

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Marek Rosol

Mechanismy vývoje puklinových systémů v plášti cínoveckého granitu

Mechanisms of evolution of fracture patterns in the Cínovec granite host rocks

Bakalářská práce

Vedoucí práce/Školitel: Mgr. Filip Tomek, Ph.D.

Konzultant: RNDR. Jakub Trubač, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 29. 7. 2024

Český abstrakt

Předkládaná bakalářská práce pojednává o Sn-W-Li ložisku Cínovec (severozápadní část Českého Masívu), které je v současné době velmi diskutované kvůli intenzivní prospekci lithné slídy s potenciálem blízkého zahájení báňských prací a těžby. Rešeršní část práce nejprve stručně představuje koncepty toku a vmístění magmatu napříč transkrustálním magmatickým systémem. Dále se soustředím na geologický vývoj cínoveckého plutonu v rámci altenbersko-teplické kaldery s důrazem na samotný granitový pluton, jeho litologický popis a pravděpodobný mechanismus vzniku. Praktická část bakalářské práce je zaměřena na strukturní a minerální výzkum puklin teplického ryolitu v nejbližším okolí cínoveckého plutonu. Strukturní analýza ukázala 3 hlavní typy puklin: (1) severovýchod-jihozápadní, upadající k severozápadu; (2) severozápad-jihovýchodní upadající k jihozápadu; (3) subhorizontální upadající k západu, jihozápadu a západu. Tento puklinový systém interpretuji jako pukliny vzniklé během vmístění a chladnutí cínoveckého granitu, který umožnil cirkulaci hydrotermálních fluid spjatých s greisenizací granitu a okolní horniny.

Klíčová slova: cínovecký pluton; greisen; cinvaldit; puklina; vmístění magmatu

English abstract

The bachelor thesis deals with the Sn-W-Li deposit at Cínovec (northwestern Bohemian Massif), which is currently much discussed due to the intense prospection of lithium mica with the potential of near-future mining. The literature research part of the thesis first briefly introduces the concepts of magma flow and emplacement across the transcrustal magmatic system. Next, I focus on the geological evolution of the Cínovec pluton within the Altenberg-Teplice caldera, with emphasis on the granite pluton, its lithological description and mechanism of formation. The practical part of the bachelor thesis aims on the structural and mineral investigation of the fractures of the Teplice rhyolite in the immediate vicinity of the Cínovec pluton. The structural analysis showed 3 main types of joints: (1) northeast-southwest striking, dipping to the northwest; (2) northwest-southeast striking, dipping to the southwest; (3) subhorizontal, dipping to the west, southwest and west. I interpret this joint system as having formed during emplacement and cooling of the Cínovec granite, which allowed circulation of hydrothermal fluids associated with greisenization of the granite and surrounding rock.

Keywords: Cínovec pluton; greisen; cinvaldite; joint; magma emplacement

Poděkování

Rád bych tímto textem poděkoval všem, kteří mi pomáhala během psaní této bakalářské práce. Jmenovitě bych rád poděkoval Mgr. Petru Vitoušovi za poskytnutí přístupu do jeho osobních sbírek vzorků teplického ryolitu a jejich popsání. Dále bych rád poděkoval doc. RNDr. Jakubu Trubačovi, Ph.D. za provedení XRD odebraných vzorků a velmi cenných rad v terénu. Prof. RNDr. Jiřímu Žákovi, Ph.D. za poskytnutí originálu fotografie a upřesnění lokality do bakalářské práce. Největší poděkování patří mému vedoucímu práce a to Mgr. Filipu Tomkovi, Ph.D., za neuvěřitelnou nápomoc, trpělivost, ochotu a lidský přístup, který se mnou měl během psaní této bakalářské práce.

Obsah

1. Úvod	6
2. Transkrustální magmatický systém a magmatické kaše	7
3. Mechanismy výstupu a umístění magmatu v zemské kůře	8
3.1. Transport magmatu	8
3.1.1. Diapirismus	8
3.1.2. Žíly	9
3.2. Mechanismy umístění magmatu	11
3.2.1. Ballooning	11
3.2.2. Magmatic stoping	12
3.2.3. Lakolit	13
3.2.4. Lopolit	13
3.2.5. Kauldronová subsidence	14
4. Puklinové systémy v granitoidních plutonech a okolních horninách	14
5. Geologie studované oblasti	16
5.1. Altenbersko-teplická kaldera	16
5.2. Cínovecký pluton	17
5.3. Lithné ložisko a plánovaná těžba	20
6. Metodika sběru terénních dat	20
7. Výsledky	21
8. Diskuze a závěr	24
Seznam použité literatury	25

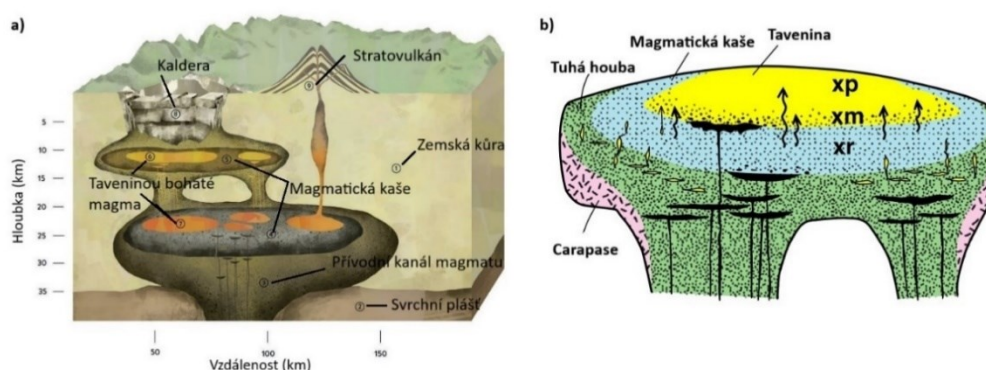
1. Úvod

V době, kdy Evropa stále zažívá energetickou krizi, mají čisté, nízkouhlíkové a obnovitelné zdroje energie stále větší význam pro hospodářství, udržitelnost a společnost. Jedním z problémů alternativních a nestálých zdrojů čisté energie její krátkodobé ukládání. Zatím nejrozšířenější formou jsou baterie na bázi lithia, avšak samotné lithium je velmi vzácný prvek s poměrně omezenými možnostmi těžby (Shekhar et al. 2022). Jedním z velkých ložisek lithia, které představuje zhruba 3 % světových zásob, je greisenový typ Sn-W-Li ložiska Cínovec na pomezí České republiky a Německa (Kesler et al. 2012; Howell et al. 2020). Hlavním zdrojem lithia je zde lithná slída cinvaldit obsažená v greisenitickém granitu (greisenu; např. Breiter et al. 2017a, 2017b). Ten je produktem albitizace způsobené hydrotermální alterací, která doprovázela vmístění, chladnutí a tuhnutí cínoveckého plutonu v pozdní fázi variské orogeneze. Na obou stranách hranice probíhá v současnosti intenzivní prospekce a do blízké budoucnosti se počítá se zahájením báňských prací a těžbou. Na české straně ložiska Cínovec je v plánu otevření vstupních šachet na jižním svahu Krušných hor, skrz okolní plášťovou horninu plutonu, teplický ryolit (Breiter et al. 2001; Casas-García et al. 2019; Vitouš et al. 2022). Hlavním cílem této bakalářské práce je strukturní analýza křehké deformace teplického ryolitu v těsném okolí cínoveckého granitu. Detailní charakterizace systému puklin v různých litostratigrafických členech teplického ryolitu by mohla potenciálně přispět k plánování směru ražení štol s možnými implikacemi pro zabezpečení ražby a práce v nově založených štolách.

2. Transkrustální magmatický systém a magmatické kaše

Současný pohled na chování sopek a mělkých magmatických intruzí závisí na fungování podložního transkrustálního magmatického systému, někde označovaného jako tzv. „*magma plumbing system*“ (Obr. 1a; Bachmann a Huber 2016). Extrakce a segregace mobilního magmatu je řízena přísunem tepla v podobě intruze horkého mafického magmatu, které se do systému dostane skrze parciální tavení svrchního pláště, kůry a mísením takto odvozených magmat (Cooper et al. 2017; Szymanowski et al. 2017). Tok a mobilita magmatu je ovlivněna jeho reologií, která vychází z teploty, tlaku a chemického složení a je výrazně závislá na objemu krystalů v tavenině. Při nízkém objemu krystalů v magmatu se její chování mění na newtonskou kapalinu (Marsh 1981; Petford 2003). V závislosti na objemovém množství krystalů v tavenině ji lze rozdělit do vícero domén, seřazených podle stoupajícího zastoupení krystalů v tavenině (Obr. 1b; Hildreth, 2004).

Transkrustální magmatický systém zahrnuje koncept vzájemně propojených magmatických kanálů a komor (kapes), které jsou tvořené mobilním magmatem chudým na krystaly (max. 15 % krystalů). Tyto komory jsou obklopeny imobilní krystalovou kaší, s větší proporcí krystalů (do 55 % krystalů), tuhou magmatickou houbou (nad 55 % krystalů) a utuhnutým krunýřem (100 % krystalů). Pouze magma chudé na krystaly (dále používán pojem tavenina pro zjednodušení) představuje mobilní část transkrustálního magmatického systému. Tato tavenina se v různých korových úrovních akumuluje a transportuje do mělkých partií zemské kůry, kde reprezentuje zdroj sopečných erupcí (Obr. 1b; Hildreth 2004).



Obrázek 1 a) Schéma ilustrující rozsah a fáze v transkrustálním magmatickém systému; upraveno podle Bachmann a Huber (2016). **b)** Obrázek ukazující kašovitý model taveniny. Obsah krystalů je reprezentován znaky: xp = tavenina chudá na krystaly (0–5 %), xm = střední obsah krystalů (5–15 %), xr = tavenina bohatá na krystaly (15–55 %). Při vyšším obsahu krystalů se z kaše stává tzv. tuhá houba (rigid sponge). Okraj systému pak lemuje pevná magmatická hornina se 100 % krystalů (krunýř, carapase); upraveno podle Hildreth (2004).

3. Mechanismy výstupu a vmístění magmatu v zemské kůře

Tok magmatu v zemské kůře můžeme rozlišit na procesy transportu (laterální tok, nebo vertikální výstup) a mechanismy vmístění, které vytvářejí finální prostor pro uložení magmatu před utuhnutím (Paterson a Fowler 1993; Paterson a Vernon 1995; Paterson et al. 1996; Clemens 1998; Cruden a Weinberg 2018). Zatímco některé mechanismy vmístění zvětší mocnost kůry, například povrchovým zdvihem, nebo snížením hranice mezi kůrou a pláštěm, u jiných dochází k výměně magmatu a okolní horniny, tzv. procesy transferu materiálu, bez změny mocnosti kůry. V následujících podkapitolách jsou tyto základní procesy rozděleny podle toho, v jaké operují hloubce zemské kůry s čímž souvisí její chování (duktilní/křehké). Procesy jsou rozděleny v kapitolách na mechanismy transportu/výstupu a vmístění, ve kterých jsou pak seřazeny od nejhlubšího po nejmělkčí.

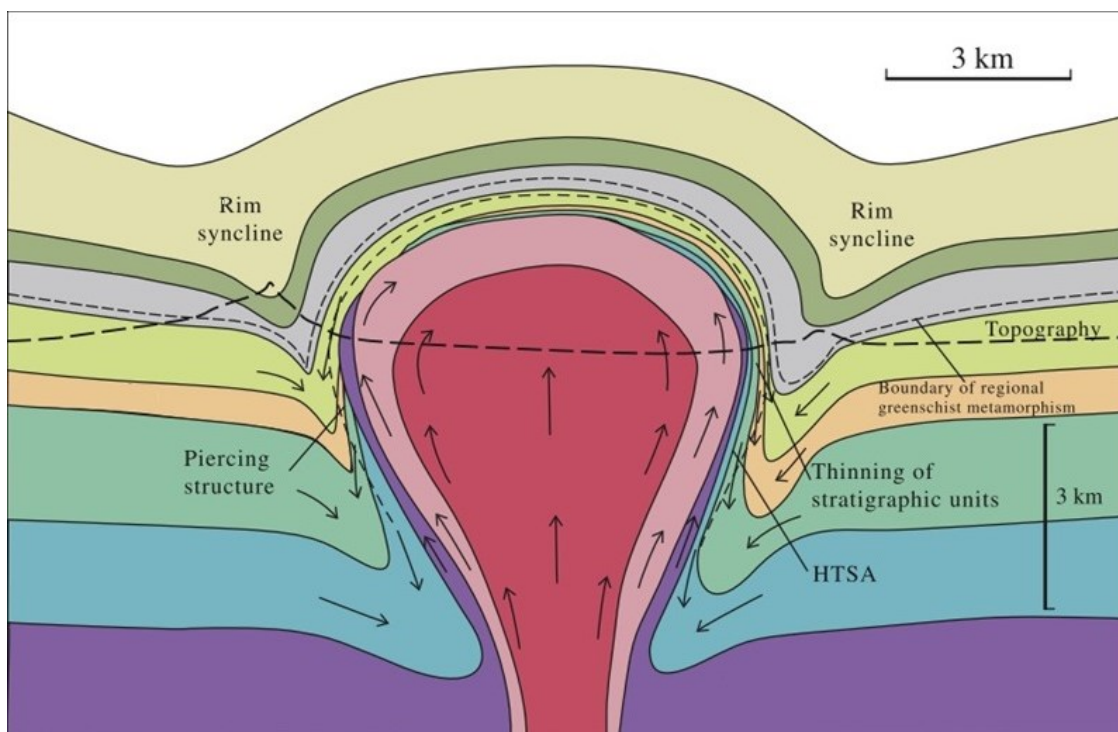
3.1. Transport magmatu

Pohyb magmatu z místa extrakce a segregace rozdělujeme na dva fenomény. Diapirický výstup je dominantní procesem v duktilní spodní až střední kůře, kdežto výstup ve formě žilných kanálů je preferován ve střední až svrchní kůře (Rubin 1993). Přejít mezi těmito procesy se někdy označuje jako hybrid mezi žílou a diapirem. Nutno ovšem dodat, že většina magmatu tuhne uvnitř transkrustálního systému a pouze malý objem magmatu se dostane pod zemský povrch v podobě mělkých magmatických intruzí, nebo eruptuje na povrchu (Bachmann a Huber 2016; Sparks a Cashman 2017).

3.1.1. Diapirismus

Od poloviny 40. let 20. století je jeden z nejvíce populárních mechanismů k vysvětlení vzestupu a vmístění magmatu v duktilní části zemské kůry diapirismus (např. Berner et al., 1972). Koncept diapirismu spočívá v kontrastu hustoty magmatu a okolní, tzv. hostitelské horniny („*host rock*“), kdy magma s nižší hustotou má pozitivní vztakovou sílu a razí si cestu směrem k povrchu (Obr. 2). Oproti tomu dochází k plastické deformaci těžšího materiálu hostitelské horniny, která teče opačným směrem a kompenzuje výměnu materiálu (Cruden 1988; Cruden 1998; Cruden a Weinberg 2018). Jakmile magma v této podobě dosáhne hranice mezi duktilní a křehkou částí zemské kůry má tendenci se zastavit, jelikož síly, které jsou odpovědné za pohyb magmatu nejsou dostatečné k rozbití křehké kůry (Vigneresse 1995). V případě, že pokračuje přísun magmatu, dochází k laterální expanzi diapiru, která je kompenzovaná duktilním zkrácením okolní horniny. V tomto případě se již jedná o proces vmístění magmatu ve

formě tzv. „ballooningu“. (viz. kapitola 3.2.1.) Alternativně pak magma propaguje zemskou kůrou skrz hybridní žilné diapiry v křehce-duktilní kůře a dále jako žilné kanály v křehké kůře (Acocella 2021).

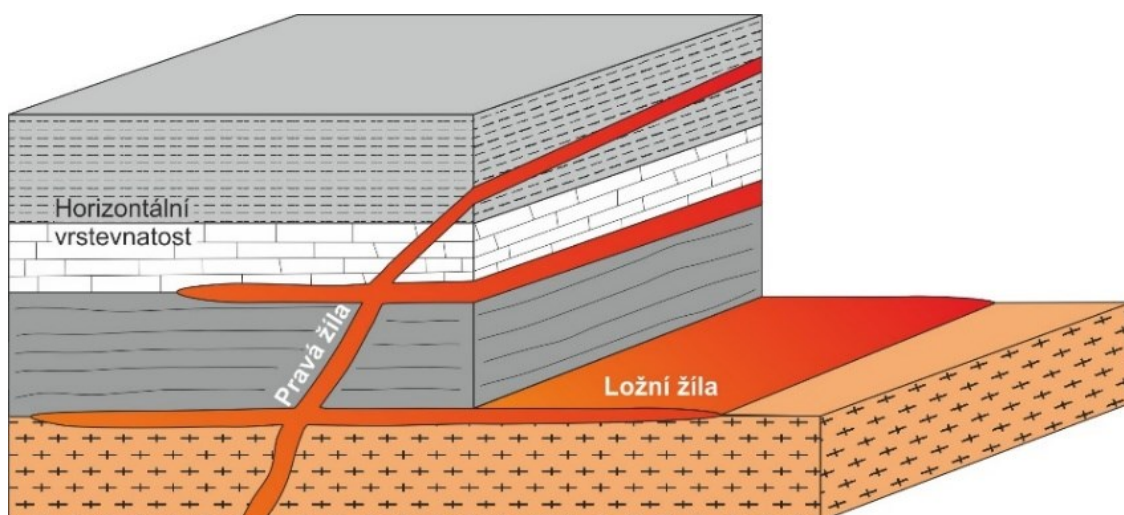


Obrázek 2 Schéma diapiru v zemské kůře. Červená/růžová barva zastupuje magma, ostatní barvy různé vrstvy okolní horniny; upraveno podle He et al. (2009).

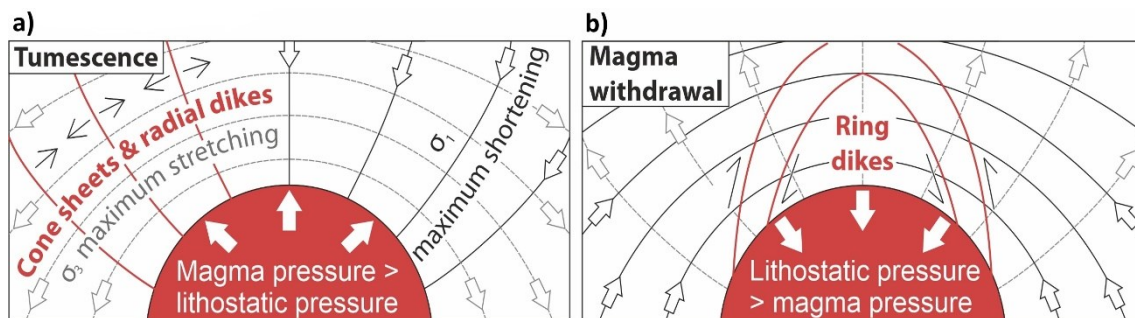
3.1.2. Žíly

Žíly, deskovité magmatické kanály s vysokým poměrem mezi relativně velkým plošným rozsahem a malou mocností, dělíme na dva hlavní typy. Prvním z nich je pravá žíla, která se dá definovat jako průnik magmatu, které pod velkým úhlem prostupuje skrze okolní horninu (Emerman a Marrett 1990). Tento typ žíly je tedy diskordantní k mechanické anizotropii okolní horniny. (Obr. 3). Druhým typem je pak ložní žíla, která je na rozdíl od žíly pravé vůči hostitelské hornině konkordantní (Obr. 3). V moderní anglické literatuře se pak rozdělují pojmy „dike“ a „sill“, kde první termín souhrnně označuje strmě uložené až vertikální žíly, které transportují magma od zdroje k finálnímu umístění nebo erupci. Druhý pojem se pak používá pro žíly se (sub)horizontálním průběhem (Gudmudsson 2006; Mathieu et al. 2008) a v tomto případě se již jedná o místa finálního umístění, které mohou dále růst do podoby lakolitů, lopolitů, nebo větších magmatických intruzí mělko pod zemským povrchem (viz. kapitola 3.2.).

Vznik křehkých puklin je řízen hydraulickou frakturací v důsledku přetlaku magmatu a fluid. Tento jev je způsoben tenzním napětím, které překoná pevnost horniny. Pukliny pak následně mohou sloužit jako prostor pro pohyb magmatu a fluid (Spence a Turcotte 1990). Existuje několik geometrií magmatických žil, které jsou řízeny lokálním napětím v okolí zdroje magmatu, magmatického krbu, často ovlivněné regionálně tektonickou deformací a/nebo pre-existujícími strukturními a reologickými nehomogenitami v zemské kůře (Pollard 1973; Galland et al. 2015). Geometrie magmatických žil lze obecně rozdělit na několik typů: paralelní žilné roje, radiální žilné roje, kruhové žíly a kuželové žíly (Anderson 1937; Phillips 1974; Galland et al. 2014; Gudmundsson et al. 2018). Zatímco paralelní žilné roje vznikají kolmo na směr horizontálního roztažení v extenzním režimu, zbylé mechanismy reagují na napětí generované přetlakem nebo pod tlakem v magmatickém krbu. Pokud je mělký magmatický krb dotován novým magmatem a tím pádem je tlak magmatu vyšší než litostatický tlak, dochází k maximálnímu protažení ve směru paralelním s okrajem krbu (Anderson 1937). To má za následek otevírání kuželovitých a radiálních fraktur (Obr 4a). Těmito puklinami pak mohou proudit fluida a magma, které vyplní daný prostor a dají vzniku nové žíle. Kruhové žíly vznikají naopak během poklesu tlaku v magmatickém krbu. V takovémto případě dojde k otočení hlavních směrů napětí v okolí magmatického krbu a litostatický tlak dominuje nad magmatickým. Výsledným jevem je pak otvírání kruhových puklin a jejich vyplnění magmatem (Obr 4b).



Obrázek 3 Skica ukazující strmě uloženou pravou žílu, diskordantní k vrstevnatosti („dike“) a horizontální průběh ložních žil konkordantních k vrstevnatosti („sill“).



Obrázek 4 Konceptuální model distribuce hlavních os napětí v okolí magmatického krbu s vyznačeným průběhem kuželových („*cone sheets*“), radiálních („*radial dikes*“) a kruhových žil („*ring dikes*“). **a)** Příklad růstu magmatického krbu, kde přetlak u magmatu překoná litostatický tlak. **b)** Po vyčerpání magmatického krbu je naopak litostatický tlak vyšší; upraveno podle Anderson (1937).

3.2. Mechanismy vmístění magmatu

3.2.1. *Ballooning*

Jako „*ballooning*“ se dá volně označit finální fáze diapirismu, při kterém dochází k extenzi zastaveného diapiru na hranici duktilní a křehké kůry. Podle Paterson a Vernon (1995) je radiální expanze magmatického tělesa diapiru výsledkem neustálého přísunu nové taveniny skrze přívodní žílu či kořene diapiru. V důsledku toho dochází k plastické deformaci krystalizující vnější části magmatického tělesa a okolní horniny, která je prohřátá teplem magmatické intruze (Obr. 5).

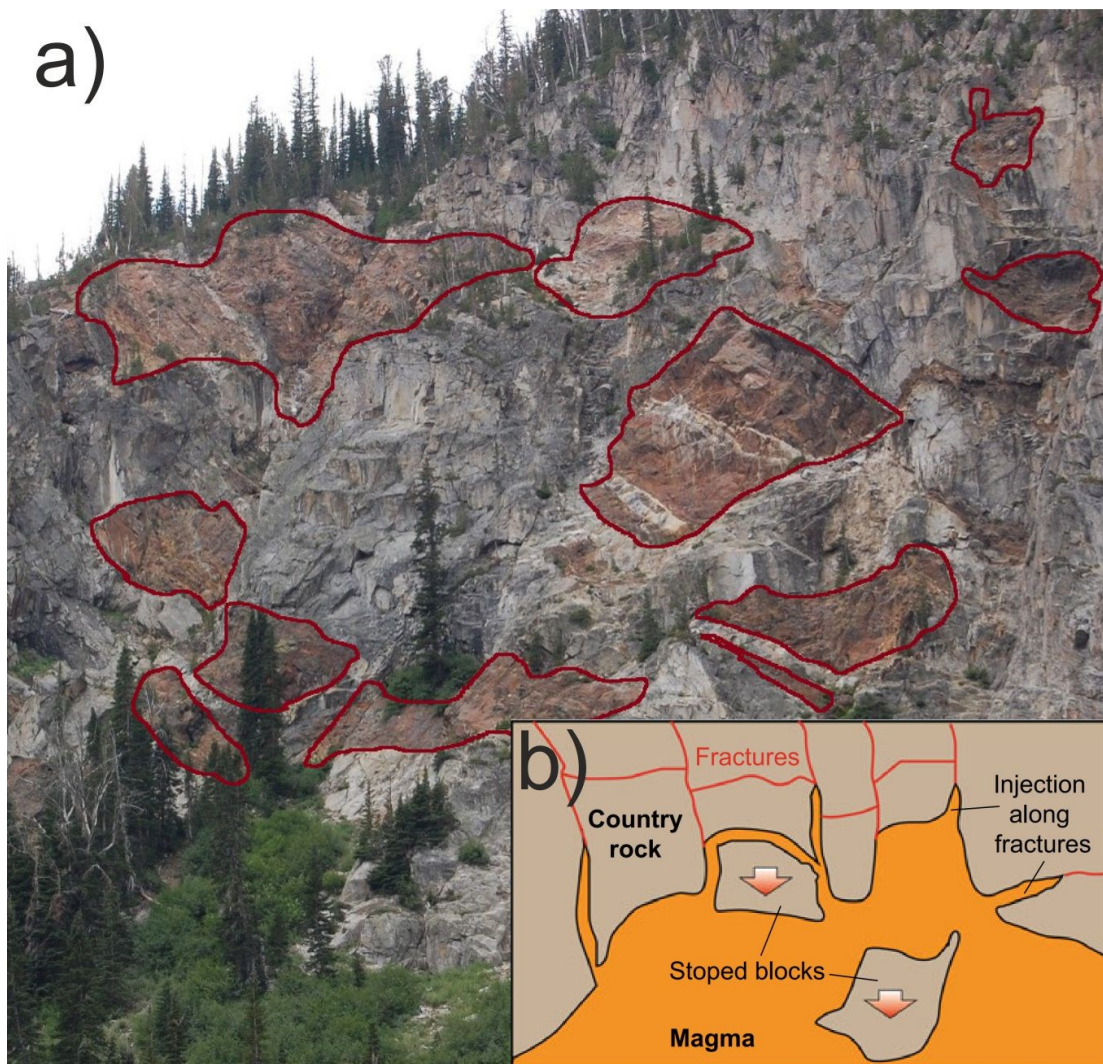


Obrázek 5

Skica geologického řezu „nafukujícího se“ diapiru s deformačními elipsami a různým relativním stářím magmatických pulzů (červená – nejstarší, žlutá – nejmladší). Černé linie představují předpokládané orientace magmatických staveb s izotropní stavbou v nejmladším pulzu po intenzivně vyvinutou subsolidovou stavbou v nejstarším pulzu; upraveno podle Pitcher (1993), bez měřítko.

3.2.2. Magmatic stoping

„Magmatic stoping“ (volně přeloženo jako magmatický stoping) je fenomén při kterém roztavené magma stoupá zemskou kůrou a po cestě deformuje okolní neroztavené (hostitelské) horniny vlivem velkých teplotních šoků. To vede k frakturaci a oddělení bloků hornin podél tenzních puklin. Tyto oddělené bloky („stoped blocks“), mají vyšší hustotu, než magma a pohybují se tedy magmatickým krbem směrem dolů (Obr. 6). Tento proces vytváří nový prostor pro taveninu, která pak může stoupat dále vzhůru (Daly 1903; Furlong a Myers 1985). Magmatický stoping je nejvíce zastoupen v křehké kůře, a to především díky velkým teplotním gradientům mezi horninami studené svrchní kůry a horkým pronikajícím magmatem (Žák et al. 2006).



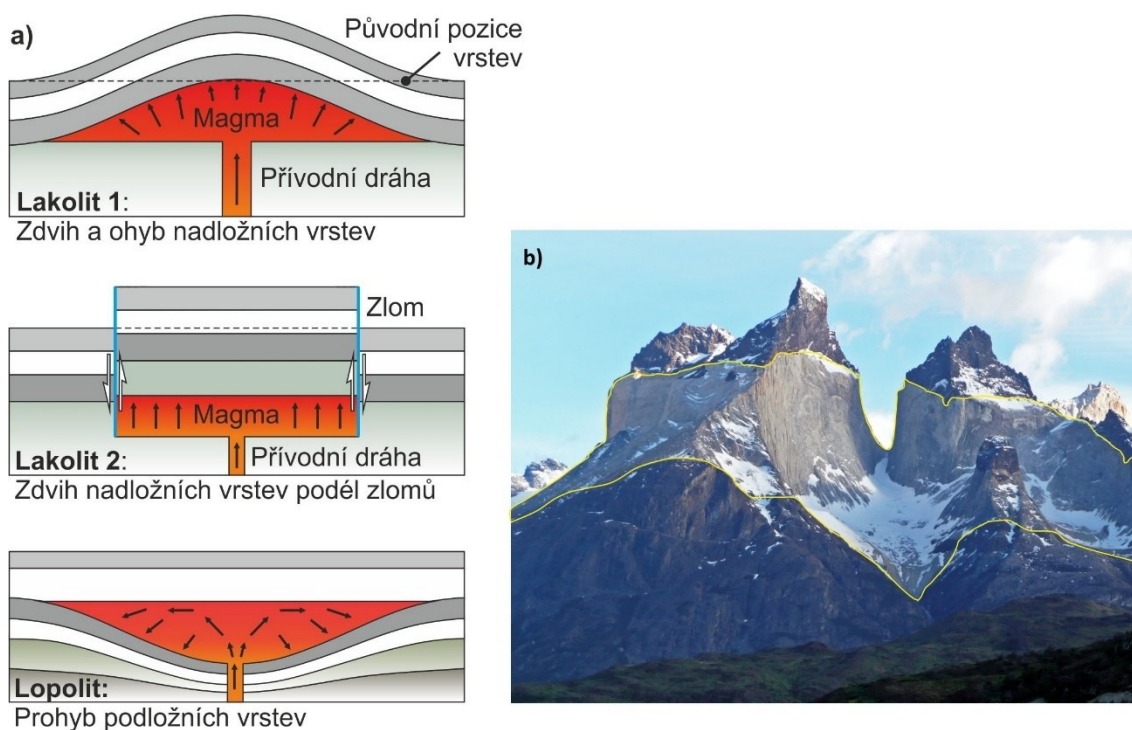
Obrázek 6 a) Odkryté bloky okolní horniny (červeně zvýrazněno) uvnitř granitového tělesa. K oddělení bloků ze stropu magmatického krbu došlo v magmatickém stavu. Pohoří Sierra Nevada, Kalifornie. Fotografie prof. Jiřího Žáka se svolením k reprodukci. **b)** Skica znázorňující mechanismus magmatického stopingu, kde se bloky horniny na vrcholu magmatické intruze „lámou“ a následně klesají taveninou; upraveno podle Acocella (2021).

3.2.3. Lakolit

Lakolit je konkordantní, často čočkovitá, magmatická intruze vyznačující se nahoru klenutým stropem a v ideálním případě s rovnou podložní základnou (Obr. 7a, 7b), která se ovšem v mnoha případech může vlivem hmotnosti injektovaného magmatu deformovat (Corry 1988). Přírodním kanálem tohoto tělesa je strmě ukloněná nebo vertikální (pravá) žíla, která se zastaví na (sub)-horizontálním rozhraní (např. sedimentární vrstevnatost), podle kterého intruduje ve formě ložní žíly (Roman-Berdiel et al. 1995). Přítok dalšího magmatu pak způsobí přetlak v ložní žíle, která se začne nafukovat směrem nahoru ve formě čočkovité intruze, nebo je její tvar ovlivněn zlomy, akomodující zdvih nadložních vrstev (Obr. 7a).

3.2.4. Lopolit

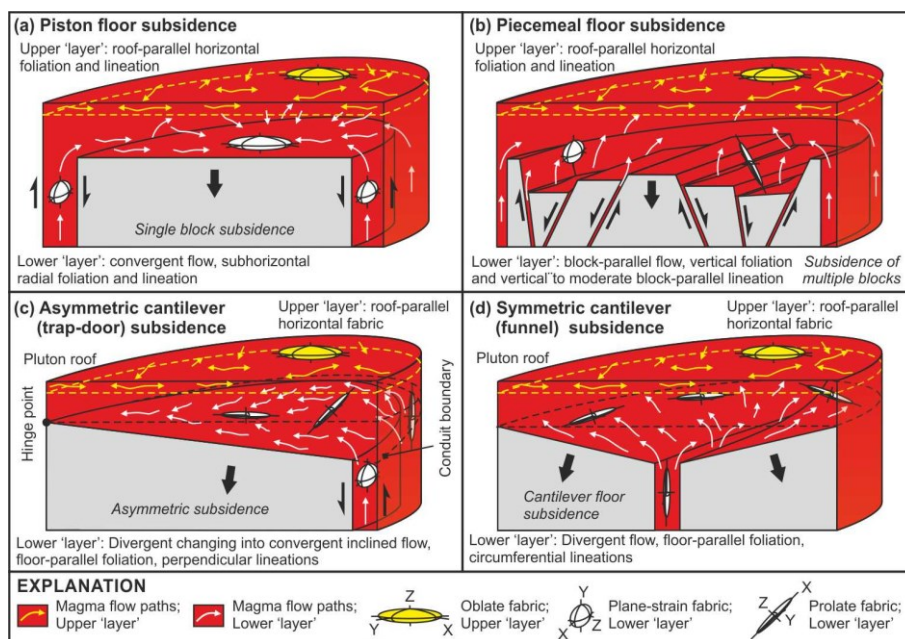
Lopolit je podobně jako lakolit konkordantním typem plutonu pronikající do nadloží. Stejně jako lakolit má čočkovitý tvar, na rozdíl od něj je však jeho vymezení s nadložím rovného charakteru a jeho spodní část je prohnutá (Obr. 7a). Oproti lakolitu může být opačná geometrie lopolitu výsledkem prohýbání podloží v důsledku váhy intruze, nebo vyčerpání podložního magmatického krbu (Cruden 1998).



Obrázek 7 a) Ilustrativní modely lakolitů a lopolitu s přivodním kanálem ve svrchní kůře s původně horizontální vrstevnatostí. **b)** Lakolit (zvýrazněn žlutou čarou) v národním parku Torres del Paine, Chile; upraveno podle fotografie James St. John se svolením k reprodukci.

3.2.5. Kauldronová subsidence

Jako kauldronovou podzemní subsidenci označujeme proces transferu materiálu velkého měřítka (na rozdíl od stopingu), kde jeden nebo více velkých bloků poklesává do vyčerpaného magmatického rezervoáru a vytváří místo pro tabulární pluton (Myers 1975; Tomek et al. 2014). Magma proudí nahoru skrz kruhovou žílu, nebo centrální přívodní dráhu (Obr. 8). Tento proces je podobný kolapsu kalder, s tím rozdílem, že se deformace neprojevuje na povrchu (Smith a Bailey 1968).



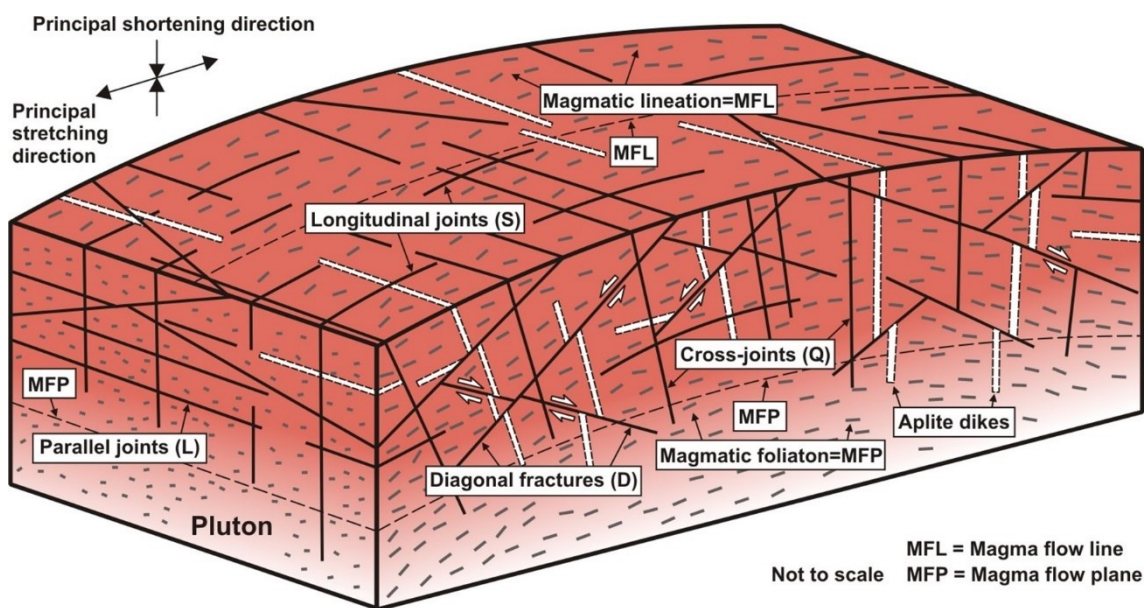
Obrázek 8
Různé geometrie kauldronové subsidence (Tomek et al. 2014).

4. Puklinové systémy v granitoidních plutonech a okolních horninách

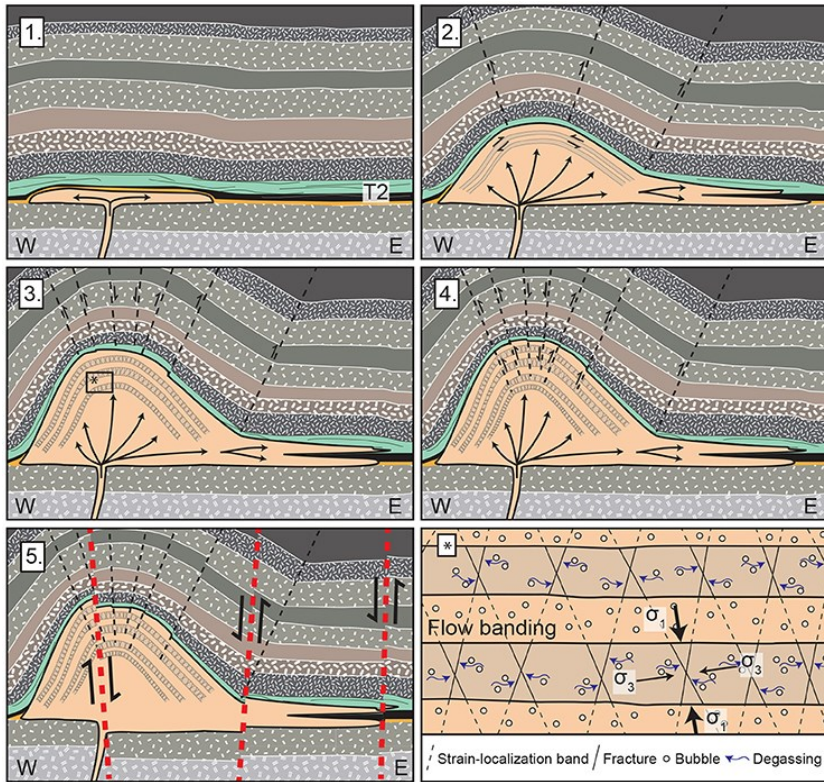
Deformace související s mělkými magmatickými intruzemi jsou příčinou vzniku často složitých a konjugovaných systémů tenzických a střížných puklin. Během krystalizace a chladnutí mělkých granitových těles dochází k termální kontrakci a vzniku primárních fraktur, původně definované Hansem Cloosem jako ortogonální systém S, Q, L a D puklin (Obr. 9; Cloos 1925; Balk 1937). Další typy sekundárních puklin zahrnují pukliny vzniklé v důsledku hydraulické frakturace a přetlaku hydrotermálních fluid nebo v důsledku exhumace granitového plutonu (Segall a Pollard 1983; Bergbauer a Martel 1999; Žák et al. 2009). Vmístění velmi mělkých granitových intruzí také vyvolává křehkou frakturaci okolních, hlavně nadložních hornin. V případě lakolitů se jedná o konjugované systémy mělce až strmě uložených poklesových a násunových puklin a zlomů, které akomodují zdvih nadložní horniny a tvorbu prostoru pro magma (Corry 1988; Stevenson et al. 2007;

Morgan et al. 2008). V případě kauldronové subsidence řídí strmé až vertikální zlomy pokles dna plutonu, což také vytváří prostor pro umístění magmatu (Tomek et al. 2014; Rhodes et al. 2024). Z nedávných výzkumů mělkých magmatických intruzí na Islandu dále vyplývá, že frakturace granitu a okolní horniny je spíše kontinuální proces a může se vyvíjet během celé historie granitového tělesa od raných fází růstu až po finální tuhnutí a krystalizaci (Obr. 10; Mattsson et al. 2018). Navíc může být orientace puklinových systémů v granitových plutonech i v okolních horninách ovlivněna regionální deformací či pre-existujícími korovými strukturami v okolní hornině (Mattsson et al. 2020).

Pukliny uvnitř a v okolí mělkých intruzí mohou sloužit jako přírodní dráhy magmatu nebo různě temperovaných mineralizovaných fluid. Tato fluida představují produkty hydrotermálních systémů spojených s vysokým tepelným tokem v okolí aktivních nebo chladnoucích magmatických krbů (Norton 1984; Fairley 2009). Interakce mezi migrujícími fluidy v hydrotermálním systému a horninovým prostředím proměňuje primární minerály a vede k jejich transformaci (nejčastěji metasomatózou) na sekundární minerál (Xu a Pruess 2001). Takovýto jev se popisuje jako hydrotermální alterace a vede ke tvorbě rudních ložisek (např. výskyt greisenů v oblasti Cínovec).



Obrázek 9 Trojrozměrný model granitového plutonu ukazující klasický koncept genetických vztahů mezi systémem S, Q, L, D puklin a magmatickou foliací a lineací, které představují plochy a linie toku magmatu; upraveno podle Cloos (1925) a Balk (1937).



Obrázek 10
Schematický obrázek vývoje kyselého intruze s důrazem na vznik puklinového systému v okolní hornině a uvnitř lakolitu ovlivněného regionálními zlomy a extenzní tektonikou (Mattsson et al., 2018).

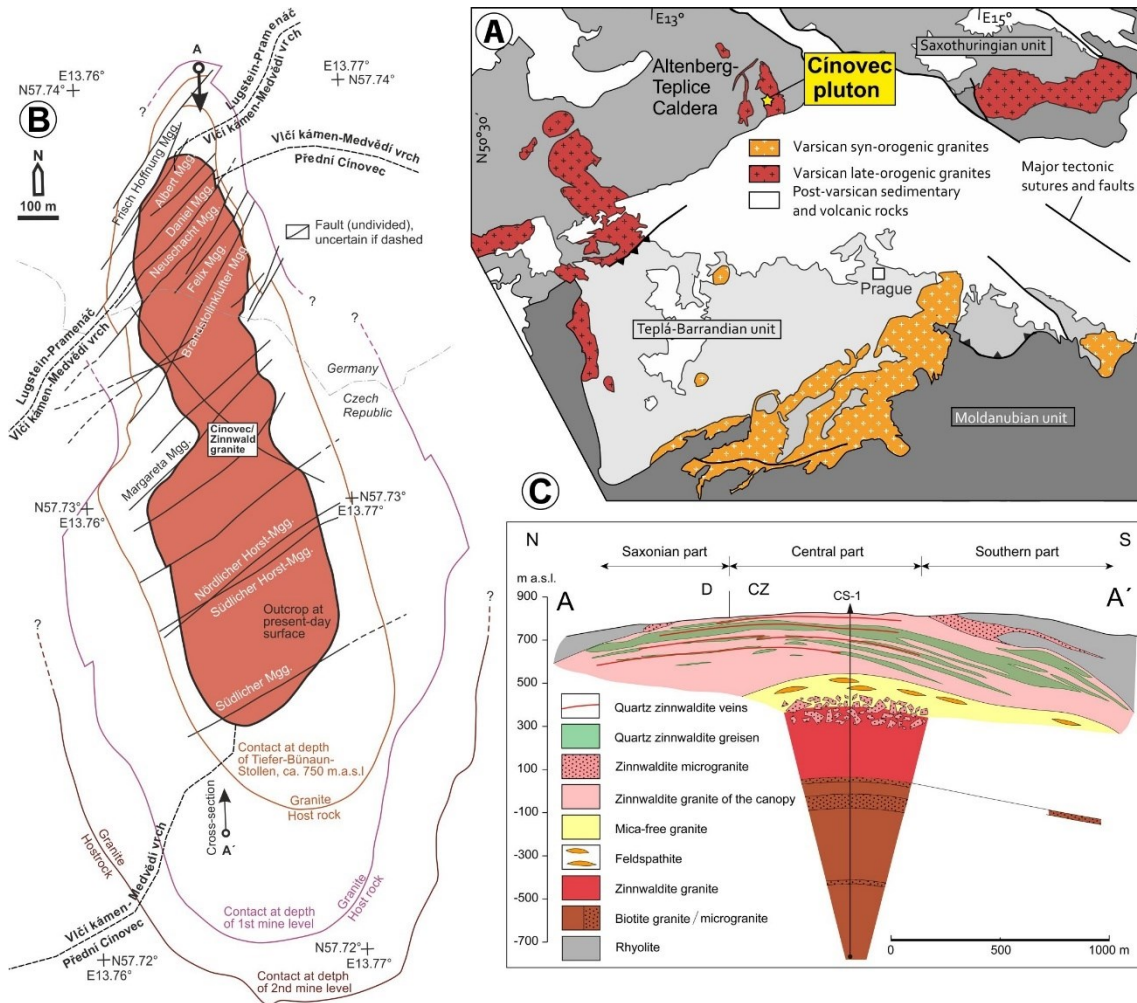
5. Geologie studované oblasti

5.1. Altenbersko-teplická kaldera

Zájmová oblast bakalářské práce, cínovecký pluton, se nachází v severozápadní části Českého masivu, konkrétně v sudetské části jednotky saxothuringika v Krušných horách (Obr. 11a). Z geologického hlediska náleží cínovecký pluton k pozdně karbonské altenbersko-teplické kaldeře, která se formovala během pozdní fáze variské orogeneze (Mlčoch a Skácelová 2010; Casas-García et al. 2019; Tichomirowa et al. 2022; Tomek et al. 2022). Jednotlivé intruzivní a extruzivní jednotky kaldery jsou datovány v rozsahu od cca 325 Ma po 312 Ma (Tomek et al. 2022). Hlavní vrchol vývoje kaldery však nastal před cca 314–313 Ma, kdy došlo k hlavním kalderotvorným erupcím. Během těchto erupcí se uložila mocná sekvence intra-kalderových ignimbitů, tzv. těleso teplického ryolitu (Casas-García et al. 2019; Tichomirowa et al. 2022; Vitouš et al. 2022).

Teplický ryolit se skládá z 9 litostratigrafických členů, které vznikly během 3 fází erupce (Breiter et al. 2001; Gnojek et al. 2018; Casas-García et al. 2019). Vývoj kaldery byl ukončen intruzí kruhové žíly, tvořené porfyrickým mikrogranitem (Tomek et al. 2019) a mělkých granitových plutonů spojených se Sn-W-Li mineralizací (Breiter et al. 2012; Štemprok 2016; Leopardi et al. 2024b). Nejnovější výzkumy ukazují, že tyto

intruze následovaly v krátkém časovém intervalu po kolapsu kaldery. Jedna z intruzí byla nedávno datována na 313.1 ± 0.5 Ma (Leopardi et al. 2024a).



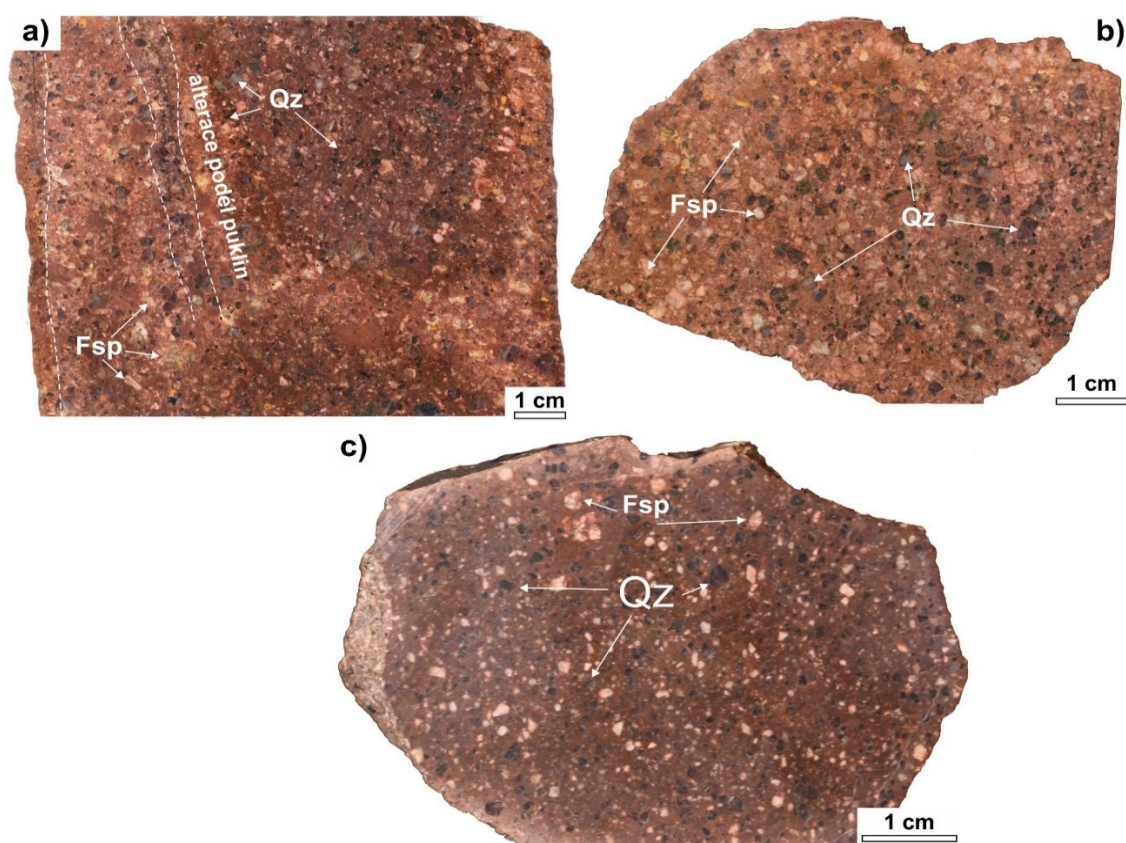
Obrázek 11 a) Zjednodušená skica severozápadní a centrální části Českého masivu s vyznačenou altenbersko-teplickou kalderou a cínoveckým plutonem; upraveno podle Cháb et al. (2007). **b)** Mapa zobrazující cínovecký pluton a intruzivní kontakt s jednotlivými faciemi teplického ryolitu v současném erozním řezu, spolu s intruzivním kontaktem na jednotlivých hloubkových patrech dolu (750, 640 a 550 m.n.m.); upraveno podle Martin a Sennewald (2014). **c)** Geologický řez cínoveckého plutonu na základě vrtu CS-1 ukazující hloubkovou zonálnost granitu; upraveno podle Breiter et al. (2017a). Subhorizontální křemenná a cinvalditická tělesa a žíly (Flötzen) upadají na severní části tělesa zhruba k sever a na jižní části k jihu.

5.2. Cínovecký pluton

Studovaný cínovecký pluton spadá do nejmladšího vývoje altenbersko-teplické kaldery. Jeho okolní hostitelskou horninu tvoří tři relativně nejmladší členy teplického ryolitu, konkrétně Lugstein-Pramenáč, Vlčí kámen-Medvědí vrch a Přední Cínovec (Obr. 11b). Jedná se o spečené ryolitové ignimbry s eutaxitickou základní hmotou bohaté na fenokrysty křemene a plagioklasu (Obr. 12; Casas-García et al. 2019; Vitouš et al. 2022). Cínovecký pluton se nachází v centrální části kaldery, na hranici mezi Německem a

Českou republikou. Za pomoci dat z vrtu CS-1 z roku 1961 o hloubce 1597 m lze určit strukturní zonálnost pater cínoveckého granitu v závislosti na jeho textuře, barvě a minerálním a chemickém složení (Obr. 11c; Chlupáčová a Štemprok 1965; Štemprok 1965; Breiter a Škoda 2012; Johan et al. 2012; Štemprok 2016).

Cínovecký pluton, A-typ granitu, je mírně peraluminický, obohacený o prvky F, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, W, Sc, U a chudý na P, Mg, Ti, Sr, Ba. Zjednodušeně lze cínovecký pluton rozdělit na svrchní a spodní část, které pravděpodobně představují dvě samostatná intruzivní tělesa (Breiter et al. 2017a). Jejich hranice vede v hloubce vrtu cca 730–750 m (Štemprok 2016). Svrchní a relativně mladší část je dominantně tvořena jemnozrnným až střednězrnným lepidolit-albitickým granitem, který postupně přechází v cinvalditický granit s rozsáhlými doménami greisenitického granitu a křemen-greisenovými žilami (Obr. 11c). Míra greisenizace klesá s hloubkou. Ve spodní části je dominantní litologií středně zrnitý porfyrický biotitický granit s lithným annitem, který v sobě uzavírá domény porfyrického mikrogranitu (Štemprok 2016; Breiter et al. 2017a).



Obrázek 12 Fotky nařezaných desek teplického ryolitu, který představuje okolní (plášťovou) horninu cínoveckého plutonu: **a)** ryolitový ignimbrit, člen Vlčí kámen-Medvědí vrch; **b)** ryolitový ignimbrit, člen Přední Cínovec; **c)** ryolitový ignimbrit, člen Lugstein-Pramenáč. Fotografie pořízené z osobní sbírky teplického ryolitu Mgr. Petra Vitouše.

V detailu lze granitový pluton rozdělit do 5 strukturních pater (Štemprok 2016; Breiter et al. 2017a). (1) Jemnozrný lepidolit-albitický granit, vyskytující se ve vrcholové části plutonu (cca do 90 m pod povrchem) je tvořena především albitem (38–44 obj. %), křemenem (28–35 %), ortoklasem (14–21 %), sericitem (28–35 %) a Fe-lepidolitem (2 %). Mezi akcesorické minerály patří například Ta-kolumbit. (2) Druhé patro v hloubce cca 90–369 m zahrnuje střednězrnitý cinvalditický granit, kde se hlavní minerály skládají z křemene (20–50 %), ortoklasu (29–41 %) a albitu (29–34 %). Toto patro obsahuje mnohem více akcesorických minerálů jako jsou například zirkon, topaz, wolframit, kasiterit či scheelit. (3) Třetí patro v hloubce cca 369–730 m tvoří cinvalditický mikrogranit. Vyznačuje se tmavě šedou barvou a obsahuje převážně křemen (32–40 %), albit (29–37 %), ortoklas (20–27 %) a lithnou slídu cinvaldit (4–6 %). Dále zde nalezneme také v menší míře sericit, kaolinit, kalcit a hematit. (4) Dno svrchní části v hloubce okolo 730–350 m pak tvoří převážně jemnozrný až střednězrnitý cinvalditický granit. (5) Od hloubky cca 750 m vrtu se pak nachází spodní část, která odpovídá pátému strukturnímu patru. To je tvořené hlavně porfyrickým mikrogranitem obsahující křemen (~38 %), ortoklas (~31 %), albit (~23 %) a středně zrnitým granitem obsahující křemen (32–52 %), ortoklas (19–33 %), albit (20–27 %) a biotit. Oba granity pátého patra obsahují významný obsah lithných slíd (převážně annitu) (Štemprok 2016; Breiter et al. 2017a).

Podle publikace Breiter et al. (2017a), zahrnuje vznik tělesa intruzi biotitického granitu spodního patra následované intruzí granitů svrchního patra a postupnou alterací granitových litologií. Ta je nejvýznamnější ve svrchním patře, jelikož se zde hromadily fluida během celého vývoje hydrotermálního systému. Odlišná názor na model vývoje cínoveckého plutonu přinesla publikace Štemprok (2016), která rozděluje geologický vývoj do několika fází. Jako první došlo k vmístění mikrogranitických litologií, do kterých pak podél subhorizontálních struktur pronikl středně zrnitý granit. Následně došlo k hydrotermální alteraci – albitizaci, která byla doprovázena přeměnou lithného annitu na cinvaldit v hloubce cca 730 m vrtu CS-1 a výše. Finální fází pak byla samotná greisenizace granitu a otvírání křemeno-cinvalditických žil (Flötzen) podél existujících fraktur/puklin. Greisenitický granit a křemeno-cinvalditických žíly jsou lokalizované ve svrchní partii plutonu (v hloubce cca 200 m pod povrchem a výše). Subhorizontální křemeno-cinvalditické žíly (Flötzen) jsou ukloněné směrem ven zhruba od centra plutonu (Obr. 11c). Samotný greisen je pak hlavním cílem plánované těžby na Cínovci.

5.3. Lithné ložisko a plánovaná těžba

Granitový pluton na Cínovci byl v zájmu těžařů již v minulosti. Historické zmínky o těžbě v okolí Cínovce sahají do 14. století. Hlavní fáze báňských prací byly zahájeny ve 20. století, konkrétně v letech 1945–1979 za účelem těžby cínu a wolframu. V roce 1991 došlo k uzavření posledního dolu na Cínovci z české strany z důvodu nerentability ložiska [1]. Vlivem rostoucích cen lithia a zvyšující se poptávky po zelené elektromobilitě je lithný greisen na Cínovci od roku 2007 opět podroben důkladné prospekci. Závěrem detailní a dlouholeté prospekce je, že zásoba lithia v lithné slídě cinvaldit je možné rentabilně těžít a zpracovat. V současné době se zásoba lithia na Cínovci odhaduje na 1,1–1,3 milionu tun, což reprezentuje přibližně 3 % světových zásob tohoto prvku. Firma Geomet má od roku 2023 vydáno povolení k těžbě místních zásob a od roku 2024 plánuje výstavbu závodu a zahájení báňských prací [2].

6. Metodika sběru terénních dat

Cílem praktické části bakalářské práce je podat přehled o puklinovém systému v ryolitovém plášti v nejbližším okolí cínoveckého plutonu. Za tímto účelem proběhlo i detailní terénní mapování a měření puklin na celkem 16 lokalitách teplického ryolitu (Obr. 13). Sběr dat probíhal nejdříve lokalizací čerstvých a rozsáhlých skalních výchozů teplického ryolitu s patrným puklinovým systémem (Obr. 14). Následně se za pomoci geologického kompasu (pokud nebyla v okolí zjištěna anomálie, která by vychylovala střelku kompasu) změřil směr a sklonu puklin (celkem 166 měření). Puklinové systémy s velkou četností na výchoze byly změřeny několikrát, zatímco méně četné pukliny byly měřeny méněkrát. Takový přístup byl zvolen, aby výsledná data vhodně reprezentovala četnost výskytu puklin s různou orientací. Data byla zaznamenána do terénního deníku společně s geografickou polohou výchozu, popisem litologie ryolitu a případnou minerální výplní (Obr. 15). Každý výchoz se následně nafotil a na dvou lokalitách MR01 a MR04 byl proveden odběr minerální výplně pukliny pro detailní mineralogickou analýzu pomocí rentgenové difrakce (XRD). Analýza XRD byla provedena na přístroji X'Pert Pro, PANalytical B.V., Almelo. Strukturní data, která jsou k dispozici v Příloze 1, byla analyzována statisticky zpracována pomocí programu Stereonet 11 [3]. Kompletní výsledky analýzy XRD jsou zařazeny v Příloze 2.

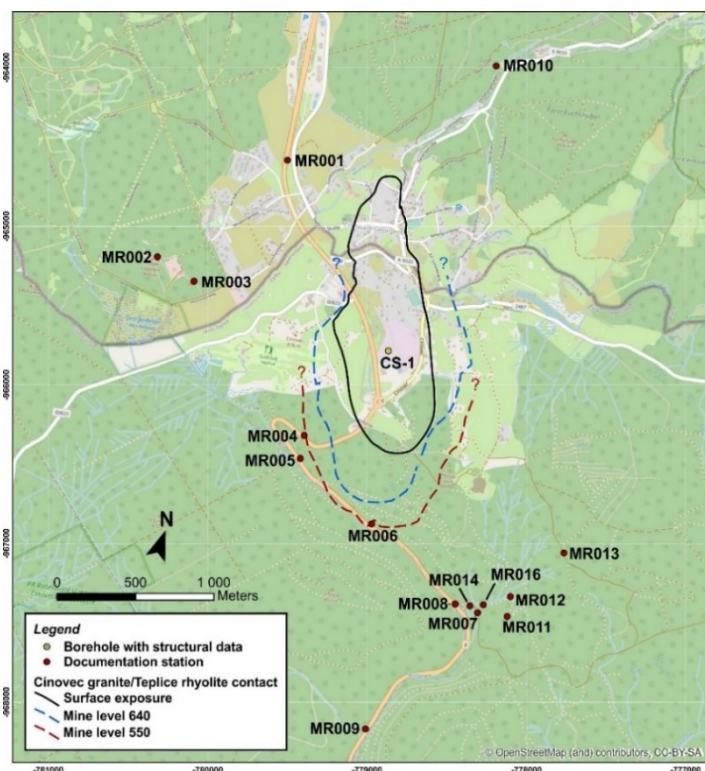
¹ <https://www.geomet-cz.com/ocinovci.php>

² <https://opst.cz/projekt/tezba-lithia-na-cinovci>

³ <https://www.rickallmendinger.net/stereonet>

7. Výsledky

Na všech jednotlivých lokalitách (např. MR001, MR006) byly zjištěny dva hlavní a vzájemně téměř kolmé směry strmých až subvertikálních puklin ve směru severozápad-jihovýchod, které upadají dominantně k jihozápadu a severovýchod-jihozápad, které upadají k severozápadu (Obr. 16a). Lépe odkryté a větší výchozy (např. MR002, MR003) odhalily existenci dalších orientací puklin, konkrétně subhorizontálních, které upadají k jihu, jihozápadu a západu a subvertikálních ve směru sever-jih a východ-západ (Obr. 16b). Statistická analýza všech strukturních dat ukazuje že dominantním směrem jsou středně ukloněné až subvertikální a severovýchod-jihozápad orientované pukliny (Obr. 16c). Druhým hlavním shlukem puklin jsou pak na ně téměř kolmé severozápad-jihovýchodní strmé, až subvertikální pukliny (Obr. 16c). Výrazně nižší četnost puklin pak představují subhorizontální pukliny, které upadají převážně v kvadrantu od jihu po západ, některé ale i k severu, což záleží na lokalizaci měření ve vztahu k pozici plutonu (Obr. 16c). Vzácněji pak byly identifikovány severojižní (upadající k východu) a východozápadní (upadající k severu) subvertikální pukliny (Obr. 16c). Na většině puklin nebyla identifikována minerální výplň, kromě dokumentačních bodů MR001 a MR004 (Obr. 15). Analýza XRD odhalila přítomnost minerální asociace křemen, muskovit, a různých jílových minerálů jako illit a smektit (Příloha 2). V malém množství se zde také vyskytuje mikroklin nebo alunit.

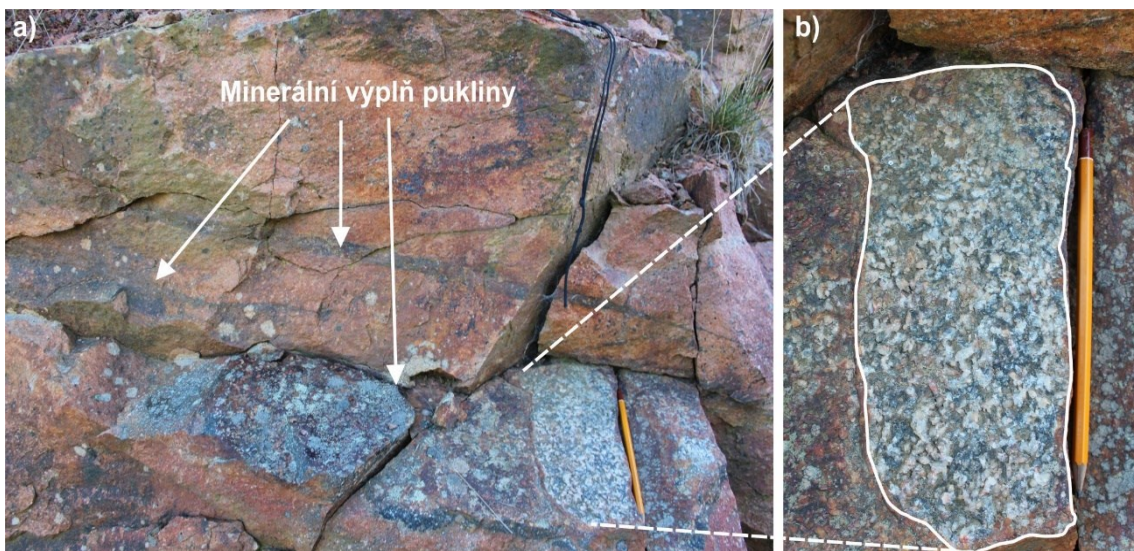


Obrázek 13

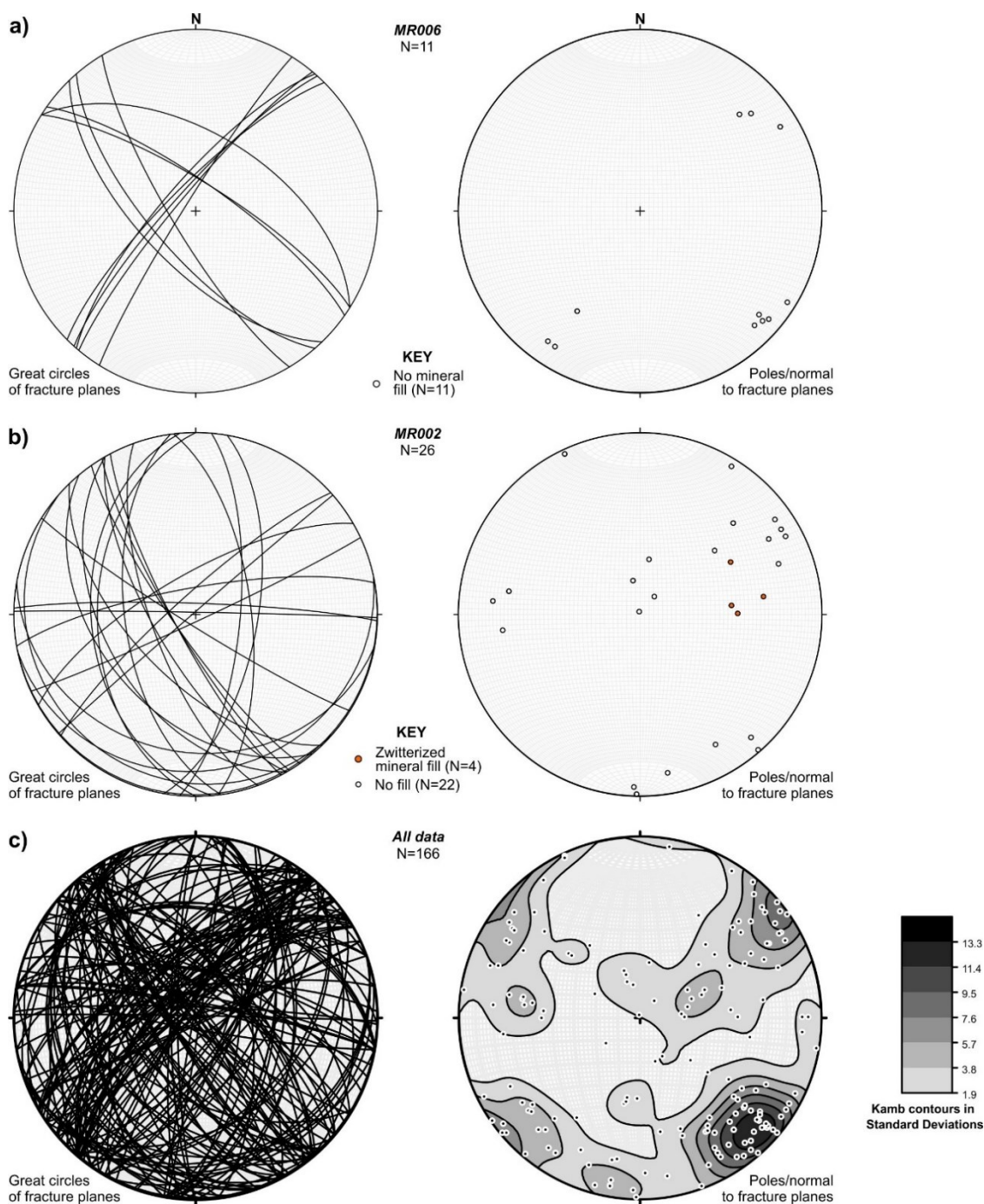
Přehledová topografická mapa dokumentačních bodů teplického ryolitu v okolí cínoveckého plutonu. Zobrazeny jsou kontury rozsahu cínoveckého plutonu na povrchu, předpokládané intruzivní kontakty na jednotlivých hloubkových patrech dolu a lokalizace vrtu CS-1 (podle Martin a Sennewald 2014). Zpracováno v prostředí ESRI ArcGIS: základní vrstva je volně dostupná skrze OpenStreetMap získaná prostřednictvím WMS serveru. Souřadnicová síť S-JTSK.



Obrázek 14 Výchoz teplického ryolitu, člen Lugstein-Pramenáč, na kótě Kleiner Lugstein s nápadným systémem puklin. Osoba v horní části fotografie má 180 cm pro měřítko (lokality MR003; WGS84 souřadnice jsou uvedeny v příloze).



Obrázek 15 a) Fotografie stěny výchozu teplického ryolitu, člen Vlčí kámen-Medvědí vrch, zobrazující středně ukloněné pukliny s minerální výplní a nápadnou alterací kolem puklin o mocnosti cca 3 cm. **b)** Detail dominantně křemenné, muskovitové a jílové minerální výplně pukliny. Obyčejná tužka jako měřítko pro obě fotografie (lokality MR001; WGS84 souřadnice jsou uvedeny v příloze).



Obrázek 16 a) Stereogramy velkých oblouků (vlevo) a pólů/normál (vpravo) ploch puklin zobrazené na spodní hemisféru v plochojevné projekci. **a)** Na lokalitě MR006 byly měřeny dva dominantní směry strmých až subvertikálních puklin bez minerální výplně ve směru severozápad-jihovýchod a severovýchod-jihozápad. **b)** Na lokalitě MR002 byly kromě výše popsaných směrů měřeny také subvertikální pukliny ve směru zhruba sever-jih, východ-západ a subhorizontální pukliny upadající k jihu, jihozápadu a západu. Severozápad-jihovýchod orientované pukliny navíc obsahovaly minerální výplň odpovídající zwitterizaci. **c)** Souhrnné stereogramy pro všechna naměřená data zobrazují dominantní směr strmých až subvertikálně ukloněných severovýchod-jihozápad orientovaných puklin. Druhé a slabší maximum zahrnuje severozápad-jihovýchod orientované strmé pukliny. Dále je patný shluk subhorizontálních puklin upadajících k jihu, jihovýchodu a východu. Vzácněji byly také měřeny subvertikální pukliny s průběhem sever-jih a východ-západ.

8. Diskuze a závěr

Strukturní analýza tří členů teplického ryolitu v plášti cínoveckého plutonu odhalila tři hlavní skupiny puklin. (1) Nejčtenější pukliny jsou středně ukloněné až subvertikální a severovýchod-jihozápad orientované, které upadají dominantně k severozápadu. (2) Méně hojné jsou pak strmé, až subvertikální severozápad-jihovýchodní pukliny upadající dominantně k jihozápadu. (3) Vzácněji byly zaznamenány subhorizontální pukliny upadající převážně k západu, jihozápadu a jihu. Navíc jsem vzácněji zaznamenal i strmé severojižní a východozápadní pukliny.

Tato analýza však ukázala odlišné výsledky ve srovnání s mapováním Jiránek et al. (1987), kteří se soustředili na těleso teplické ryolitu. Podle těchto autorů je v rámci celého teplického ryolitu naopak dominantní skupinou severozápad-jihovýchod orientované subvertikální pukliny. To by mohlo poukazovat na fakt, že mnou naměřené dominantní severovýchod-jihozápad orientované pukliny v okolí cínoveckého plutonu souvisí s jeho intruzí, hydrotermálním systémem a chladnutím. Tento směr je totiž paralelní s jitrními poruchami (Morgengangen, Obr. 11b). Zároveň je tento směr také téměř kolmý na směr regionální horizontální extenze interpretované pro Český masív v období od cca 325 Ma do 310 Ma (Edel et al., 2018), tedy v době intruze post-kalderových intruzí včetně cínoveckého plutonu (Leopardi et al. 2024a). Ačkoliv mám k dispozici relativně malé množství dat identifikující minerální výplň puklin na některých lokalitách teplického ryolitu, jejich mineralogické složení částečně odpovídá zwitterizaci, což je hydrotermální alterační proces obecně spjatý s greisenizací (Bardina a Popov 1992). To by mohlo tudíž dokazovat genetickou příbuznost vývoje puklin s greisenizací cínoveckého granitu a formováním křemeno-cinvalditických žil (Breiter et al. 2017b; Müller et al. 2018). Z výše uvedeného interpretuji severovýchod-jihozápad orientované pukliny jako pukliny vzniklé během intruze cínoveckého plutonu, kudy proudily hydrotermální fluida spjaté s greisenizací granitu.

Vzhledem k výskytu zwitterizované minerální výplně na strmých severozápad-jihovýchodně orientovaných puklinách a severojižních puklinách dále předpokládám, že i tyto pukliny musely vzniknout před, nebo při intruzi cínoveckého plutonu, případně během aktivity hydrotermálního systému, aby umožnily cirkulaci mineralizovaných fluid. Podobným případem budou i subhorizontální pukliny, které generelně na severu upadají na sever, na západě na západ a na jihu na jih (z východní části plutonu nemám data). Tento trend odpovídá orientaci subhorizontálních křemeno-cinvalditických žil,

kteře jsou ukloněné od centra plutonu směrem ven na všechny strany. Pro určení mechanismu vzniku těchto puklin však nemám dostatek dat. Můžu tedy jen spekulovat, že ke vzniku puklin mohlo dojít díky hydrofrakturaci v důsledku toku natlakovaných fluid, ovlivněných regionální deformací a pre-existujícími strukturami v teplickém ryolitu.

Seznam použité literatury

- Acocella, V., 2021, Volcano-Tectonic Processes. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior book series Advances in Volcanology, Springer, Cham, pp. 552.
- Anderson, E.M., 1937, IX.—The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron-subsidences: Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, v. 56, p. 128–157.
- Bachmann, O., and Huber, C., 2016, Silicic magma reservoirs in the Earth's crust: American Mineralogist, v. 101, p. 2377–2404.
- Balk R (1937) Structural behavior of igneous rocks. Geological Society of America, Memoir 5:1–177.
- Bardina, N.Y., and Popov, V.S., 1992, Classification of metasomatic rocks and facies of shallow metasomatism: International Geology Review, v. 34, p. 187–196.
- Bergbauer, S., and Martel, S.J., 1999, Formation of joints in cooling plutons: Journal of Structural Geology, v. 21, p. 821–835.
- Berner, H., Ramberg, H., and Stephansson, O., 1972, Diapirism theory and experiment: Tectonophysics, v. 15, p. 197–218.
- Bowell, R.J., Lagos, L., de los Hoyos, C.R., Declerq, J., 2020, Classification and Characteristics of Natural Lithium Resources: Elements, v. 16, p. 259–264
- Breiter, K., and Škoda, R., 2012, Vertical zonality of fractionated granite plutons reflected in zircon chemistry: The Čínovec A-type versus the Beauvoir S-type suite: Geologica Carpathica, v. 63, p. 383–398.
- Breiter, K., Novák, J., Chlupáčová, M. (2001): Chemical evolution of volcanic rocks in Altenberg-Teplice caldera (Eastern Krušné hory Mts., Czech Republic, Germany): Geolines, v. 13, p. 17–22.
- Breiter, K., Svojtka, M., Ackerman, L., and Švecová, K., 2012, Trace element composition of quartz from the Variscan Altenberg–Teplice caldera (Krušné hory/Erzgebirge Mts, Czech Republic/Germany): Insights into the volcano-plutonic complex evolution: Chemical Geology, v. 326–327, p. 36–50.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., Korbelová, Z., Vaňková, M., Galiová, M., Kanický, V., Rambousek, P., Knésl, I., Dobeš, P., Dosbaba, M., 2017a, Assessment of magmatic vs. metasomatic processes in rare-metal granites: A case study of the Čínovec/Zinnwald Sn–W–Li deposit, Central Europe: Lithos, v. 292–293, p. 198–217.
- Breiter, K., Ďurišová, J., and Dosbaba, M., 2017b, Quartz chemistry – A step to understanding magmatic-hydrothermal processes in ore-bearing granites: Čínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe: Ore Geology Reviews, v. 90, p. 25–35.
- Casas-García, R., Rapprich, V., Breitkreuz, C., Svojtka, M., Lapp, M., Stanek, K., Hofmann, M., and Linnemann, U., 2019, Lithofacies architecture, composition, and age of the Carboniferous Teplice Rhyolite (German–Czech border): Insights into the evolution of the Altenberg-Teplice Caldera: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 386, art. no. 106662.
- Clemens, J.D., 1998, Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas: Journal of the Geological Society, v. 155, p. 843–851.
- Cloos H (1925) Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 194.

- Corry, C.E., 1988, Laccoliths; Mechanics of Emplacement and Growth. Geological Society of America Special Papers, v. 220, p. 1–114.
- Cooper, G.F., Morgan, D.J., and Wilson, C.J.N., 2017, Rapid assembly and rejuvenation of a large silicic magmatic system: Insights from mineral diffusive profiles in the Kidnappers and Rocky Hill deposits, New Zealand: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 473, p. 1–13.
- Cruden, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere: *Tectonics*, v. 7, p. 1091–1101.
- Cruden, C., 1998, On the emplacement of tabular granites: *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 853–862.
- Cruden, A.R., and Weinberg, R.F., 2018, Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—Magma segregation, ascent and emplacement. in Burchardt, S. (ed) *Volcanic and Igneous Plumbing Systems, Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*, Elsevier, p. 13–53.
- Daly, R.A., (1903) The mechanics of igneous intrusion: *American Journal of Science*, 15, 269–298.
- Edel, J.B., Schulmann, K., Lexa, O., and Lardeaux, J.M., 2018, Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt: *Earth-Science Reviews*, v. 177, p. 589–612.
- Emerman, S.H., and Marrett, R., 1990, Why dikes? *Geology*, v. 18, art. no. 231.
- Fairley, J.P., 2009, Modeling fluid flow in a heterogeneous, fault-controlled hydrothermal system: *Geofluids*, v. 9, p. 153–166.
- Furlong, K.P., and Myers, J.D., 1985, Thermal-mechanical modeling of the role of thermal stresses and stoping in magma contamination: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 24, p. 179–191.
- Galland, O., Burchardt, S., Hallot, E., Mourgues, R., and Bulois, C., 2014, Dynamics of dikes versus cone sheets in volcanic systems: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, p. 6178–6192.
- Galland, O., Holohan, E., Van Wyk De Vries, B., and Burchardt, S., 2015, Laboratory modelling of volcano plumbing systems: A review. in Breiterkreuz, C. and Rocchi, S. (eds) *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior book series Advances in Volcanology*, Springer, Cham, p. 147–214.
- Gnojek, I., Sedlák, J., Rapprich, V., Skácelová, Z., Mlčoch, B., Krentz, O., and Casas-García, R., 2018, Structure of the Carboniferous Altenberg–Teplice caldera (Eastern part of the Krušné hory/Erzgebirge Mts.) revealed by combined airborne and ground gamma-ray spectrometry: *Journal of Geosciences*, v. 64, p. 3–20.
- Gudmundsson, A., 2006, How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes: *Earth-Science Reviews*, v. 79, p. 1–31.
- Gudmundsson, A., Pasquarè, F.A., and Tibaldi, A., 2018, Dykes, sills, laccoliths, and inclined sheets in Iceland. in Breiterkreuz, C. and Rocchi, S. (eds) *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior book series Advances in Volcanology*, Springer, Cham, p. 363–376.
- He, B., Xu, Y.-G., and Paterson, S., 2009, Magmatic diapirism of the Fangshan pluton, southwest of Beijing, China: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 615–626.
- Hildreth, W., 2004, Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 169–198.
- Cháb, J., Stráník, Z., Eliáš, M., and Adamovič, J., 2007, *Geologická mapa České republiky: 1:500 000*. Czech Geological Survey, Prague.
- Chlupáčová, M., and Štemprok, M. (1965) Rozdělení hustot žulových hornin v cínoveckém masivu. *Ústřední ústav geologický*, 40, 1–17.
- Jiránek, J., Kříbek, B., Mlčoch B., Procházka, J., Schovánek, P., Schováňková, D., Schulmann, K., Šebesta, J., Šimůnek, Z., and Štemprok, M., 1987, *Komplexní geologické zpracování teplického ryolitu*, Český geologický ústav, Praha, pp. 114.

- Johan, Z., Strnad, L., and Johan, V., 2012, Evolution of the Cinovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic: Composition of feldspars and micas, a clue to the origin of W, Sn mineralization: *The Canadian Mineralogist*, v. 50, p. 1131–1148.
- Kesler, S.E., Gruber, P.W., Medina, P.A., Keoleian G.A., Everson, M.P., Wallington T.J., 2012, Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 48, p. 55–69
- Leopardi, D., Gerdes, A., Albert, R., Gutzmer, J., Lehmann, B., and Burisch, M., 2024a, LA-ICP-MS U-Pb cassiterite age data of the Sadisdorf deposit link Sn-Li-(W-Cu) mineralization in the eastern Erzgebirge to the collapse of the Altenberg-Teplice Caldera: *Geochemistry*, v. 84, art. no. 126038.
- Leopardi, D., Gutzmer, J., Lehmann, B., and Burisch, M., 2024b, The spatial and temporal evolution of the Sadisdorf Li-Sn-(W-Cu) magmatic-hydrothermal greisen and vein system, Eastern Erzgebirge, Germany: *Economic Geology*, v. 119, p. 771–803.
- Marsh, B.D., 1981, On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 85–98.
- Martin, M., and Sennewald, R. (2014) Bericht VODAMIN Teilprojekt 03 Vorortuntersuchungen und Auswertung der Wassermengenverhältnisse sowie Wassergüte Oberflächenwasser im Grenzraum Zinnwald/Cinovec. Teilprojekt P 06 Wechselwirkungen des Gruben- und Oberflächenwassers im Grenzraum Zinnwald/Cinovec. – G.E.O.S. Freiberg Ingenieur-gesellschaft 04.08.2014.
- Mathieu, L., Van Wyk De Vries, B., Holohan, E.P., and Troll, V.R., 2008, Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 1–13.
- Mattsson, T., Burchardt, S., Almqvist, B.S.G., and Ronchin, E., 2018, Syn-emplacement fracturing in the Sandfell laccolith, eastern Iceland—Implications for rhyolite intrusion growth and volcanic hazards: *Frontiers in Earth Science*, v. 6, art. no. 5.
- Mattsson, T., Burchardt, S., Mair, K., and Place, J., 2020, Host-rock deformation during the emplacement of the Mourne Mountains granite pluton: Insights from the regional fracture pattern: *Geosphere*, v. 16, p. 182–209.
- Mlčoch, B., and Skácelová, Z., 2010, Geometry of the Altenberg-Teplice caldera revealed by the borehole and seismic data in its Czech part: *Journal of Geosciences*, v. 55, p. 217–229.
- Morgan, S., Stanik, A., Horsman, E., Tikoff, B., de Saint Blanquat, M., and Habert, G., 2008, Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 491–512.
- Müller, A., Herklotz, G., and Giegling, H., 2018, Chemistry of quartz related to the Zinnwald/Cinovec Sn-W-Li greisen-type deposit, Eastern Erzgebirge, Germany: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 190, p. 357–373.
- Myers, J.S., 1975, Cauldron subsidence and fluidization: Mechanisms of intrusion of the Coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, art. no. 1209.
- Norton, D.L., 1984, Theory of hydrothermal systems: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 12, p. 155–177.
- Paterson, S.R., and Fowler, T.K., 1993, Re-examining pluton emplacement processes: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 191–206.
- Paterson, S.R., and Vernon, R.H., 1995, Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 1356–1380.
- Paterson, S.R., Kenneth Fowler, T., and Miller, R.B., 1996, Pluton emplacement in arcs: A crustal-scale exchange process: *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 87, p. 115–123.
- Petford, N., 2003, Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 31, p. 399–427.
- Pitcher, W.S., 1993, *The Nature and Origin of Granite*. Springer, Dordrecht, pp. 346.

- Phillips, W.J., 1974, The dynamic emplacement of cone sheets: *Tectonophysics*, v. 24, p. 69–84.
- Pollard, D.D., 1973, Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions: *Tectonophysics*, v. 19, p. 233–269.
- Rhodes, E., Burchardt, S., Greiner, S.H.M., Mattsson, T., Sigmundsson, F., Schmiedel, T., Barker, A.K., and Witcher, T., 2024, Volcanic unrest as seen from the magmatic source: Reyðarártindur pluton, Iceland: *Scientific Reports*, v. 14, art. no. 962.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D., and Brun, J.P., 1995, Analogue models of laccolith formation: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1337–1346.
- Rubin, A.M., 1993, Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 117, p. 653–670.
- Segall, P., and Pollard, D.D., 1983, Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 563–575.
- Shekhar, A.R., Parekh, M.H., Pol, V.G., 2022, Worldwide ubiquitous utilization of lithium-ion batteries: What we have done, are doing, and could do safely once they are dead?: *Journal of Power Sources*, v. 523, art. no. 231015.
- Smith, R.L., and Bailey, R.A., 1968, Resurgent cauldrons. in Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (eds) *Studies in Volcanology*. Geological Society of America Memoirs, v. 116, p. 613–662.
- Sparks, R.S.J., and Cashman, K.V., 2017, Dynamic magma systems: Implications for forecasting volcanic activity: *Elements*, v. 13, p. 35–40.
- Spence, D.A., and Turcotte, D.L., 1990, Buoyancy-driven magma fracture: A mechanism for ascent through the lithosphere and the emplacement of diamonds: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, p. 5133–5139.
- Štemprok, M., 1965, Petrography and the vertical extent of mineralization in the Cínovec granite cupola. *Sborník geologických věd*, 5, 7–106.
- Štemprok, M., 2016, Drill hole CS-1 penetrating the Cínovec/Zinnwald granite cupola (Czech Republic): An A-type granite with important hydrothermal mineralization: *Journal of Geosciences*, v. 61, p. 395–423.
- Stevenson, C.T.E., Owens, W.H., Hutton, D.H.W., Hood, D.N., and Meighan, I.G., 2007, Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: Evidence from anisotropy of magnetic susceptibility: *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 99–110.
- Szymanowski, D., Wotzlaw, J.-F., Ellis, B.S., Bachmann, O., Guillong, M., and Von Quadt, A., 2017, Protracted near-solidus storage and pre-eruptive rejuvenation of large magma reservoirs: *Nature Geoscience*, v. 10, p. 777–782.
- Tichomirowa, M., Kášner, A., Repstock, A., Weber, S., Gerdes, A., and Whitehouse, M., 2022, New CA-ID-TIMS U–Pb zircon ages for the Altenberg–Teplice Volcanic Complex (ATVC) document discrete and coeval pulses of Variscan magmatic activity in the Eastern Erzgebirge (Eastern Variscan Belt): *International Journal of Earth Sciences*, v. 111, p. 1885–1908.
- Tomek, F., Žák, J., and Chadima, M., 2014, Magma flow paths and strain patterns in magma chambers growing by floor subsidence: A model based on magnetic fabric study of shallow-level plutons in the Štiavnica volcano–plutonic complex, Western Carpathians: *Bulletin of Volcanology*, v. 76, art. no. 873.
- Tomek, F., Žák, J., Svojtka, M., Finger, F., and Waitzinger, M., 2019, Emplacement dynamics of syn-collapse ring dikes: An example from the Altenberg–Teplice caldera, Bohemian Massif: *Geological Society of America Bulletin*, v. 131, p. 997–1016.
- Tomek, F., Opluštil, S., Svojtka, M., Špillar, V., Rappich, V., and Míková, J., 2022, Altenberg–Teplice Caldera sourced Westphalian fall tuffs in the central and western Bohemian Carboniferous basins (eastern Variscan belt): *International Geology Review*, v. 64, p. 441–468.
- Vigneresse, J.L., 1995, Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma: *Tectonophysics*, v. 249, p. 187–202.

- Vitouš, P., Tomek, F., and Petronis, M.S., 2022, Magnetic fabrics of rhyolite ignimbrites reveal complex emplacement dynamics of pyroclastic density currents, an example from the Altenberg–Teplice Caldera, Bohemian Massif: *Bulletin of Volcanology*, v. 84, art. no. 75.
- Xu, T., and Pruess, K., 2001, On fluid flow and mineral alteration in fractured caprock of magmatic hydrothermal systems: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, p. 2121–2138.
- Žák, J., Holub, F.V., and Kachlík, V., 2006, Magmatic stoping as an important emplacement mechanism of Variscan plutons: evidence from roof pendants in the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif): *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p. 771–789.
- Žák, J., Verner, K., Klomínský, J., and Chlupáčová, M., 2009, “Granite tectonics” revisited: Insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and brittle fractures in the Jizera granite, Bohemian Massif: *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 949–967.

Příloha 1

Přehled strukturních měření v plášti cínoveckého granitu					
Lokalita	WGS souřadnice		Teplický ryolit	Orientace puklin	
	Šířka	Délka	Litostratigrafický člen	Směr sklonu	Sklon
MR001	50,73927	13,75484	Vlčí Kámen-Medvědi vrch	98	53
				99	55
				100	55
				90	45
				94	44
				96	54
				270	82
				280	89
				270	79
				275	79
				296	85
				62	70
				51	65
				50	69
				54	69
				120	72
				120	74
				155	88
				247	32
				240	25
270	20				
258	22				
265	19				
341	21				
MR002	50,73272	13,74447	Lugstein-Pramenáč	95	70
				100	62
				83	65
				250	70
				242	80
				240	71
				262	58
				265	42
				270	45
				230	45
				240	48
				212	85
				235	80
				155	87
				221	10
				168	15
				190	25
				169	1
2	85				
330	72				
226	61				
350	78				
1	89				
319	89				
318	81				
239	80				
MR003	50,73163	13,74806	Lugstein-Pramenáč	42	72
				40	70
				49	68
				250	25

				250	40
				52	19
				311	82
				310	60
				310	57
				305	58
				305	50
				305	85
				98	50
MR004	50,72379	13,75995	Vičí Kámen-Medvědí vrch	222	45
				230	89
				49	87
				110	72
				125	75
				126	78
				340	59
				325	57
				298	68
				320	70
				315	64
MR005	50,72245	13,75989	Vičí Kámen-Medvědí vrch	243	55
				130	79
				135	71
MR006	50,71933	13,7671	Přední Cínovec	239	79
				226	65
				229	70
				32	77
				35	77
				32	55
				315	78
				310	82
				312	80
				311	76
				302	85
MR007	50,71516	13,77777	Přední Cínovec	132	44
				145	40
				132	42
				132	60
				145	82
				325	75
				328	60
				327	65
				162	20
				162	22
				160	17
				223	82
MR008	50,71548	13,77564	Přední Cínovec	220	87
				10	40
				9	39
				50	89
				55	89
				320	70
				319	65
				310	69
MR009	50,70763	13,76926	Přední Cínovec	235	89
				233	87
				40	88
				118	23
				330	20

				311	75
				308	73
MR010	50,74637	13,77227	Přední Cínovec	109	76
				125	73
				63	86
				2	37
				9	37
				309	40
				310	30
				358	75
MR011	50,71523	13,78065	Přední Cínovec	325	83
				10	83
				9	68
				10	80
				11	69
				280	52
				230	62
				240	60
MR012	50,71653	13,78075	Přední Cínovec	320	79
				330	78
				330	75
				245	65
MR013	50,71945	13,78456	Přední Cínovec	311	65
				330	62
				329	62
				15	85
				10	84
				24	69
MR014	50,71538	13,7775	Přední Cínovec	190	85
				210	55
				40	62
				19	75
				120	63
				300	85
				310	89
				310	86
MR015	50,71457	13,77812	Přední Cínovec	340	89
				320	85
				335	79
				323	85
				52	85
				99	88
				250	30
				228	36
MR016	50,71562	13,77785	Přední Cínovec	302	65
				310	65
				309	74
				310	80
				340	55
				350	54
				240	70
				228	80
				230	79



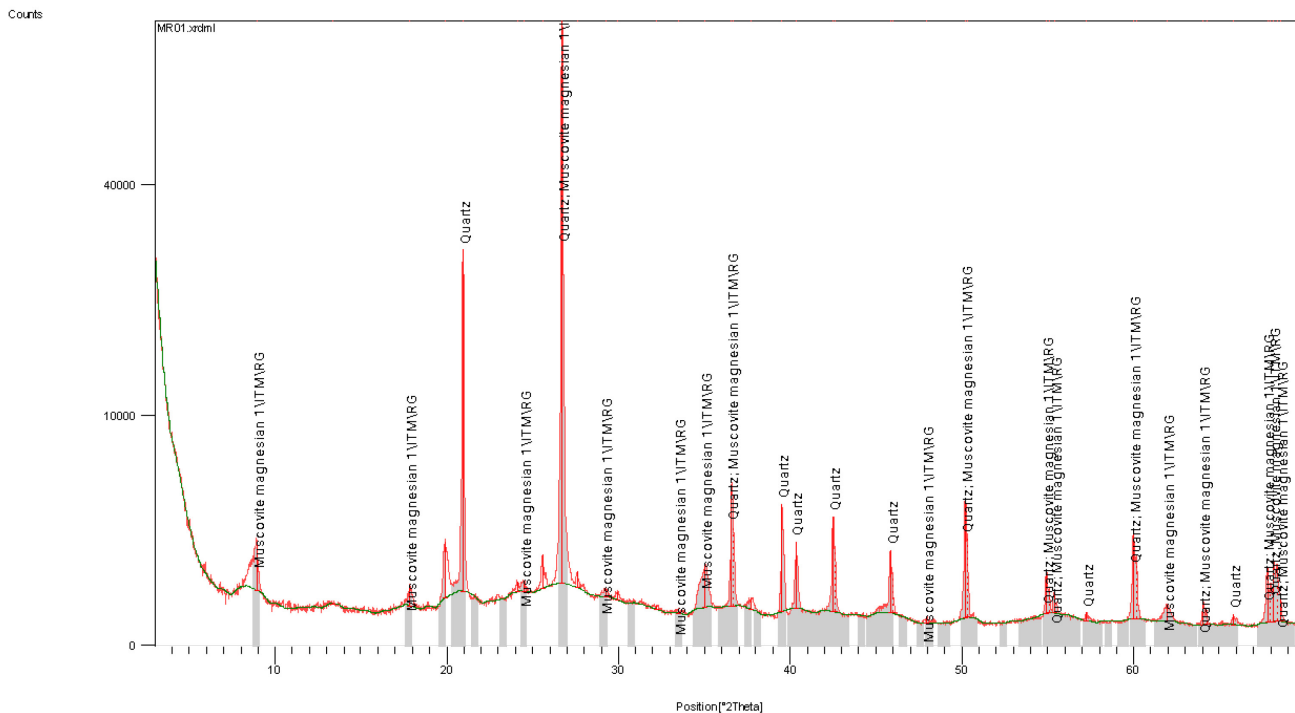
Charles University in Prague – Faculty of Science,
 Institute of Geochemistry, Mineralogy and Mineral Resources,
 Albertov 6, 128 43 Prague 2

equipment: X'Pert Pro, PANalytical B.V., Almelo, the Netherlands
software: X'Pert HighScore 1.0d, PANalytical B.V., Almelo, the Netherlands

Measurement Conditions:

Sample Identification	MR001
Measurement Date / Time	03.01.2023 16:03:53
Operator	Administrator
Raw Data Origin	XRD measurement (*.XRDML)
Scan Axis	Gonio
Start Position [°2Th.]	3,0290
End Position [°2Th.]	69,9750
Step Size [°2Th.]	0,0170
Scan Step Time [s]	149,8600
Scan Type	Continuous
PSD Mode	Scanning
PSD Length [°2Th.]	2,12
Offset [°2Th.]	0,0000
Divergence Slit Type	Fixed
Divergence Slit Size [°]	1,0000
Specimen Length [mm]	10,00
Measurement Temperature [°C]	25,00
Anode Material	Cu
Generator Settings	40 kV, 30 mA
Goniometer Radius [mm]	240,00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]	100,00
Incident Beam Monochromator	No
Spinning	Yes

Analyze View:



Příloha 2

Vzorek MR001

Peak List:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
8,9768	1402,71	0,1338	9,85137	1,94
13,3873	9,26	0,8029	6,61404	0,01
17,8551	350,26	0,2007	4,96784	0,48
19,9028	1575,31	0,0669	4,46110	2,18
20,9364	28948,79	0,1004	4,24315	39,99
24,1075	223,78	0,1004	3,69171	0,31
24,4938	189,46	0,2342	3,63435	0,26
25,5819	937,74	0,1004	3,48219	1,30
26,7076	72387,94	0,1338	3,33792	100,00
27,5943	389,85	0,1338	3,23264	0,54
29,2372	140,70	0,3346	3,05462	0,19
29,9319	143,62	0,2342	2,98529	0,20
32,2105	49,06	0,4015	2,77913	0,07
33,5059	39,32	0,4015	2,67458	0,05
35,0604	975,81	0,1840	2,55948	1,35
36,5943	4453,04	0,1020	2,45361	6,15
36,7122	2308,21	0,0612	2,45208	3,19
37,7637	175,63	0,4080	2,38028	0,24
39,5306	3524,19	0,0816	2,27786	4,87
40,3413	1728,58	0,1020	2,23393	2,39
42,5068	2902,17	0,1020	2,12500	4,01
42,6343	1421,22	0,0612	2,12421	1,96
45,8368	1497,23	0,0816	1,97807	2,07
45,9809	711,77	0,0612	1,97710	0,98
47,9549	55,97	0,2448	1,89553	0,08
50,1911	3876,69	0,1020	1,81619	5,36
50,3359	2029,69	0,0816	1,81580	2,80
54,9166	835,21	0,0816	1,67056	1,15
55,0852	406,79	0,0816	1,66998	0,56
55,3737	348,60	0,1020	1,65785	0,48
57,2522	85,99	0,1632	1,60783	0,12
60,0013	2400,86	0,1224	1,54057	3,32
60,1864	1178,05	0,0816	1,54009	1,63
61,9752	180,78	0,2448	1,49616	0,25
64,0647	294,93	0,1224	1,45230	0,41
64,2495	150,18	0,0816	1,45217	0,21
65,8222	96,87	0,1224	1,41772	0,13
67,7959	1040,21	0,1428	1,38117	1,44
67,9707	615,30	0,0816	1,38147	0,85
68,1782	1204,33	0,1020	1,37435	1,66
68,3590	1139,26	0,1224	1,37456	1,57
68,5577	366,47	0,0816	1,36767	0,51

Pattern List:

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-085-0794	74	Quartz	0,000	0,553	Si O2
*	01-078-1928	26	Muscovite/ illite	0,000	0,051	(K0.80 Na0.02 Ca0.01) (Al1.66 Fe0.06 Fe0.02 Mg0.28) (Si3.41Al0.59) O10 (O H)2



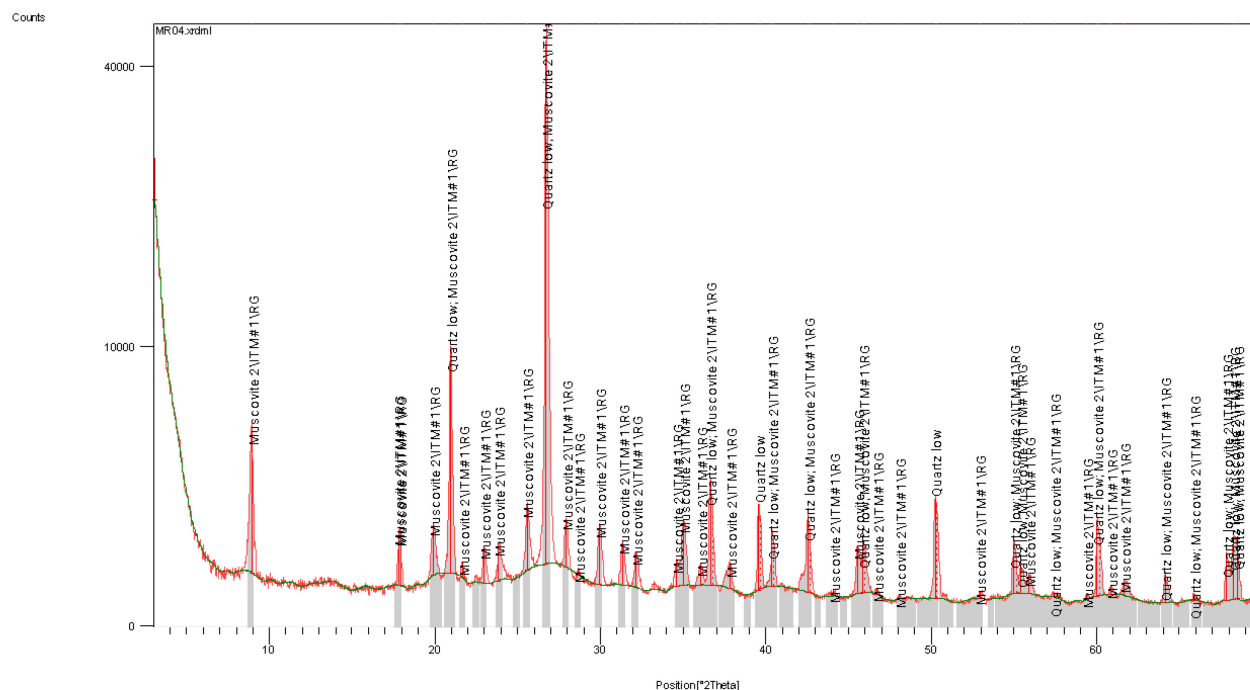
Charles University in Prague – Faculty of Science,
 Institute of Geochemistry, Mineralogy and Mineral Resources,
 Albertov 6, 128 43 Prague 2

equipment: X'Pert Pro, PANalytical B.V., Almelo, the Netherlands
software: X'Pert HighScore 1.0d, PANalytical B.V., Almelo, the Netherlands

Measurement Conditions:

Sample Identification	MR004
Measurement Date / Time	04.01.2023 9:33:41
Operator	Administrator
Raw Data Origin	XRD measurement (*.XRDML)
Scan Axis	Gonio
Start Position [°2Th.]	3,0290
End Position [°2Th.]	69,9750
Step Size [°2Th.]	0,0170
Scan Step Time [s]	149,8600
Scan Type	Continuous
PSD Mode	Scanning
PSD Length [°2Th.]	2,12
Offset [°2Th.]	0,0000
Divergence Slit Type	Fixed
Divergence Slit Size [°]	1,0000
Specimen Length [mm]	10,00
Measurement Temperature [°C]	25,00
Anode Material	Cu
Generator Settings	40 kV, 30 mA
Goniometer Radius [mm]	240,00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]	100,00
Incident Beam Monochromator	No
Spinning	Yes

Analyze View:



Příloha 2

Vzorek MR004

Peak List:

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
3,0827	4639,08	0,1004	28,66151	10,90
8,9780	4424,44	0,1338	9,84998	10,40
17,8191	895,13	0,0836	4,97779	2,10
17,9162	890,86	0,0502	4,95104	2,09
19,9410	1016,29	0,2342	4,45264	2,39
20,9480	9620,87	0,1338	4,24084	22,61
21,6526	198,99	0,1673	4,10440	0,47
22,9986	569,31	0,2007	3,86714	1,34
23,8412	592,22	0,1171	3,73233	1,39
25,5613	1464,15	0,1338	3,48495	3,44
26,7174	42553,45	0,1673	3,33671	100,00
27,9387	1042,13	0,1338	3,19357	2,45
28,6815	59,45	0,2007	3,11253	0,14
29,9466	1059,24	0,1673	2,98386	2,49
31,3797	691,20	0,1840	2,85078	1,62
32,1252	487,65	0,1004	2,78631	1,15
33,2739	70,25	0,2007	2,69270	0,17
34,6103	332,16	0,2007	2,59172	0,78
35,0476	1213,29	0,1506	2,56038	2,85
36,0785	271,67	0,2007	2,48956	0,64
36,6361	2519,60	0,1224	2,45090	5,92
36,7854	1443,44	0,1224	2,44737	3,39
37,8640	307,42	0,2448	2,37420	0,72
39,5632	1717,06	0,0816	2,27606	4,04
39,6818	1283,18	0,0612	2,27517	3,02
40,3741	892,74	0,1020	2,23219	2,10
40,4964	762,17	0,0816	2,23126	1,79
42,5307	1424,76	0,1020	2,12386	3,35
42,6553	1052,46	0,1020	2,12321	2,47
44,1102	39,41	0,3264	2,05141	0,09
45,5557	668,23	0,1632	1,98962	1,57
45,8778	741,73	0,1020	1,97640	1,74
46,0148	638,93	0,0816	1,97573	1,50
46,7286	40,30	0,2448	1,94238	0,09
48,0643	22,83	0,2448	1,89147	0,05
50,2179	1983,78	0,1020	1,81528	4,66
50,3613	1817,56	0,1020	1,81495	4,27
52,9503	51,21	0,2856	1,72786	0,12
54,9840	746,33	0,1632	1,66867	1,75
55,1488	455,20	0,0612	1,66821	1,07
55,4046	377,28	0,0816	1,65699	0,89
55,8820	199,03	0,2448	1,64396	0,47
57,4124	38,55	0,5712	1,60373	0,09
59,3963	28,97	0,2448	1,55481	0,07
60,0442	1318,04	0,1020	1,53957	3,10
60,1872	963,56	0,1020	1,54007	2,26
60,8760	68,08	0,2448	1,52051	0,16
61,6842	146,00	0,1632	1,50251	0,34
64,1273	255,87	0,1224	1,45104	0,60
65,8812	45,95	0,1224	1,41659	0,11
67,8253	610,36	0,1428	1,38064	1,43
68,2244	763,50	0,0612	1,37353	1,79
68,4762	772,19	0,1224	1,36910	1,81

Pattern List:

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	01-086-1628	66	Quartz low	0,000	0,761	Si O ₂
*	01-086-1385	26	Illite/Muscovite	0,000	0,195	K _{0.86} Al _{1.94} (Al _{0.965} Si _{2.895} O ₁₀) ((O H) _{1.744} F _{0.256})