina předchozích autorů přisuzovala koberovské flexuře, minimálně stejně seriózně je však třeba se v tomto směru zabývat výraznými zlomy identifikovanými uvnitř podkrkonošské pánve: kundraticko-javornickou poruchou a škodějovským zlomem. Průběh diskutovaných struktur je znázorněn na obr. 1.

Propojení uvedených struktur s lužickým zlomem naznačují struktury v s. okolí Kozákova z. od Záhoří, sz. od Chuchelné a u Bítouchova. Zde je několik drobnějších zlomů směru SV-JZ a S-J, které omezují krystalinikum vůči vulkanosedimentární výplni podkrkonošské pánve (Kachlík in Klomínský et al. 2006). Z nich nejvýznamnější je kozákovský zlom, posunující zřetelně bázi křídly a vrstvy v podloží (Coubal 1989).

Koberovská flexura tvoří zónu o šířce 1–2 km s převážně středními úklony vrstev k JZ až ZJZ. Strmější úklony byly zaznamenány na jejím sz. konci u Suchých skal (Coubal 1990a). Jinak jsou úklony mezi Koberovy a jz. okolím Kozákova 30–45°, u Rovenska pod Troskami 12–45° (obr. 2). Výrazně příkřejší postavení až překocení vrstev lze dále pozorovat pouze v okolí Holenic a u Tužína s. od Jičína (Zahálka 1923), kde tuto flexuru nazývají Grygar a Čech (2013) holenickou flexurou. Domníváme se, že na těchto místech se flexura kříží s příčnými zlomy. Sklony 10–20° k J až JZ lze pozorovat i na s. okraji české křídové pánve v prostoru v. od Lužan sv. od Jičína až do okolí Lázní Běláhrad, navazujícím na prostor východočeských vrás. V rámci koberovské flexury byly pochopitelně deformovány (tj. ukloněny generelně k JZ) i horniny permokarbonu v podloží křídly. Vzájemný vztah koberovské flexury a lužického zlomu ukazuje, že: 1. jde o dvě různé struktury probíhající v úseku mezi Suchými skalami a Záhořím sou-

běžně, jedna tedy nemůže být pokračováním druhé; 2. obě struktury mírně, ale zřetelně divergují; 3. tyto dvě struktury se zásadně liší stupněm porušení – zatímco v případě koberovské flexury jde o zvýšení sklonu jinak neporušených vrstev sedimentů, horniny v rámci přízlovového vleku jsou intenzivně porušeny rupturami různých typů; 4. přízlovový vlek na lužickém zlomu dodatečně deformuje koberovskou flexuru, jak doložil již Coubal (1989, s. 117) na základě současné změny sklonu vrstev a zároveň i směru vrstev z hodnot charakteristických pro koberovskou flexuru na JV do hodnot charakteristických pro přízlovový vlek na SZ. Vznik flexury tedy musel předcházet násunu na lužickém zlomu, s nímž byl vlek spojen.

Kundraticko-javornická porucha (dříve čikvásecká porucha) je složitou strukturou směru V-Z (Prouza 1992). V západním úseku byla zjištěna nižší pozice severní kry, místy až o 800 m. V detailu jde až o 1 km široké, silně porušené pásmo subparalelních zlomů, flexur a úzkých vrásových struktur s příkře postavenými vrstvy (obr. 2), probíhající od Lhoty jv. od Kozákova do s. okolí Kundratic jz. od Jilemnice. Dále k východu směřuje k Horní Kalné a Javorníku ve v. části podkrkonošské pánve, kde u Herlíkovic vyznívá. V tomto úseku leží s. kra naopak o 400 m výše. Paralelně se zlomem dále na J probíhá osa čikvásecké antiklinály. V tomto úseku také v návaznosti na tektonickou zónu vznikaly pravé i ložní žíly permských bazaltů až bazaltandezitů (melafyřů). Ačkoliv hlavní pohyby na struktuře nelze časově zařadit, jde zřejmě o mladovariskou zlomovou strukturu, oživenou alpínsky v jiném napětovém režimu; obě pohybové složky nelze na základě dosavadních pozorování od sebe oddělit. Pro pokřídové období lze vyloučit významnější složku horizontálního posunu, protože kundraticko-javornická porucha neposouvá okraj křídových sedimentů ve svém západním pokračování.

Východozápadní směr má také **škodějovský zlom** (obr. 2), oddělující v úseku mezi Dolním Bozkovem v. od Železného Brodu a severním koncem Jilemnice v délce asi 11 km horniny krkonošsko-jizerského krystalinika na S a vulkanosedimentární sekvence podkrkonošské pánve na J (Prouza 1992). Dále na Z u Chuchelné a také na V (na Vrchlabsku) je okraj pánve většinou transgresní, přítomnost významného zlomu severně od něj (uvnitř krystalinika) lze však odvodit z výrazného dodatečného zpříkření vrstev a dále z přítomnosti drcených pásem s tektonickými ohlasy. V silničním zářezu ve Vrchlabí se vrstvy stávají strmější směrem k s. okraji pánve až na 60° (Coubal 1990b). Důlními díly a četnými vrty, vyhloubenými v rámci průzkumu na zrudnění Cu a U, byl v okolí Škodějova prokázán přesmykový charakter škodějovského zlomu se sklonem zlomové plochy 35–65° k S (Pivec 1959). Směrem k V sklon zlomu pravděpodobně narůstá, jak ukazuje přímkový průběh stopy zlomu v členitém terénu. Celkovou velikost pohybu nelze stanovit, protože v severní kře nejsou zachovány permokarbonské ani křídové sedimenty. Pokud bychom přijali názor Danišika et al. (2010), že vrcholový krkonošský peneplán je exhumovanou bází permokarbonských sedimentů, činil by výškový rozdíl asi 1 km. Stáří přesmykových pohybů je mladší než rotliegend, přesněji je nelze na základě geologických pozorování stanovit.

Diskuse a závěr

Vzhledem k výrazné amplitudě pohybu na lužickém zlomu v celé jeho délce není kinematicky možné, aby skončil náhle, bez toho, že by daný výškový rozdíl ker převzala jiná struktura ať už spojitého, nebo nespojitého charakteru. Žádná podobná struktura není ze s. okolí Kozákova dosud známa. Koberovskou flexuru lze jako možné pokračování lužického zlomu bezpečně zahrnout proto, že již v prostoru j. od Suchých skal jde o dvě různé struktury, které se směrem k JV navíc ještě rozbíhají. Vznik koberovské flexury, která téměř postrádá zlomovou stavbu, je starší než přesmykové pohyby na lužickém zlomu. Rovenský zlom, kterým je zčásti přetržena, je poklesovým zlomem s malou výškou skoku. Pohyby na něm jsou nepochybně mladší než hlavní fáze přesmykových pohybů na lužickém zlomu.

Připustíme-li, že v prostoru Kozákova přebírá funkci lužického zlomu jiný zlom, jeví se jako nejpravděpodobnější škodějovský zlom, který má s lužickým zlomem více společných znaků: je přesmykem s vyšší pozicí severní kry, v erozním řezu tvoří hranici krystalinika a pánevních sedimentů a je doprovázen výrazným přízломovým vlekem a souborem drobnějších křehkých deformací. Kozákovský zlom pak může zčásti plnit funkci příčné struktury, na níž je lužický/škodějovský zlom levostranně odskočený. Otázkou je, proč dosavadní mapování v klíčové oblasti okolo Chuchelné nezjistilo existenci významově srovnatelné příčné dislokace. Vedle vysokého stupně zakrytí pokrývanými útvary mohou být příčiny čistě geologické – překrytí zlomové plochy vytvořené v raných fázích kompresní deformace nasunutím relativně málo porušené kry krystalini-

ka od S k J přes krystalinikum, popř. i permokarbon, v pozdních fázích kompresní deformace. Ploché násuny stratigraficky nižších ker přes vyšší byly zjištěny i v jiných úsecích lužického zlomu (Bad Schandau, Brtníky, Hvost) a do podobné kategorie spadají i „vyvlečené“ kry permských a jurských hornin. Nelze vyloučit, že funkci lužického zlomu zčásti převzala i kundraticko-javornická porucha.

V dalším řešení problematiky jv. pokračování lužického zlomu bude třeba provést detailní mapování v území mezi Kozákovem, Semily (okolí Chuchelné) a Železným Brodem. Možný společný vývoj lužického zlomu a zlomů porušujících výplň podkrkonošské pánve, popř. její s. okraj, bude možné posoudit na základě podrobného strukturního studia této oblasti včetně rekonstrukce kinematiky škodějovského zlomu a kundraticko-javornické poruchy.

Poděkování. Práce je součástí výzkumného záměru České geologické služby č. MZP 0002579801 a výzkumného záměru Geologického ústavu AV ČR, v. v. i., č. RVO 67985831. Za četné připomínky, které vedly k významnému zkvalitnění textu, autoři děkují S. Čechovi, V. Kachlíkovi a R. Melicharovi. Za grafické provedení obrázků děkují J. Rajlichové.

Literatura

- ADAMOVIČ, J. – COUBAL, M. (1999): Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. – *Geolines* 9, 5–14.
- BĚLOHRADSKÝ, V. – PETRIN, A.V. (1977): Zpráva o strukturně geologickém mapování území strážského bloku v okolí Křížan a Světlé pod Ještědem v měřítku 1 : 10 000 v roce 1976. 71 str. – MS Čes. geol. služba, Praha.
- COUBAL, M. (1989): Projevy saxonské tektogeneze v centrální části české křídové pánve. PhD. Thesis. – MS Čes. geol. služba, Praha.
- COUBAL, M. (1990a): Compression along faults: example from the Bohemian Cretaceous Basin. – *Miner. slov.* 22, 139–144.
- COUBAL, M. (1990b): Tektonika. In: ŠIMŮNEK, Z. – DRÁBKOVÁ, J. – ZAJÍC, J.: Paleontologické zpracování sběrů z lokality Vrchlabí – zářez silnice na jz. okraji města. – MS Čes. geol. služba, Praha.
- DANIŠIK, M. – MIGNON, P. – KUHLEMANN, J. – EVANS, N. J. – DUNKL, I. – FRISCH, W. (2010): Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. – *Geomorphology* 117, 78–89.
- FEDIUK, F. – LOSERT, J. – RÖHLICH, P. – ŠILAR, J. (1958): Geologické poměry území podél lužické poruchy ve šluknovském výběžku. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd* 9, 1–42.
- GRYGAR, R. – ČECH, S. (2013): Tektonika. In: ČECH, S., ed.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 03-342 Rovensko pod Troskami. – Čes. geol. služba, Praha.
- GRYGAR, R. – KACHLÍK, V. – REICHT, M. (2013): Tektonika. In: RAPPRICH, V., ed.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 03-324 Turnov. – Čes. geol. služba, Praha.
- HÄNTZSCHEL, W. (1928): Neue Aufschlüsse an der Lausitzer Hauptverwerfung bei Hohnstein (Sächs. Schweiz). – *Neu. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. B* 59, 80–116.
- KLOMÍNSKÝ, J. – ŠALANSKÝ, K. – NEKOVAŘÍK, Č. – JARCHOVSKÝ, T. – ADAMOVIČ, M. – BURDA, J. – KRÍBEK, B. – MANOVÁ, M. – KOŘÁN, V. – KACHLÍK, V. (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000, list 03-322 Jablonec nad Nisou. – Čes. geol. služba, Praha.
- MALKOVSKÝ, M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. – *Výzk. Práce Úst. geol.* 14, 1–32.
- PACÁK, O. (1959): Čedičové vyvřeliny na území speciální mapy 1. Jičín č. 3855. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.* 24 (1957), 2, 69–147.

- PETRASCHECK, W. (1904): Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens. – Z. Dtsch. Geol. Gesell. 56, 210–222. Berlin.
- PIVEC, E. (1959): Zpráva o podrobném geologickém mapování ložiska měděných rud u Rybnice. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957, 191–192.
- PROUZA, V. (1992): Tektonická stavba. In: PROUZA, V., ed.: Základní geologická mapa 1 : 25 000, list 03-413 Semily. – MS Čes. geol. služba, Praha.
- PROUZA, V. – COUBAL, M. – ČECH, S. – MÁLEK, J. (1999): Lužický zlom. Závěrečná zpráva grantového projektu GAČR č. 205/96/1754. 105 str. – MS Geol. úst. AV ČR, Praha.
- SOUKUP, J. (1950): Poznámky ke stratigrafii křídly v Podještědí. – Věst. St. geol. Úst. 25, 187–195.
- SOUKUP, J. – KLEIN, V. (1963): Tektonika křídly. In: ČEPEK, L. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list Hradec Králové. – Ústř. úst. geol., Praha.
- ZAHÁLKA, Č. (1904): Pásmo IX. křídového útvaru v Pojizeří. – Věst. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přír. 1903, 32, 1–157.
- ZAHÁLKA, B. (1923): Křída podkrkonošská mezi Rovenskem a Bělohradem. – Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. geol. 2, 109–156.