ČESKÝ KRÁTER

RNDR. PETR RAJLICH, CSC., PHD[1],

Abstrakt

Prstencovitá jizva v zemské kůře střední Evropy o průměru až 600 km je pozůstatkem po dopadu velkého tělesa v době před dvěma miliardami let. Z vnitřního kráteru o průměru ≈ 300 km zůstala zachována severní část dnes vyplněná starohorními (proterozoickými) usazeninami, přechodná dutina zahloubená až do zemského pláště (do hloubky ≈ 40 km km), alochtonní kráterová brekcie v erozivním řezu (v hloubce ≈1 - 1,5 km), překrystalované pseudotachylitové brekciované žíly, mikrodiamanty, moissanit, šokové křemeny, šokově postižené beryly, živce, apatity a grafitizované naftové pásti. Zpevnění brekcie (cementace) je výsledkem intruze jemnozrnných aplitických až pegmatitických žil, sillimanitu, kyanitu, andalusitu a biotitu vzniklých z pneumatolytických roztoků. Významný podíl na plošně rozsáhlé a masívní fluidní fázi naznačuje účast kometárních látek (vody a dalších). Na následném zlomovém porušení různých směrů se podílelo kadomské, variské, permské staro- a mladoalpinské vrásnění. V permské události byla odťata větší jihozápadní část stavby. Výsledkem je dnešní kopcovitý obrys původního středového pohoří asymetricky položený prstenci třetihorních hraničních hor. Rozmístění a velikost rudních ložisek bylo hlavní měrou ovlivněno původní stavbou kráteru.

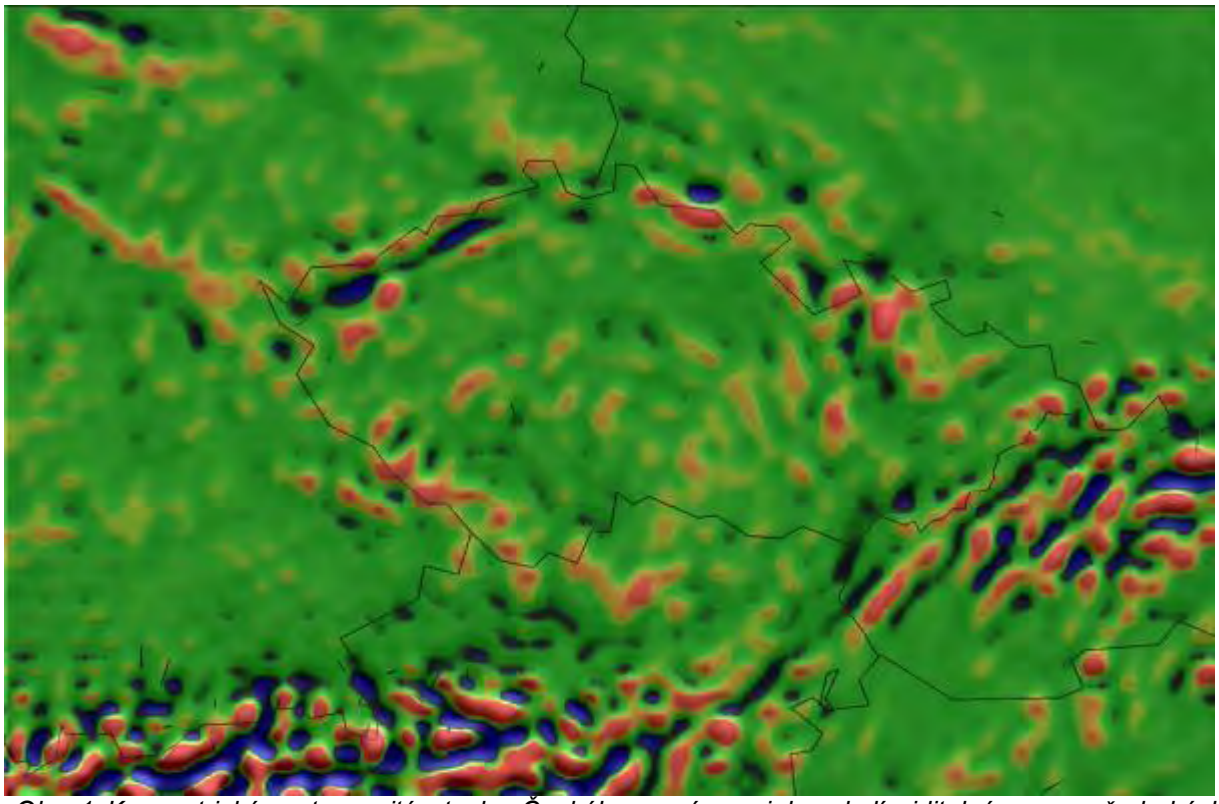
Abstract

Ring scar in the Earth's crust in Central Europe with a diameter of up to 373 miles is the remnant of an impact of large body in the time two billion years ago. From the inner crater diameter ≈186 miles sustained the northern part today filled Proterozoic sediments, the transitional cavity excavated to the Earth's mantle (into the depth ≈ 25 miles miles), crater breccia in the erosional depth (≈0.6-0.9 miles), recrystallized pseudotachylite breccia veins, microdiamonds, moissanite, vein, shocked quartz, beryl feldspars, apatite and graphitized oil traps. Reinforcement of the breccia (cementing) is the result of intrusiveness, fine-grained aplitic to pegmatite veins, sillimanite, kyanite, andalusite and biotite arising from pneumatolytic solutions. The extensive and massive fluid phase suggests significant participation of cometary matter (water and other). On the subsequent faulting of area in various directions participated Cadomian, Variscan, old and young-Alpidic and Permian orogenies. Greater Southwestern part of the edifice was cut off in the Permian event. The result is the asymmetrically located today's hilly contour of the original center towards the present ring of the highlighted Tertiary border mountains. Location and size of the ore deposits was controlled by the structure of the original crater.

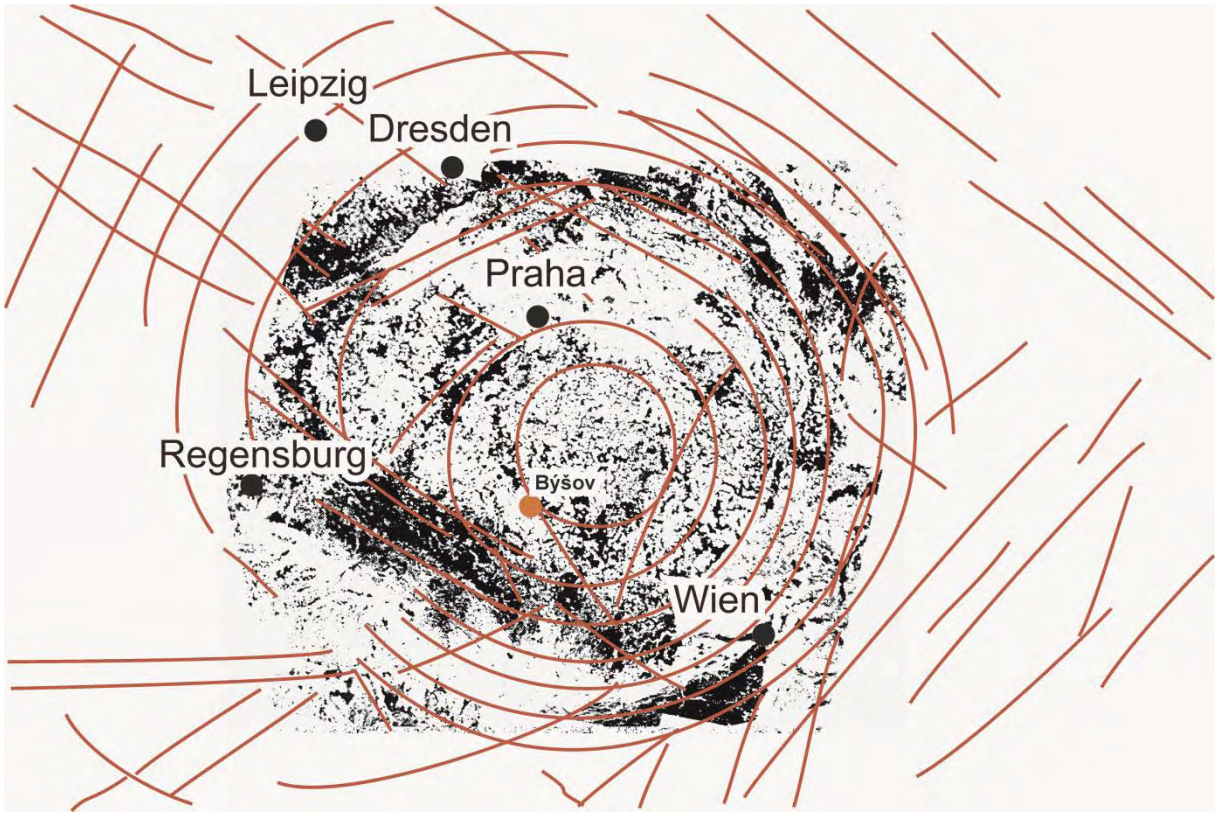
Vícekruhovitá pánev a mladší zlomové porušení v geofyzikálním obrazu

Koncentrická prstencovitá stavba Českého masívu a jeho okolí viditelná na mapě druhých derivací poruchového gravitačního potenciálu spočteného z modelu gravitačního pole Země EGM 08 (převzato z práce Klokočník & al. 2009, obr. 1 a 2) zaznamenává výraznou vícekruhovitou stavbu

[1] *Jihočeské muzeum v českých budějovicích, dukelská 1, 370 51 české budějovice, česká republika, petr.rajlich@muzeumcb.cz*



Obr. 1 Koncentrická prstencovitá stavba Českého masívu a jeho okolí viditelná na mapě druhých derivací poruchového gravitačního potenciálu (Rajlich & al. 2009)



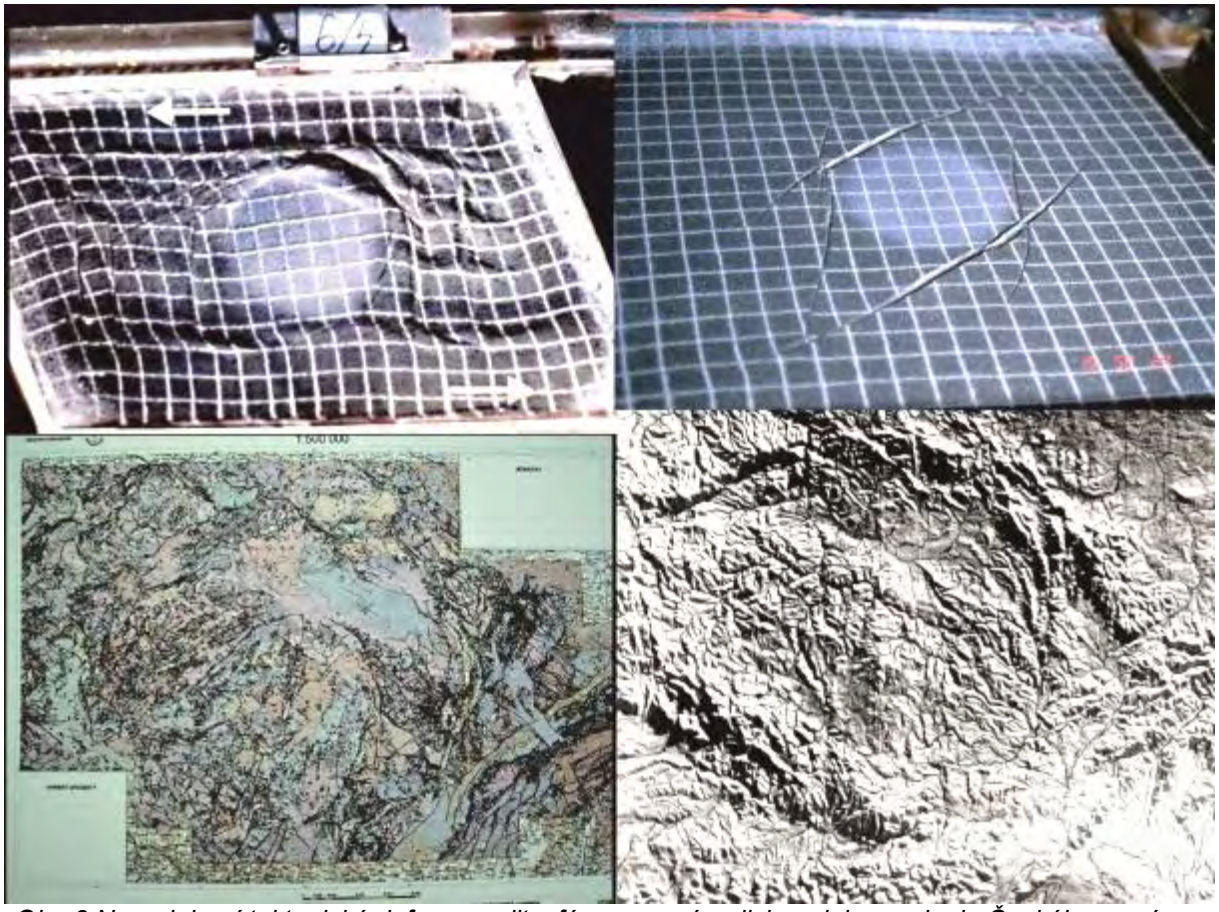
Obr. 2 předkráterové zlomy ssv. – jjz. směru, zlomy vícekruhovité dopadové pánve a mladší tektonické porušení v oblasti Českého kráteru v porovnání se současným reliéfem podle družicového snímkování

Českého kráteru v rozsahu až do průměru 540 km nejvzdálenějšího prstence (270 km od předpokládaného středu kráteru). Lze odlišit zhruba devět pásem kruhovitých koncentrických uspořádání menších kladných a záporných anomálií (obr. 1 a 2). Tíhové anomálie jsou nejvýraznější na severní, východní a jižní straně masívu. Uspořádání je méně čitelné na jz. straně, kde je zastřené (uťaté) výrazným zlomovým pásmem Francké linie a Šumavy a mladšími usazeninami alpského

předpolí. Kruhy jsou centrovány kolem předpokládaného místa dopadu meteoritu, tj. kolem středového pahorku a prohlubně v zemském plášti obr. 3, považované za stopu přechodné dutiny kráteru. Mladší zlomy kadomského, variského, permského, alpinského a mladoalpinského cyklu se přizpůsobovaly zpevněné vnitřní stavbě kráteru a oživovaly kruhovou kráterovou stavbu. Zlomy směru SSV – JJZ jsou předkráterové a byly oživeny hlavně v kadomském tektonickém cyklu. Jejich výskyt v celé studované oblasti poukazuje na malé porušení (otáčení bloků) původní archaické kůry při mladších horotvorných pochodech.

Vznik současného reliéfu

Dnešní tvářnost oblasti je výsledkem tektonických proměn kráteru. Hory lemující jeho část jsou součtem mladších, hlavně třetihorních dějů. Analogovým modelováním porušení velkých částí zemské kůry s tuhou korovou uzavřeninou byly určeny dva převažující tektonické styly. Vznikají v různých teplotních podmínkách a pozorujeme je i ve stavbě Českého masívu. Odlišujeme je jako



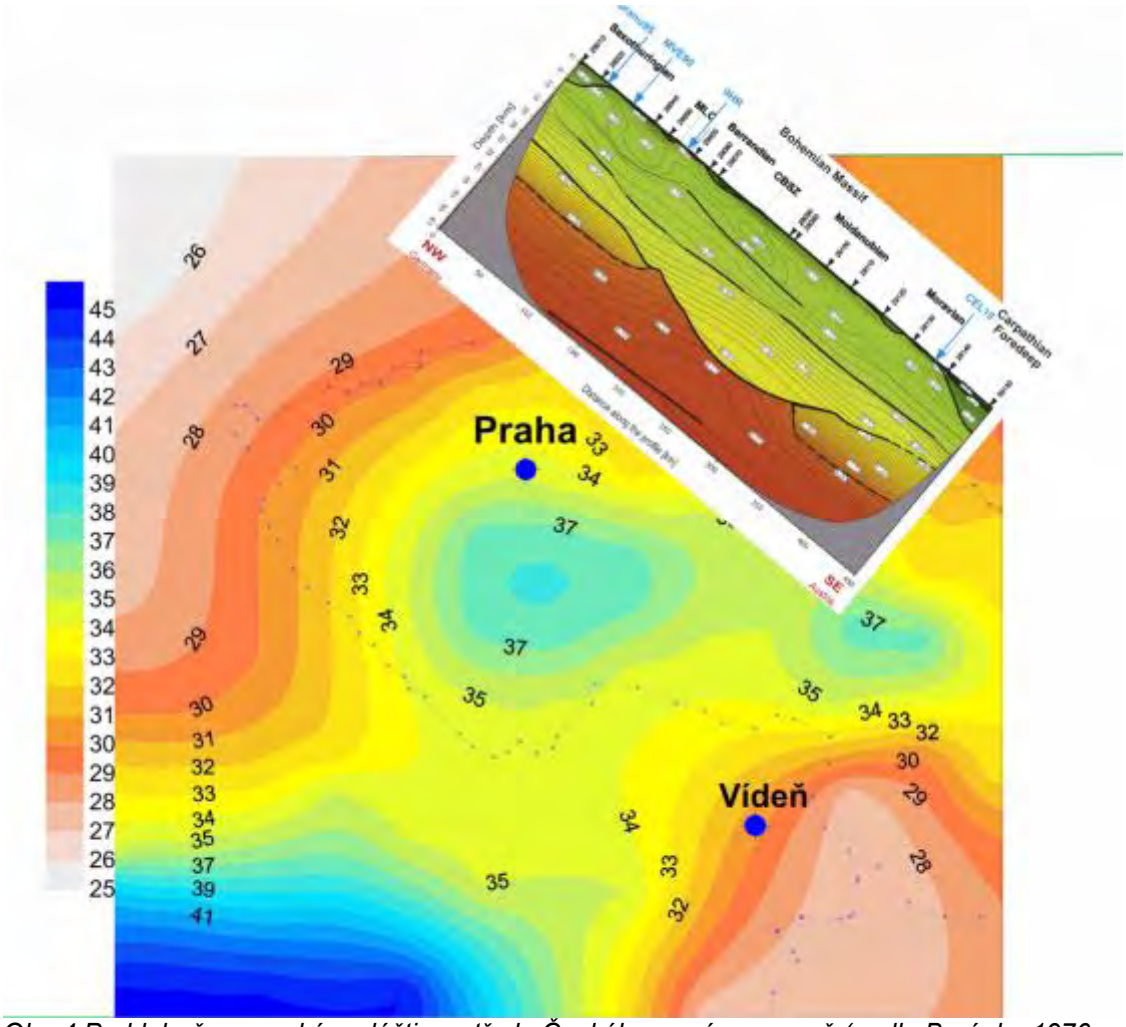
Obr. 3 Napodobení tektonické deformace litosféry s pevným diskem jako analogie Českého masívu. Těsné uspořádání vlevo napodobuje vznik tektonických podkov (geologická mapa dole). Litosférický smyk a napodobení kosočtverečného rámce vpravo. Dole plastická mapa Čech osvícená od SV,těsné a regionální přetvoření v litosférickém smyku.

Pro intenzívní deformaci v prohřáté litosféře je
typické vytvoření *těsných* podkov kolem vnitřního pahorkovitého kruhu a vnějšího obrysu kráteru. Osa symetrie této stavby má směr SV – JZ, obr. 3. Vzhledem k současnému provrásnění Barrandienské pánve a staršímu vrásnění sedimentů proterozoika se jedná patrně o projev variské (Frasn) a kadomské orogeneze.
V podmínkách chladnější litosféry v regionálním přetvoření vznikají nejprve tečné zlomy na okraji zpevněného kráteru, které se později vyvinou do úplného kosočtverce. Stavba vnějšího kosočtverce (Rajlich & al. 1994, obr. 3), odpovídá nejprve působícímu napětí ve směru SZ – JV v permu a paleocénu a později ve směru SV – JZ v eocénu. Vnější kosočtverečná stavba je proto také

výsledkem navzájem naložených, časově oddělených tektonických dějů. Vývin pouze tečných zlomů napovídá, že tektonický pohyb po okrajích masívu nepřevyšoval ca 20 km.
Český masív napodobený pokusy ukazuje, že k převrásnění dopadových struktur nemusí dojít a obrys původního kráteru zůstává uchován i přes stlačení okolní litosféry.

Přechodná dutina a kráterová brekcie

Allochtonní kráterová megabrekcie složená z úlomků cílových hornin pokrývá celé moldanubikum a



Obr. 4 Prohlubeň v zemském plášti ve středu Českého masívu v mapě (podle Beránka 1976 a pofilu (Hrubcová & al. 2002)

saxothuringikum v rozsahu původního kráteru. Podílejí se na ní mramory, břidlice, ortoruly (žuly), pokročilé migmatity spodní kůry (gföhlské ruly), granulity, porfyrické žuly, skarny, eklogity a hadce. Serpentiny a eklogity různých rozměrů od cm po km ukazují, že brekcie je smíšená s úlomky pláště. Původní dunity mají v důsledku pozdější hydrotermální proměny uvnitř megabrekcie typický reaktivní antofylitový okraj a jsou serpentinizovány. Okolní horniny bývají místy intenzívně sillimanitizované a jinak proměněné zvláště pozdější pokráterovou hydrotermální aktivitou. Tím byly spolu s mylonitizací zastřeny i ostré kontrastní hranice mezi horninami, například amfibolizací hadcových poloh (Machart 1970). Velikost úlomků megabrekcie lze ocenit na základě výchozů serpentinitů a gföhlských rul. Největší výskyty hadců jsou na j., jv. a v. okraji vnějšího obrysu původního kráteru. Plocha výchozu některých hadcových těles dosahuje 20 km^2, granulitová tělesa dosahují plochy až 300 km^2 (Blanský les).
Pozůstatkem přechodné dutiny Českého kráteru je osobitý, refrakčně seismickými metodami odhalený prvek, kterým je až 40 km hluboká prohlubeň v Moho (Beránek 1976) pod středovým pahorkem (obr. 4). Na okraji prohlubně v Moho v hloubce rovněž končí rozmezí mezi allochtonní a autochtonní megabrekcií, viditelné na reflexně-seismických profilech v sz. části kráteru a na tíhových modelech v jeho jv. části. Prohlubeň v Moho se kryje přibližně s polohou „středového“ kruhovitého pohoří (obr. 1, 2

a 4) PapagianisE & El Baase (1988), které lemuje jako třetihorní útvar původní okraj přechodné dutiny (již není středovým pohořím meteoritického kráteru). Je viditelné na družicovém snímku, se středem u Mladé Vožice a s obvodem mezi Benešovem a Českými Budějovicemi v s.- j. směru a mezi Příbramí a Jihlavou ve v. – z- směru. Přechodná dutina u Českého kráteru zasáhla a postihla horniny až v zemském plášti. Byla zdrojem plášťových a spodnokorových úlomků z kráterové brekcie.

Pseudotachylitové brekciované žíly

Pseudotachylitové brekciové žíly jsou neobvyklým jevem z velkých pozemských meteoritických kráterů (French 1998, viz rovněž souhrn in Rajlich 2007). Řadí se mezi jeden z hlavních příznaků velké dopadové stavby. Nejvýraznější jsou ve dvou velkých starých kráterech, tj. Vredefort v Jižní Africe a Sudbury v Kanadě, kde se nalézají na území o rozsahu 100– 200 $km^{2.}$ Největší žíly dosahují délky 11 km a šířky 400 m. Nepřeměněné, dobře odkryté pseudotachylity Vredefortu poprvé popsané Shandem (1916) nalezneme jako větvící a lomící se žíly, složené z velkých až mikroskopických zaoblených úlomků okolních hornin bez přednostního usměrnění. Úlomky jsou uzavřeny v tmavé až černé masívní sklovité hmotě. Podobné brekcie menšího rozsahu byly popsány z kráterů Rochechouart ve Francii, Manicouagan, Slate Islands a Houghton v Kanadě. Rozsah a velikost pseudotachylitových žil je přímo úměrná rozměrům kráteru. Jednoznačné pseudotachylity se vyskytují až v útvarech přesahujících 30 km.

V Čechách byly zatím nalezeny překrystalované na třech lokalitách. Největší žíla u Chrášťan u Benešova dosahuje délky 3,5 km a mocnosti 60 m. Všechny tyto žíly vznikají v původních jílových sedimentech, při překrystalizování přeměněných na ruly. Původní sklovité hmoty s úlomky pronikají podél a napříč foliací (obr. 5). Složení hornin odpovídá typickým sedimentům moldanubika. Lokality Malenice a Táborská skála obsahují na rozdíl od Chrášťan více K_2O. Jak neosom tak paleosom mají obdobné či identické složení i podle obsahu stopových prvků. Pseudotachylity byly později ať už v kompresní fázi či při mladších orogenezích, deformovány, nejvíce na lokalitě Malenice, kde deformace byla zčásti současná s růstem granátů. Všechny tyto horniny jsou překrystalizovány

Obr. 5 Příklad rozbití prahorní břidlice (tmavé úlomky, paleosom) podél puklin a vrstevnatosti

s přeměnou na sklo (světlé, neosom) v pseudotachylitové žíle táborské granátové skály. Někdejší sklo bylo překrystalováno při růstu mladšího granátu

s vytvořením nové minerální skladby. V Malenicích a na Táborské skále se neosom (původní sklo) mění na draselný živec. Neosom největší žíly pseudotachylitu v Chrášťanech rekrystalizoval na směs K-živce, křemene, sillimanitu, cordieritu, plagioklasu a ilmenitu. Podle granát-biotitového termometru, mladší rekrystalizace hornin proběhla v amfibolitové facii.

Šokové křemeny, mikrodiamanty, moissanit a další

Český šokový křemen se nachází jako jádra křišťálu či záhnědy uvnitř žil křemene nebo pegmatitů uložených ve fylitech, svorech (obr. 6), pararulách, ortorulách, migmatitech či jiných horninách (např. v pegmatitech). Vzorky mohou dosahovat až mnohametrových rozměrů (Pleystein). Systematická je přítomnost anomální štěpnosti (PDF – planar deformational features) s lesklými přímými rovinami, které se dají sledovat až do rozměrů zlomků mikronů. Výzkum křemenů s lokální štěpností potvrdil, že prvním úkazem hyperzvukového ozvučení s kmitočtem vyšším než 10^{12} Hz bylo ztekucení následované krystalizací křišťálu, místy v krystalech obřích velikostí. Ztekucení křemene je souběžné s tvorbou diaplektického (netaveného) skla v pseudotachylitech, kde ale neproběhla v důsledku vícekomponentního složení následná krystalizace. V pozdějších úsecích ozvučení křemene byly změny

Obr. 6 Typická ukázka Českého ozvučeného (šokového) křemene z kaplických svorů. Pozorujeme několikanásobnou tvorbu kavitačních lamel (bílých závojů) a jejich opětnou přeměnu na světlou průhlednou záhnědu v důsledku průchodu hyperfrekvenčních akustických vln (ozvěn) při energiích prvních desítek GPa (Rajlich 2014)

skupenství (ztekucení), doprovázeny kavitací (tvorbou lamelovaných nebo také závojovaných křišťálů), vlněním na povrchu těles a únavovým lomem. Změna skupenství křemene (zkapalnění) byla také spojena se vznikem nových nerostných druhů tj. vedle křišťálu záhnědy a moriónu i růženínu. V úseku krystalizace zkapalněného křemene a kavitace se uchovávalo prvotní postavení strukturní mřížky (krystalografická orientace). Při dalším ozvučení s menší frekvencí se uplatnil významně zvukový únavový lom spolu s osamocenou regenerací původního křišťálu, záhnědy či růženínu a naposledy pouze únavový lom (zvuková mylonitizace; Rajlich 2014). Kavitační lamely obsahují i písecké beryly a patrně i živce durbachitů.
První dva nálezy diamantů byly popsány z třetihorních pyropových rozsypů, třetí nález (diamant 0,25 x 0,15 mm), ve štěrcích u potoka Granátky pod Kuzovem u Dřemčic; v Krušných horách v rulách u obce

Forchheim, na ložisku pyropů Vestřev, z oháreckých granulitů a z hadců v Plešovickém granulitu. Nálezy mikrodiamantů jsou zastoupeny jak svrchně a spodnokorovém prostředí, tak i v hornině ze zemského pláště.
Coesit uvádí Masson (2001) a Kotková & al. (2011). Vysokotlaká společenství nerostů se safirinem byla nalezena v izolovaných blocích (několik metrických centů) či nodulích (viz souhrn Rajlich 2007). Výběr důkazů dopadu meteoritu doplňují šokové granáty a apatity. Dalším mineralogickým dokladem kompresní fáze hloubení přechodné dutiny spolu s vytržením úlomků jsou například kelyfitové obruby drcených pyropů, například v hadcích křemžské kotliny.
V blízkosti nalezišť českých diamantů jsou nalézány ve třetihorní vulkanické brekcii také hexagonální krystaly moissanitu – karbidu křemičitého (SiC). Maximálně 2 mm velké, modravě zelené a zelenavě žluté hexagonálni tabulky byly vzácně nalézány v komínové sopečné brekcii na vrchu Ostrý u Starého a ve vulkanické brekcii vrchu Linhorka. Moissanit byl objeven i na sekundárních nalezištích v pyropových štěrcích u Chrášťan, Linhorky a Podsedic v Českém středohoří, kde tvoří až 2x1 mm velká šedočerná zrnka (Pauliš 2003). Nově byla dvě zrna moissanitu zjištěna ve šlichových vzorcích odebraných u Perštejna v Doupovských horách (Švestka 2002 in P. Pauliš 2003). Nález moissanitu z Linhorky přidává větší věrohodnost výskytům diamantů ze severních Čech, jejichž původ z důvodů zjištění pouze dvou krystalů bývá zpochybňován.
Nejzajímavější (inspirací pro rozsáhlejší výzkum) je opomíjený nález moissanitu v eklogitech z Hutí u Bechyně Udovkina & al. (1977). Byl zde nalezen v těžkém neelektrickém podílu eklogitového vzorku s hnědým amfibolem. Moissanit se zde nachází jako malé, nerovnoměrně zbarvené krystaly modrozelené barvy s charakteristickým diamantovým leskem. Spolu s modrozeleným se našly i šedivé moissanity. Udovkina & al. (1977) výskyt od Hutí porovnávají s eklogity z Kokčetavského masívu, kde byly později nalezeny také diamanty, a s almandinovými eklogity Polárního Uralu. Nález moissanitu od Hutí u Bechyně má stejný, ne-li větší význam pro doklad vysokoenergetického režimu než diamanty. Pro navrhované hloubky zanoření ca 200 km platí stejný princip jejich nemožnosti z důvodů neporušeného podložního Moho v hloubce 30 km stejně jako u diamantů z Forchheimu. Eklogit u Hutí je typickou lokalitou nálezů vysokotlakých nerostů v Českém kráteru, rozměr nepřesahuje 300 * 200m. Eklogit (součást kráterové brekcie), je uložen v malém bloku biotit-sillimanitických rul uvnitř Bechyňské ortoruly.

Zpevnění kráterové brekcie, sonochemické projevy pokračujícího ozvučení

Pronikání hojných aplitových (jemnozrnných světlých – leukokrátních žul; obr. 7) a pegmatitových žil podél kontaktů hornin bylo rovněž nejspíše podporováno ozvučením kráterové brekcie (Melosh 1983). Na vrub těchto žil patrně spadá zpevnění kráterové brekcie do pevné korové uzavřeniny (litosférické inkluze), která ovlivnila chování „Českého masívu“ při pozdějších horotvorných pochodech (Rajlich & al. 1996). Kromě výše uvedeného ozvučení křemene je dalším zřejmým důsledkem působení ultrazvuku i znemožnění dendritického růstu velkých krystalů, které bychom očekávali v pomaleji tuhnoucích až 40 m i více mocných žilách aplitů, které nalezneme na nespočetných místech Českého „masívu“ i v hustých rojích. Zmenšení zrna ultrazvukem je běžným technologickým postupem při odlévání ingotů. Dosahuje se rovněž technologicky lepší zrnitosti materiálu, tj. například kulovitý tvar zrn a menší pórovitost. Ultrazvuk buďto působí tím, že drobí pérovité krystaly dendritického růstu (Kubík 1956), nebo tím, že kavitace urychluje tvorbu zárodků (nukleaci) v tavenině kolem kavitačních kaveren. To je zřejmě důvod vzniku zvláštního typu, tzv. aplitické stavby světlých (leukokrátních) žul, složené z malých zrn křemene, živce +/- slíd, která nevytváří vlastní krystaly, ale podřizují se tvarem zrnům okolním (panallotriomorfní struktura; Dudek & al. 1962).
Vlivu ozvučení připisujeme i rozpuštění Al_2O_3 a krystalizaci sillimanitu, andaluzitu a kyanitu na kontaktech křemenných čoček následovaném biotitizací a muskovitizací hornin (vznik rul z břidlic a svorů z hornin bohatších K_2O).

Obr. 7 Příklad násilného průniku pneumatolytických roztoků a z nich formovavných pegmatitových a aplitových žil podél kontaktů a podél vnitřních puklin úlomků kráterové alochtonní brekcie. Skarnové těleso v lomu Vlastějovice.

Stáří dopadu

Starohorní usazeniny (proterozoikum), které kruhovitým tvarem vyplňují severní část původního kráteru, spolu se stářím detritických zirkonů z proterozoických usazenin dobříšské skupiny snesenými z oblasti moldanubika a se zirkony z paleozoických usazenin Linemann & al. (2004), Drost & al. (2004), dovozují stáří impaktu ca 2 miliardy let.

Stará kráterová stavba ovlivňuje rozmístění rudních ložisek

Obrysové stavby:

a) původního středového pahorku,
b) obvodu kráteru pevnostního limitu a
c) rozevřených ssv. – jjz. předkráterových zlomů, tj. hlavně Blanické brázdy,

byly místy s tvorbou nejhlouběji zasahujících zlomů. To se odrazilo i ve vzniku nejvýznamnějších hydrotermálních projevů v Českém masívu. Proto zde vznikla i nejvýznamnější rudní ložiska. Kontura středového pahorku (přechodné dutiny kráteru), obsahuje rudní ložiska: Jílové, Příbram, Kasejovice, Kometa u Albrechtic, Rudolfov, Jihlava, Havlíčkobrodsko a Kutná hora.
Obrys původního vnějšího kráteru sledují ložiska Krušných hor, Ralsko, Dolní Rožínka, Mo zrudnění u Nové Bystřice, Kašperské Hory, Tachovsko, Stříbro (obr. 86, Rajlich 1994). Vydatná ložisková oblast Krušných hor vděčí za své bohatství jednak poloze na okraji původního kráteru a dále vlivu permské tektoniky (zlomů), směřující od SZ k JV. Zlomy porušily v husté síti okraj zpevněné oblasti a dále nepokračovaly. Podél těchto zlomů pronikly permské porfyry a pneumatolytické roztoky (Sn ložiska). Obdobná tektonická situace se opakovala v senonu a ve svrchních třetihorách (fluoritová ložiska).

Závěr

Třetihorní vyzdvižení hor vyjevilo v rovině střední Evropy starou vícenásobnou prstencovitou jizvu v zemské kůře o průměru až 600 km, pozůstatek po dopadu velkého vesmírného tělesa v době před zhruba dvěma miliardami let. Zpevněná jizva (astroblém), se tak kromě geofyzikálních polí stále připomíná obnovováním původní zlomové stavby vícekruhovité meteoritické pánve. Z vnitřního kráteru o průměru ≈ 300 km zůstala zachována severní část dnes vyplněná starohorními (proterozoickými) usazeninami, přechodná dutina zahloubená až do zemského pláště (do hloubky ≈ 40 km), kráterová brekcie v erozivním řezu v hloubce ≈ 1 - 1,5 km, překrystalované pseudotachylitové brekciované žíly, mikrodiamanty, moissanit, šokové křemeny, šokově postižené beryly, živce a apatity a grafitizované naftové pásti. Zpevnění brekcie (cementaci) vykonaly v závěru kráterovacího pochodu jemnozrnné aplitické až pegmatitické žíly, sillimanit, kyanit, andalusit a biotit vzniklé z pneumatolytických roztoků. Významný podíl na plošně rozsáhlé a masívní fluidní fázi naznačuje účast kometárních látek (vody a dalších). Na následném zlomovém porušení různých směrů se podílelo ponejvíce kadomské, variské, permské a alpinské vrásnění. V permské události byla odťata větší jihozápadní část. Výsledkem je dnešní kopcovitý obrys původního středového pohoří asymetricky položený vůči prstenci hraničních hor. Rozmístění a velikost rudních ložisek ovlivnila hlavní měrou původní stavba kráteru.

Použitá literatura

Beránek, B., & al. 1978: Strukturní schéma povrchu Mohorovičićovy diskontinuity v oblasti Českého masívu podle seismických měření. Sborník konference Československá geológia a globálna tektonika, SAV Bratislava.

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 (Bohemia Massif, Czech Republic).- Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch), 93:742-757.

Dudek A., Fediuk F. & Palivcová M. 1962: Petrografické tabulky.- Nakladatelství Československé akademie věd, 303 s. Praha.

French B. 1998: Traces of Catastrophe.- LPI Contribution No. 954, pp. 1 – 120

Hrubcová P., Środa P., Špičák A., Guterch A., Grad M., Keller G. R., Brueckl E. & H. Thybo 2005: Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data.- JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, B11305, doi:10.1029/2004JB003080, 2005

KLOKOČNÍK J., KOSTELECKÝ J., NOVÁK P. & WAGNER C. A. (submitted):Detection of Earth impact craters aided by the detailed global gravitational model EGM 08.- *Journal of Geodesy*, 2009, under review

Kotková J., O'Brien P. J. & Ziemann M. A. 2011: Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma.- Geology; http://geology.gsapubs.org/content/39/7/667.abstract

Kubík S. 1956: Ultrazvuk a jeho technické použití.- Pokroky matematiky, fyziky a astronomie, Vol. 1 (1956), 3, 258 - 269.

Linnemann U., MCNAUGHTON N.J., ROMER R.L., GEHMLICH M., DROST K. & TONK C.. 2004: West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. - Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch.) 93, 683-705.

Machart, J. 1970: Budinované moldanubické horniny ze severozápadního okolí Bechyně.- Čas. mineral. geol., 15, 4, 369-382

Massonne H. J., 2001a: First find of coesite in the ultrahigh-pressure metamorphic area of the central Erzgebirge, Germany.- European Jour.of Mineralogy, 565-570.

Melosh, H. J. 1983: Acoustic fluidization.- Amer. Sci., 71, 158-165

Papagiannis M.,D. & El-Baze, F. 1989: Praha Basin.- Abstracts, 52nd Ann. Meet. Meteor. Soc., p.19, Vienna.

Pauliš P. 2003: Minerály České republiky.- Kuttna Kutná Hora.

Rajlich P., 1994: Circular and lozenge structure of the Bohemian Massif.- Jb. Geol. B.-A., 137, 4, 647-660.

Rajlich P., Beneš M. & Cobbold P., 1996: Wrenching of a continental lithosphere containing a circular resistant inclusion: Physical model experiments. – Jahrb. Geol. Bund. A 139 2, 215-232. Wien.

Rajlich P., Klokočník J. & Kostelecký J. 2009 : Zpřesněná stavba Českého impaktního kráteru podle podrobného celosvětového modelu gravitačního pole EGM 08.- Sbor. Jihočes. Muz., 49, 21 - 28.

Rajlich P. 2007: Český kráter.- Sborník Jihočeského muzea v Českých Budějovicích, v. 47, Supplementum, s. 1 - 114. české Budějovice.

Rajlich P. 2014: Vesmírná příhoda v Českém křemeni (a v Českém masívu).- 166s., GEOLOGIE. Praha.
Shand S. J. 1916: The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State) and its relation to 'trapshotten gneiss' and 'flinty crushrock', *Q. J. Geol. Soc.*, London, 72: 198-221.
Udovkina N.G., Dudek A. & Lang M. 1977: Eklogity češskovo massiva i metamorfičeskich tolšč SSSR.- Otdělnye ottiski, Akademija nauk SSSR, Institut geologii rudnych mestorožděnij, petrografii, miněralogii u geochimii, petrografičeskij komitět, 101-116. Izdatělstvo "Nauka", Moskva.