

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

MINERALOGICKÉ A MORFOLOGICKÉ
STUDIUM KŘEMITÝCH GEOD Z OKOLÍ
DŘEVOHOSTIC

bakalářská práce

Dominik Cholasta

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

2019

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Dominik Cholasta

Název: Mineralogické a morfologické studium křemitých geod z okolí Dřevohostic

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Rok obhajoby: 2019

Abstrakt: Křemité geody se nachází na kótě 275 asi 1,25 km vsv. od centra Dřevohostic. Lokalita byla v roce 2015 popsána jako nový výskyt menilitového souvrství ve flyšovém pásmu Vnějších Západních Karpat na Moravě. Geody jsou zarostlé v laminovaných opálových rohvcích, ze kterých vyvětrávají na povrch pole. Kromě křemitých geod a menilitových rohvců se na lokalitě vyskytují i křemité krusty. Práce se zabývá popisem barvy, velikosti, morfologie a minerální výplně těchto geod a také srovnáním se známějšími výskyty podobných geod z Moravského krasu i ze světa. Teoretická část práce se zabývá geologickou charakteristikou zájmového území a výzkumy geod, laboratorní část se opírá o výsledky makroskopického studia, klasické mikroskopie v procházejícím světle, identifikaci minerálů pomocí Ramanovy spektroskopie a studia jejich chemismu na elektronové mikrosondě. Geody z Dřevohostic mají hlavně žlutohnědé a bíložedé odstíny barev, jejich velikost se pohybuje nejčastěji mezi 4–6 cm a převládá diskovitý nebo v menší míře sférický tvar. Hlavní minerální výplň geod tvoří bíložedý křemen a šedobílý nebo šedožlutý chalcedon. Tyto minerály uzavírají inkluze anhydritu, barytu, Sr-bohatého barytu a celestinu, v křemitých krustách byl zjištěn také apatit. Dřevohostické geody jsou s „rudickými koulemi“ srovnatelné zejména velikostí, morfologií povrchu, tvarem a přítomností pevných inkluzí anhydritu a barytu. S výjimkou inkluzí je minerální výplň dřevohostických geod obecně chudší ve srovnání s rudickými.

Klíčová slova: Vnější Západní Karpaty, podslezská jednotka, menilitové souvrství, křemité geody, Dřevohostice

Počet stran: 46

Přílohy: 3

Jazyk: český

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Dominik Cholasta

Title: Mineralogical and morphological study of siliceous geodes in the surroundings of Dřevohostice

Type of thesis: bachelor

Institution: Palacky University of Olomouc, Faculty of Sciences, Department of Geology

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Year of presentation: 2019

Abstract: Siliceous geodes can be found at the elevation 275 approx. 1,25 km east-north-east from the center of Dřevohostice. The studied area was first described as a new occurrence of the menilite formation of the flysch belt in the Outer Western Carpathians in Moravia. The geodes are embedded in laminar opal cherts and are also weathered out onto the surrounding fields. Siliceous cretes also occur in the area besides the siliceous geodes and menilite cherts. This thesis is about describing the geodes according to their color, size, morphology, mineral cavity filling and comparing them to the more famous occurrences of geodes from Moravian karst and the world. The theoretical section concerns the geological characteristic of the studied location and research of known geodes. The laboratory part is then based upon results of the macroscopic study, microscopy in polarized light, identification of the minerals with the help of Raman spectroscopy and their chemical composition using the electron microprobe. Geodes from Dřevohostice have mainly yellow-brown, grey-white or honey-brown shades of colors. Their shape is mainly discoidal and spherical in less amounts and the size varies from 4–6 cm. The mineral filling mainly consists from white-grey quartz and grey-white or grey-yellow chalcedony. Inclusions of anhydrite, barite, Sr-rich barite and celestine can be found enclosed in these minerals. In addition, apatite has been found in the siliceous cretes. Dřevohostice geodes can be compared to the „rudice orbs“ especially through their size, surface morphology, shape and the presence of anhydrite and barite inclusions. With the exceptions of the solid inclusions, the Dřevohostice geodes have generally poorer mineral filling variety.

Keywords: Outer Western Carpathians, Subsilesian Unit, Menilite Formation, Siliceous geodes, Dřevohostice

Number of pages: 46

Appendixes: 3

Language: Czech

Prohlašuji, že jsem předkládanou bakalářskou práci vypracoval samostatně pod dohledem vedoucího a všechny použité prameny a literatura byly řádně citovány.

V Olomouci dne

Podpis

Poděkování

Tímto byl chtěl poděkovat hlavně vedoucímu své práce, RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D., za veškeré rady a připomínky. Dále bych rád poděkoval prof. RNDr. Antonínu Přichystalovi, DSc. za konzultace a poskytnutí podstatné části literatury. Rád bych také poděkoval Mgr. Jaroslavu Kapustovi za provedení EDX analýz a fotodokumentace na elektronové mikrosondě. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat Mgr. Vlastimilu Maškovi, Ph.D. za zdokumentování vzorků s pomocí Ramanovy spektroskopie. Samozřejmě mé díky patří také panu Mgr. Jiřímu Jakubálovi za poskytnutí geod ke studiu z jeho soukromé sbírky a za provedení po lokalitě. Za konzultace v oblasti IT děkuji Vojtěchu Miernému.

Obsah:

1. Úvod.....	7
2. Lokalizace.....	9
3. Geologická situace.....	10
3.1. Flyšové pásmo.....	11
3.1.1 Magurská skupina příkrovů.....	12
3.1.2 Vnější skupina příkrovů.....	12
3.2. Karpatská předhlubeň.....	16
4. Křemité geody.....	17
4.1 Geody Moravského krasu.....	17
4.2 Křemité geody ze světa.....	18
4.3 Dosavadní výzkumy geod na lokalitě v Dřevohosticích.....	19
5. Metodika.....	21
6. Výsledky.....	24
6.1 Terénní výzkum.....	24
6.2 Makroskopické studium.....	24
6.2.1 Barva.....	24
6.2.2 Morfologie.....	25
6.2.3 Velikost.....	27
6.3 Mikroskopická charakteristika.....	28
6.4 Elektronová mikroanalýza.....	30
6.5 Ramanova spektroskopie.....	33
7. Diskuse.....	36
8. Závěr.....	38
Seznam literatury.....	39
Seznam příloh.....	42

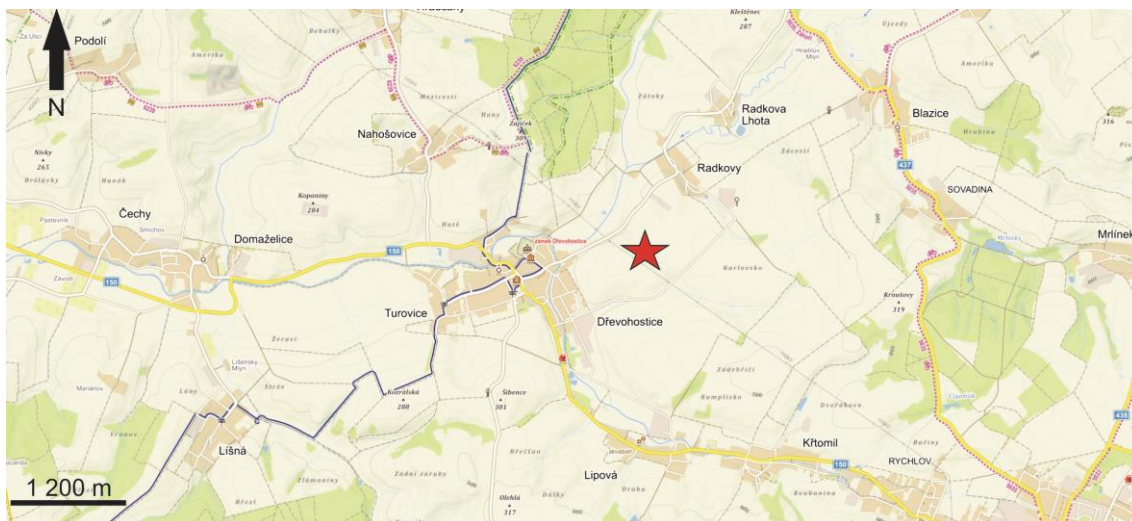
1. Úvod

Na poli v okolí Dřevohostic byly před několika lety objeveny amatérským sběratelem a archeologem panem Mgr. Jakubálem křemité geody a různé typy menilitových rohovců. Tyto „dřevohostické bubliny“, jak je nálezce nazval, se vzhledově podobají známým „rudickým koulím“ z Moravského krasu. Stručná nálezová zpráva o geodách byla uveřejněna v časopisu Minerál (Kropáč et al. 2014) a menilitovými rohovci na lokalitě se zabývala práce Kropáč et al. (2015). Podrobnější studie o geodách od Dřevohostic, které jsou unikátní z hlediska geologické pozice, až do této chvíle nebyla provedena.

Cílem bakalářské práce je charakterizovat křemité geody z okolí Dřevohostic z hlediska barvy, morfologie a minerální výplně. Rešeršní část práce se zabývá geologickou charakteristikou zájmové oblasti a také shrnuje poznatky o křemitých geodách z Moravského krasu a ze světa. Výsledková část se zaměřuje po terénním výzkumu a makroskopickém popisu geod na charakteristiku minerální výplně s využitím klasické mikroskopie v procházejícím polarizovaném světle, dále pak Ramanovy spektroskopie a elektronové mikroanalýzy. V diskusi jsou získaná data srovnávána s poznatky o geodách z výskytů na Moravě a ve světě.

2. Lokalizace

Lokalita se nachází v okrese Přerov asi 1,25 km vsv. od radnice v Dřevohosticích okolo vyvýšeniny U Remízu, v nadmořské výšce 275 m n. m (obr. 1).

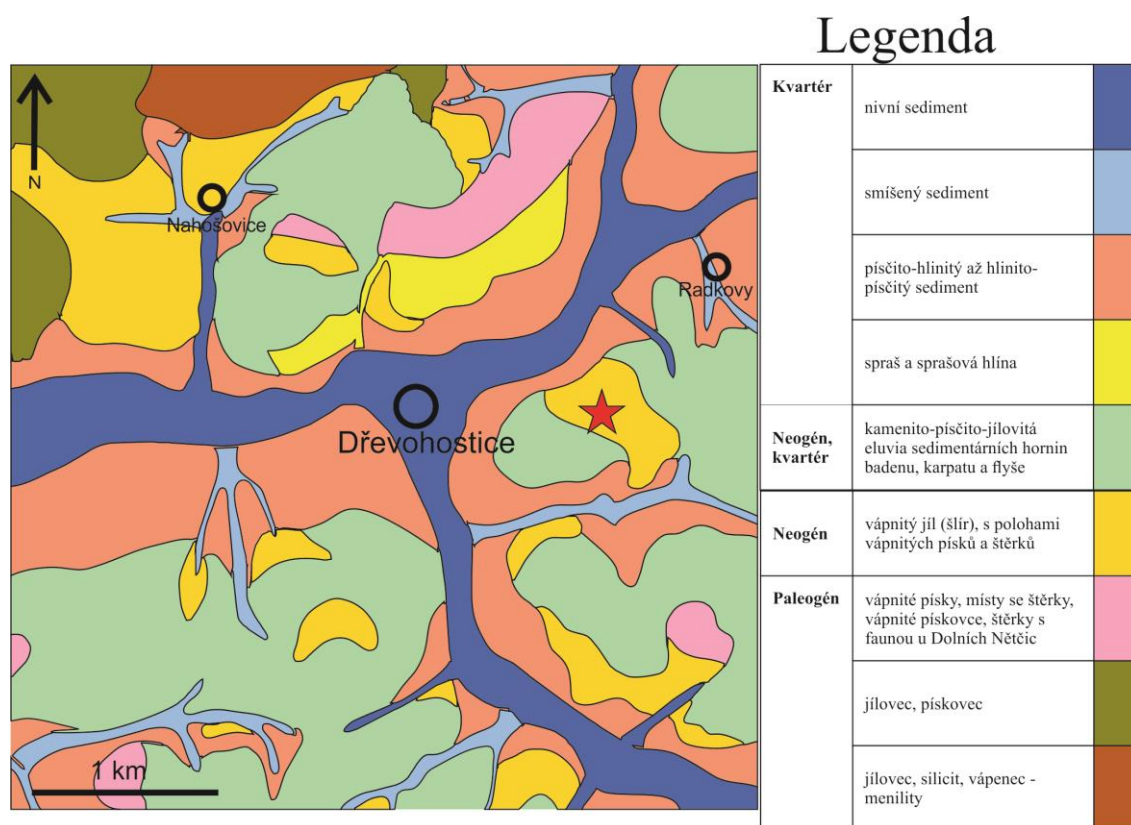


Obr. 1: Turistická mapa Dřevohostic, lokalita označena hvězdou (www1)

Krajina je mírně zvlněná, bez extrémních převýšení. Většinu plochy v okolí Dřevohostic zaujímají orná pole. Z geomorfologického hlediska lze území zařadit do Vítonické pahorkatiny, která patří do podcelku Kelčské pahorkatiny. Ta je pak součástí Podbeskydské pahorkatiny Vnějších Západních Karpat (www2).

3. Geologická situace

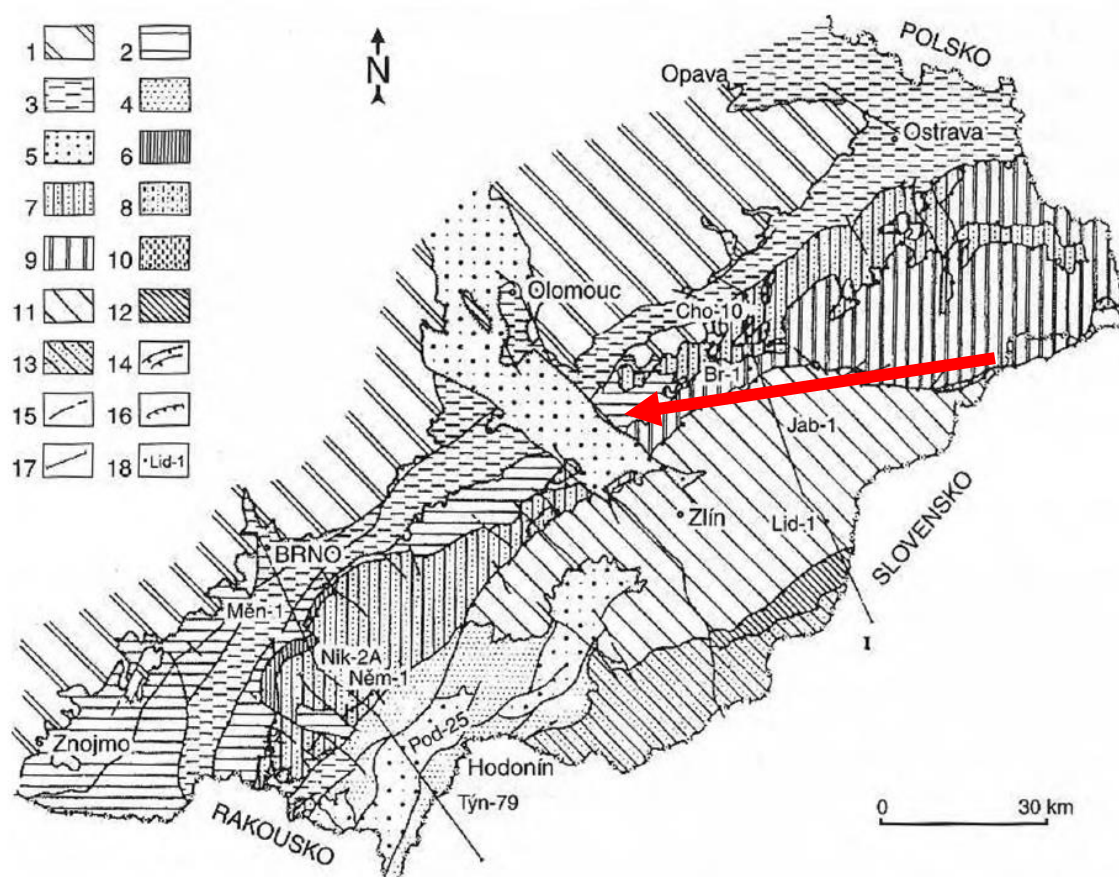
Studovaná lokalita se nachází na styku karpatské předhlubně a flyšového pásma Západních Karpat. Křemité geody můžeme nalézt v horninách menilitového souvrství (Kropáč et al. 2015), které v podobě tektonických trosek vystupují na povrch u Dřevohostic i v širším okolí, např. u Nahošovic (obr. 2). Tyto trosky byly tradičně řazeny díky litologické podobnosti se ždánickou jednotkou do podslezské jednotky vnější menilito-krosněnské skupiny příkrovů (Roth et al. 1963, Stráník et al. 1993, Eliáš 1998). Převažující horninové prostředí tvoří vápnité jíly (šlíry) karpatské předhlubně (stupeň karpat) s polohami vápnitých písků a štěrků a kamenito-písčito-jílovitá eluvia sedimentárních hornin badenu, karpátu a flyše (Benada a Kokolusová 1987, Pálenský 1996; obr.2). Necelých 8 km vzdušnou čarou jv. od Dřevohostic je linie nasunutí račanského příkrovu magurské skupiny příkrovů, tvořící Hostýnské vrchy (Brzobohatý a Cicha 1993, Stráník et al. 1993).



Obr.2: Schématická geologická mapa okolí Dřevohostic, lokalita označena hvězdou (upraveno podle www3)

3.1. Flyšové pásmo

Sedimentace ve flyšovém pásmu Západních Karpat na Moravě probíhala od mezozoika do terciéru. Typické je rytmické střídání písčitých a jílovitých sedimentů, tzv. flyš. Jednotlivé skupiny příkrovů jsou uloženy nad sebou z důvodu nasunování směrem k vnějším částem pohoří (Chlupáč et al. 2002). Flyšové pásmo se dělí na dvě skupiny: 1) magurskou skupinu příkrovů, která se skládá z jednotky račanské, bystrické a bělokarpatské; 2) vnější skupinu příkrovů, kde se nachází předmagurská, zdounecká, slezská, podslezská, ždánická a pouzdřanská jednotka (viz obr. 3).



Obr. 3: Přehled jednotek Západních Karpat na území ČR, lokalita označena šipkou (Stráník et al. 1993). Legenda: 1 – Český masiv; 2 – spodní miocén Karpatské předlubně; 3 – střední miocén; 4 – svrchní miocén; 5 – pliocén; 6 – pouzdřanská j.; 7 – ždánická a podslezská j.; 8 – zdounecká j.; 9 – slezská jednotka; 10 – předmagurská j.; 11 – račanská j. magurské skupiny příkrovů; 12 – bystrická j.; 13 – bělokarpatská j. magurské skupiny příkrovů; 14 – příkrovy a přesmyky; 15 – zlomy; 16 – okraj transgrese; 17 – linie geologických řezů; 18 – vrty.

3.1.1 Magurská skupina příkrovů

Celkový vrstevní sled skupiny zahrnuje horniny od sv. jury po stř. paleogén. Nejstarší sedimenty ze sv. jury a sp. křídly (vápence a slíny) se vyskytují ve formě valounů a bloků v mladších sedimentech nebo jako tektonické útržky (bradlo u obce Kurovice; Chlupáč et al. 2002). Během sp. křídly se začaly v račanské a bělokarpatské jednotce ukládat tmavé pelitické sedimenty, např. černé břidlice, tmavé slíny, vápnité jílovce a šedé skvrnitě jílovce (rajnochovické a hlucké souvrství). V průběhu sv. křídly (cenoman – maastricht) se ukládaly pelagické až hemipelagické červenohnědé jílovce kauberského souvrství v celém sedimentačním prostoru. Následné svrchnokřídové a paleogenní litofaciální sledy v račanské a bystrické jednotce vykazují podobný charakter (zejména soláňské a belovežské souvrství), zatímco sedimentace v bělokarpatské jednotce se liší (Stráník et al. 1993). V račanské a bystrické jednotce lze nalézt drobně až středně rytmický flyš s drobovými pískovci, šedými až šedozelenými jílovci a z části i arkózovými pískovci až slepenci. Podobná situace je i v bystrické jednotce, kde flyš je spíše středně až hrubě rytmický s pískovci a menším počtem slepenců. V bělokarpatské jednotce se vymezují dva vývoje, vlárský a hlucký. Vlárský vývoj je typický drobně až středně rytmickým flyšem s pískovci, jílovci a příležitostnými vápenci. Vápnité jílovce a batyální distální turbidity jsou pak charakteristické pro hlucký vývoj. Sedimentace v račanské jednotce skončila uložením zlínského souvrství ve sp. oligocénu, v bystrické jednotce bystrickým souvrstvím ve sv. eocénu a v bělokarpatské jednotce kuželovským souvrstvím na hranici sp. a stř. eocénu (Stráník et al. 1993, Chlupáč et al. 2002).

3.1.2 Vnější skupina příkrovů

Vnější skupina příkrovů, zvaná také menilito-krosněnská, zahrnuje sedimenty ve stratigrafickém rozsahu sv. jura až sp. miocén. Sedimentace byla hlavně pelagická a ukládaly se především nejen jílové horniny, ale i mocné sledy pískovců a slepenců. Název skupiny odpovídá přítomnosti právě typických šedohnědých rohovců menilitového souvrství, které se vyskytuje v podslezské a ve ždánické jednotce, dále v předmagurké jednotce a v godulském vývoji slezské jednotky.

Nepřerušené vrstevní sledy od sv. jury (oxford) až po oligocén zůstaly zachovány pouze ve slezské jednotce, která tvoří Moravskoslezské Beskydy a části Podbeskydské pahorkatiny. Ve slezské jednotce lze rozlišovat tři typy vývoje: godulský, bašský a kelčský (Eliáš 1970, Stráník et al. 1993). Godulský vývoj je typický hlubokomořskými sedimenty, které mají místy mocnost až 6 000 m se stratigrafickým rozsahem sv. jura až oligocén. Ve spodních polohách lze nalézt tmavé vápnité jílovce spodních těšínských vrstev (tzv. vendryňské souvrství, podle návrhu úpravy litostratigrafického členění Eliáše et al. 2003) a také těšínské vápence. Během valanginu se mění charakter sedimentace na flyšový typ a začíná se ukládat hradištské souvrství s typickými tmavými hnědošedými vápnitými jílovci a vápnitými pískovci. Střední část godulského vývoje je význačná přítomností mocných lavic křemitovápničných glaukonitických pískovců, které se střídají se zelenošedými jílovci (godulské souvrství). Vyšší polohy jsou pak reprezentovány arkózovými a drobovými pískovci až slepenci istebňanského souvrství. V paleocénu se charakter sedimentace mění na drobně rytmickou. Typické jsou šedé, zelenošedé a červené nevápnité jílovce podmenilitového souvrství. Během sp. až sv. oligocénu se ukládají rohovce menilitového souvrství. Sedimentační cyklus je pak ve sv. oligocénu ukončen flyšovou sedimentací krosněnského souvrství, ve kterém lze nalézt šedé vápnité jílovce a světlé, slídnaté vápnité laminované pískovce (Stráník et al. 1993). Bašský vývoj je územně omezen na Štramberskou pahorkatinu a představuje vrstevní sled od sv. jury po sp. paleocén. Nejstaršími horninami jsou bílé, hrubě až jemně zrnité štramberské vápence z tithonu a šedé až světlé hnědé kopřivnické vápence z valanginu (Eliáš 1970, Stráník et al. 1993). Bašské souvrství ve střední části vrstevního sledu zahrnuje středně až hrubě rytmický flyš s vápnitými pískovci, spongiovými rohovci a tmavými jílovci. Celý vývoj zakončuje pálkovické souvrství, diskordantně navazující na bašské souvrství (Roth et al. 1962), které je typické hrubým flyšem z pískovců, slepenců a tmavošedých jílovců (Stráník et al. 1993). V kelčském vývoji se nachází drobný rytmický flyš, kde se střídají různě zbarvené jílovce, např. nazelenalé, červenohnědé, modrošedé a zelenošedé, které často uzavírají pískovce a tělesa slepenců s klasty štramberských a kopřivnických vápenců (Eliáš 1970, Stráník et al. 1993).

Další významnou jednotkou je jednotka ždánická. Vyskytuje se hlavně na jižní a střední Moravě. Jednotka se začala formovat již od sv. jury a sedimentace pokračovala

s přerušeními až do sp. miocénu (Stráník et al. 1993). Svrchnojurské a křídové útržky sedimentů (klentnické souvrství, ernstbrunnské vápence, klementske a pálavské souvrství) lze nalézt v Pavlovských vrších. Ve Ždánickém lese a na Litenečské pahorkatině vystupují další významná souvrství ždánické jednotky, němčické (podmenilitové) a nadložní menilitové. Němčické souvrství se tvořilo od sv. křídly po sp. oligocén. Obsahuje převážně hemipelagické sedimenty, např. zelenošedé tmavé jílovce a tmavošedé jílovce, místy i tělesa pískovců a slepenců, ve kterých jsou hojné foraminifery (Stráník et al. 1993). Nadložní menilitové souvrství se ve ždánické jednotce rozděluje na podrohovcové a rohovcové vrstvy, dynowské slínovce a šitbořické vrstvy (Stráník 1981). Podrohovcové vrstvy jsou typické vápnitými a silicifikovanými jílovci. Nad nimi leží vrstvy rohovcové, kde lze nalézt černošedé, hnědé a laminované menilitové rohovce. Předposlední vrstvou jsou dynowské slínovce. Ty zahrnují hlavně rohovce a tufity a společně s rohovcovými vrstvami obsahují fosilie ryb ze spodního oligocénu. Nadložní a zároveň poslední částí jsou šitbořické vrstvy, které se vyznačují drobně rytmickým flyšem a převažují zde zbarvené jílovce s ččkami prachovců až pískovců (Krhovský 1981, Stráník et al. 1993 Chlupáč et al. 2002). V nadloží menilitového souvrství se ve sv. oligocénu a sp. miocénu uložily ještě ždánicko-hustopečské souvrství, šakvické slíny, pavlovické souvrství a laaské souvrství (Stráník et al. 1993).

Podslezskou jednotku lze nalézt v sv. části Západních Karpat na střední a východní Moravě a ve Slezsku. Zároveň představuje podstatnou část Podbeskydské pahorkatiny (Stráník et al. 1993). Na JZ hraničí se ždánickou jednotkou, na JV se slezskou jednotkou a na J částečně s magurskou skupinou příkrovů. Podrobnější litologická charakteristika podlelské jednotky je obtížná z důvodu tektonického porušení a nedostatečného odkrytí, které zahrnuje především koryta místních řek (Eliáš 1998). Na bázi podlelské jednotky se uložilo frýdecké souvrství. Jedná se o litologický celek o mocnosti zhruba 500 m a stáří turon až dan. V souvrství převládají šedé až hnědošedé prachově písčité vápnité jílovce nad vápnitými pískovci. Souvrství je také významné množstvím paleontologických nálezů, k nejčastějším fosiliím patří amoniti, belemniti a foraminifery (Eliášová 1960 in Eliáš 1998). Nadložní frýdlantské souvrství o mocnosti cca 800 m se tvořilo v období od sp. paleocénu (dan) do sv. eocénu (priabon). Ve frýdlantském souvrství se nachází především zelenošedé, šedozelelé, ale i

tmavošedé až černošedé vápnité jílovce, ale také polohy pískovců a slepenců strážského typu (Hanzlíková et al. 1953, Roth et al. 1962). V souvrství lze nalézt např. foraminifery, řasy (ruduchy), mechovky, korály či mlže (Eliáš 1998). Dalším souvrstvím je menilitové souvrství (staří sp. až stř. oligocén), jehož mocnost je zhruba 50–150 m. Tvoří jej hlavně mezobatyální sedimenty, které se usazovaly během světového ochlazování (Stráník et al. 1993). Hranice mezi menilitovým a frýdlantským souvrstvím jsou těžce stanovitelná. Důvod je přítomnost hnědošedých až čokoládově hnědých vápnitých jílovců, které se velice podobají jílovcům z frýdlantského souvrství. Proto se uvádí typické menilitové medově hnědé až tmavohnědé rohovce jako bezpečná spodní hranice (Eliáš 1998). K rohovcům také často přistupují bílé, bílo šedé jílovité vápence a jílovce, občas s rybími šupinami a úlomky koster ryb, např. *Clupea sardinites* (Příkryl 2007). Z důvodu špatného odkrytí, větší profily menilitového souvrství chybí. Avšak podobné vrstvy v podslezské jednotce lze korelovat s těmi ve ždánické jednotce. Podrohovcové vrstvy jsou téměř identické s hnědými vápnitými jílovcí. Lupenité a silicifikované jílovce a vápnité jílovce až jílovité vápence lze srovnat s rohovcovými vrstvami a dynowskými slínovci. Šitborické vrstvy korelují se zbarvenými jílovcí s vložkami prachovců a pískovců (Kropáč et al. 2015). Posledním souvrstvím je ženklavské souvrství, jež se řadí do sp. oligocénu. Jedná se o flyšové vrstvy jílovců a pískovců, které vystupují v některých oblastech nad menilitovým souvrstvím. Pískovce jsou tmavě šedé, jemnozrné a vápnité. Dosahují mocnosti do 1 m a jsou laminárně odlučné. Střídají se s polohami jílovců až jílu a menší vrstvou drobně zrnitého slepence o mocnosti několika decimetrů (Eliáš 1998).

Předmagurská jednotka vystupuje zejména na úpatí Hostýnských vrchů. V předmagurské jednotce lze vyčlenit 4 souvrství. Nejspodnější podmenilitové souvrství bývá mocné 300–500 m a jeho stáří je od sv. křídý po sv. eocén. Zastoupeny jsou zde šedé nevápnité a hnědé vápnité jílovce s polohami pískovců. Menilitové souvrství je litologicky podobné tomu ve ždánické a podslezské jednotce. Charakteristické jsou převážně dynowské slínovce a šitbořické vrstvy. Sv. oligocén je zastoupen krosněnským a chvalčovským souvrstvím s rytmickým flyšem (Stráník et al. 1993, Eliáš 1998, Chlupáč et al. 2002).

Dalšími plošně méně rozsáhlými jednotkami jsou jednotka pouzdřanská, vystupující hlavně u Strachotína a Újezdu u Brna (Cicha et al. 1965 in Stráník et al.

1993), a zdounecká, kterou lze nalézt jako tektonický útržek ve Chřibech. Pro pouzdřanskou jednotku jsou typické nevápnité jílovce se sekundárním sádrovcem uherčického souvrství a také vápnité, slídnaté pískovce a prachovce a boudecké slíny. Zdounecká jednotka je členěna podle Chmelíka (1971) na dva oddíly: spodní křídový oddíl litologicky odpovídá kelčskému vývoji slezské jednotky, zatímco svrchní oddíl lze charakterizovat organodetritickými pískovci.

3.2. Karpatská předhlubeň

Karpatská předhlubeň představuje rozsáhlý celek neogeních pánví. Počátek sedimentace v karpatské předhlubni se datuje na hranici oligocén/miocén, od které pak sedimentace pokračovala až do badenu (Brzobohatý a Cicha 1993, Kachlík 2003). Tvoří ji hlavně miocenní mořské a pliocenní sladkovodní sedimenty (jíly, písky, šterky, řasové vápence, evapority a uhelné sedimenty). Struktura předhlubně je tektonicky porušena zlomy ve směrech SV-JZ a SZ-JV. Výsledkem jsou deprese i elevace (Brzobohatý a Cicha 1993). Celek se dělí na jižní část od rakouské hranice po osu nesvačilského příkopu, střední po severní omezení Hornomoravského úvalu, severní část po hranici s Polskem a opavskou pánev na SSV. Střední část je pak porušena mohelnickou brázdou a Hornomoravským úvalem.

4. Křemité geody

Geody jsou běžné geologické útvary. Jedná se o sekundární výplň dutiny přibližně kulovitěho tvaru v sedimentární či magmatické hornině (tato práce se dále zabývá pouze křemitými geodami sedimentární geneze). Výplní většinou rozumíme krystaly minerálů jako je např. křemen a jeho odrůdy (nejčastěji bezbarvý křišťál, žlutý citrín a fialový ametyst), chalcedon nebo achát. V geodách lze pozorovat barevnou zonálnost z důvodu vstupu různých příměsí během krystalizace. Geneze sedimentárních geod bývá interpretována dvojím způsobem:

1) původ z mořských hub – geneze je možná díky spikulím houbovců (Porifera), které bývají tvořené hmotami SiO_2 nebo CaCO_3 . Tyto struktury pak vytváří dutiny během sedimentace hornin a později mohou krystalizovat minerály (Bosák 1978, Salameh a Schneider 1980).

2) původ nahrazování sulfátových konkréci – tento proces může probíhat v horkých a aridních oblastech, kde je vylučování solí z moře podpořeno vysokou salinitou. Mezi vznikající evapority patří hlavně anhydrit nebo sádrovec. Během diagenetických procesů se sulfáty sdružují do koncentrických nebo hlízovitých útvarů. Později dochází k vytvoření dutin po vyloučení sulfátových solí a mohou vznikat druhotné minerály jako je křemen, chalcedon nebo kalcit. Typický znak takto vytvořených konkréci je právě květákovitý nebo bradavičnatý povrch, který je pozorován u většiny studovaných geod (Petránek 1995).

4.1 Geody Moravského krasu

Jedná se o velice známé geody, v Rudicích jako „rudické koule“. Největší a řekněme nejkvalitnější vzorky geod byly nalezeny v rudických vrstvách. Tyto vrstvy vznikali zvětráváním z jurských sedimentů převážně ve sv. křídě. Horninovou výplň zde tvoří limonitické a kaolinitické jíly s polohami písků a rohovcových štěrků (Peloušková et al. 1985). Na bázi vrstev se nachází polohy železných rud, které se dříve těžily od středověku po 2. sv. válku (www4).

Samotné geody se ve vrstvách nachází spíše nepravidelně, někdy i v rovině jednotlivých horizontů. Typické „rudické koule“ vznikaly během jury a dosahují

velikostí převážně 3–7 cm, někdy i větších rozměrů 10 a více cm. Tvar geod je hlíznatý, bradavičnatý a svým vzhledem připomínají kvěťákovou hlavu (Horáková 2009). Centrální minerální výplň dutiny tvoří hlavně světle šedý nebo nažloutlý chalcedon a křemen ve formě bezbarvého křišťálu nebo žlutě zbarveného citrínu. Světle fialový ametyst, křídově bílý kašolong či karneol se ve výplni vyskytují raritně (Mejzlík 1977, Bosák 1978, Losos et al. 2000, www5).

Geneze geod Moravského krasu je vysvětlována teoremi uvedenými výše. Bosák (1978) popisuje genezi prostou silicifikací mořských hub do původních dutin v horninách. Druhé vysvětlení vzniku uvádí Losos et al. (2000). V geodách nalezených poblíž Olomučan byla zjištěna přítomnost mikroskopických inkluzí sulfátů. Nejčastěji se jedná o téměř chemicky čistý anhydrit a baryt s průměrným obsahem Sr 1,6 hm. %. Přítomnost těchto inkluzí naznačuje vznik geod nahrazováním sulfátových kongrecí křemitou hmotou (Losos et al. 2000). Dolníček a Buriánek (2001) ale tuhle teorii zpochybňují na základě studia fluidních inkluzí v minerální výplni geod. Podle jejich názoru geody vznikaly spíše přímou krystalizací ve volných dutinách za přítomnosti nízkoteplotních (méně než 50°C) a nízkosalinních (až 1,6 hm.% NaCl) roztoků. V závěru je třeba dodat, že by se žádná z uvedených teorií neměla nutně zavrhnout z důvodu nedostatku jasně prokazujících studií.

4.2 Křemité geody ze světa

Křemité geody sedimentárního původu můžeme nalézt na různých místech ve světě v sedimentech odlišného stáří. První příklad pochází z Bristolského revíru v Anglii. Zde byly nalezeny geody ze sv. triasu v dolomitických konglomerátech, jejichž klasy se skládají většinou z uhelného vápence a červeného pískovce. Geody mají často velmi dobře vyvinuté krystaly křemene až křišťálu, proto se v minulosti zaměňovaly za diamanty druhořadé kvality (Bradshaw 1968 in Tucker 1976) a od toho nesou anglický název „Bristol Diamonds“. Podle Tuckera (1976) tyto geody vznikaly nahrazováním anhydritových kongrecí směrem od vnějšku dovnitř. V křemeni lze totiž nalézt plochy obdélníkového tvaru, které autor interpretuje jako původní tvary anhydritových krystalů.

Druhým příkladem jsou křemité geody z Jordánska. Přibližně 60 kusů geod se našlo vyvětralých z 60cm vrstvy dolomitu z cenomanu, cca 10 km sz. od Ammanu (Salameh a Schneider 1980). Geody dosahují různých velikostí od 8 po 18 cm a mají převážně sférický až čepelovitý (subsférický) tvar. Okraje jsou především z chalcedonu či křemene a středy bývají vyplněné kalcitem. Jejich geneze je podle autorů pravděpodobně organického původu, konkrétně se domnívají, že se jedná o pozůstatky skeletů mořských hub, které lze nalézt ve středních částech geod (Salameh a Schneider 1980).

V jižní Indianě (USA) byly v Sandersovém souvrství zkoumány sférické až subsférické geody z karbonu o velikostech 1–20 cm (Maliva 1987). Geody se nachází primárně v krinoid-bryozoových vápencích. Kromě křemene lze nalézt v dutinách i kalcit, dolomit, chalcedon, pyrit, sfalerit a baryt. Povrchové vybouleniny dávají zvětřalým geodám zřetelný květákovitý vzhled. Na povrchu se nalézají také fosilie ramenonožců. V chalcedonu se zřídka objevují inkluze anhydritu, více jsou však zastoupeny ve středech krystalů křemene. Inkluze jsou převážně tabulkovitého a nepravidelného tvaru. Podle Malivy (1987) byly křemité geody vytvořeny silicifikací anhydritových konkrecí.

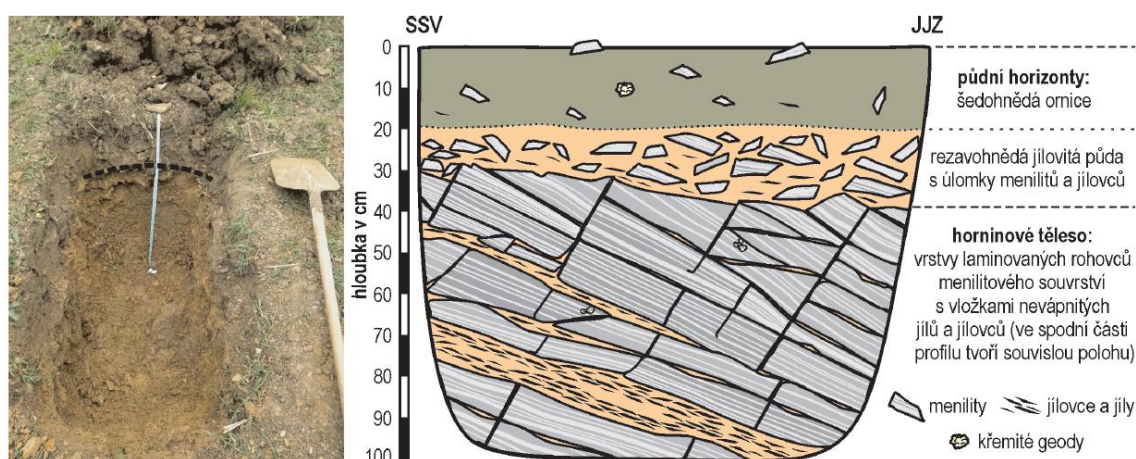
Elorza a Rodriguez-Lazaro (1983) popsali „květákovité“ křemité geody opět sférického až subsférického tvaru ze sv. křídly v bílých až nažloutlých slinitých jílech na severu Španělska. Jejich velikosti se pohybují mezi 1 až 15 cm. Ve větších vzorcích je vnitřní dutina prázdná, avšak v menších geodách (1–2 cm) jsou přítomné krystalky křemene a karbonátů. V krystalech křemene byly nalezeny drobné inkluze prizmatického anhydritu, které směřují k vnějším stranám geod. Ze studie vyplývá, že také tyto geody mohly vznikat nahrazováním anhydritu křemenem.

4.3 Dosavadní výzkumy geod na lokalitě v Dřevohosticích

Výzkum křemitých geod na lokalitě inicioval svými nálezy pan Mgr. Jakubál po roce 2012. Prvotní výsledky představuje krátká nálezová zpráva Kropáče et al. (2014). Většina nalezených geod se pohybovala ve velikostech 2–9 cm a s šedým až béžovým bradavičnatým povrchem. Popsány byly geody volné i vzácnější nálezy geod zarostlých v šedých laminovaných rohovicích a také křemité krusty, které svým vzhledem

připomínají konkrce sádrovců. Dále byla makroskopicky stručně charakterizována minerální výplň geod, kterou tvořil hlavně hroznovitý chalcedon s šedobílým až šedožlutým odstínem. Výjimečně byly nalezeny i geody s mléčně bílým povrchem a krystalky průhledného křemene (Kropáč et al. 2014).

Na lokalitě na kótě 275 byla následně vykopána sonda (viz obr. 4) která potvrdila přítomnost mateřského tělesa menilitů se zarostlými geodami (Kropáč et al. 2015). Po odkopání prvních 20 cm se barva půdy změnila z šedohnědé na žluto až rezavohnědou a také rapidně vzrostla koncentrace úlomků hornin. Mateřská hornina byla zjištěna už v hloubce 30 cm, kde hlavní zastoupení měly šedohnědé a šedobílé rohovce (vzácně se zarostlými geodami) s polohami šedo zelených až zelenohnědých jíílů a jíilovců. Odkryté vrstvy mají úklon zhruba 25° na JJZ. Rohovcové vrstvy jsou velice rozpukané, pukliny jsou ukloněny ve směru na SSV pod úhlem 55–60° (Kropáč et al. 2015).



Obr. 4: Kopaná sonda a laterální schéma odkryvu menilitového souvrství v Dřevohosticích (Kropáč et al. 2015)

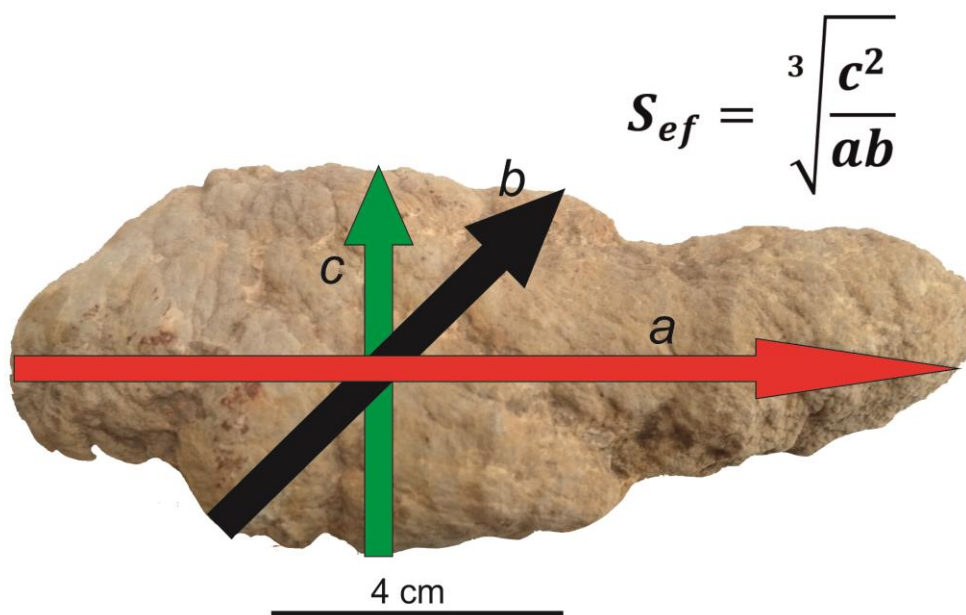
5. Metodika

Sběr vzorků probíhal na jaře 2018, kde bylo nasbíráno 26 nových vzorků (22 geod a 4 křemité krusty). Většina geod se nacházela volně na poli, a pouze 2 geody byly zarostlé v menilitových rohovicích. Dalších 109 ks geod ke studiu bylo náhodně vybráno a zapůjčeno k nedestruktivnímu studiu ze soukromé sbírky pana Jakubála, která čítá přes 600 kusů (viz obr. 5).



Obr. 5: Ukázka sbírky pana Jakubála (menility a geody) a nalevo hlavní studované vzorky (foto: Cholasta D.)

Nasbírané vzorky byly podrobeny makroskopickému studiu. Geody byly popsány na základě jejich barvy povrchu, převládajícího tvaru a velikosti. Sféricita, tedy míra zakulacení, se vypočítala pomocí naměřených rozměrů geod, konkrétně nejdelšího a , středního b a nejkratšího c . Podle naměřených rozměrů byly geody rozděleny do kategorií tvarových tříd (viz obr. 6) podle Zingga (1935).



Tvar	<i>diskovitý</i>	<i>sférický</i>	<i>čepelovitý</i>	<i>vřetenovitý</i>
<i>b/a</i>	> 0,66	> 0,66	< 0,66	< 0,66
<i>c/b</i>	< 0,66	> 0,66	< 0,66	> 0,66

Obr. 6: Schématické znázornění výpočtu sféricity a tvarové třídy (upraveno podle Zingga 1935)
 – *a* = největší rozměr, *b* = střední rozměr, *c* = nejmenší rozměr

Ze studovaných geod a vzorku křemité krusty bylo na Katedře geologie PříF UP v Olomouci vytvořeno šest leštěných výbrusů standardním postupem s využitím vakuové impregnace pro zpevnění dutých či nestabilních kusů. Klasická mikroskopie výbrusů v procházejícím polarizovaném světle a jejich následná fotodokumentace byla provedena na mikroskopu Olympus BX-50. Ve snímcích z výbrusů byly použity zkratky pro zjištění minerály (Whitney a Evans 2010).

Chemismus minerálů ve čtyřech grafitem napařených výbrusech byl analyzován na elektronové mikrosondě JEOL JXA-8600 na pracovišti Katedry geologie Univerzity Palackého v Olomouci metodou energiově disperzní mikroanalýzy (EDX) při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 10 nA (analytik Mgr. J. Kapusta). Jako standardy byly použity následující: celestin (Sr), baryt (Ba), apatit (P), anhydrit (S), diopsid (Ca), magnetit (Fe), mikroklin (K), magnezit (Mn), mikroklin (Al) a mikroklin (Si). Zároveň byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE). Empirické vzorce sulfátů byly přepočteny běžným způsobem na 4 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce.

Výbrusy tří geod a křemité krusty byly za účelem identifikace minerálních fází studovány také s pomocí Ramanovou spektroskopie (analytik dr. V. Mašek). Analýzy byly provedeny na zařízení WITec Alpha 300 R+ na pracovišti Ústavu molekulární a translační medicíny LF Univerzity Palackého v Olomouci při excitační vlnové délce 532 nm (objektiv Zeiss Epiplan EC Neofluar 50x, NA=0,8).

6. Výsledky

6.1 Terénní výzkum

Při terénním průzkumu na lokalitě bylo zmapováno přibližné území výskytu studovaných geod (viz obr. 7) a odebrány vzorky. V okruhu do zhruba 50 metrů od kóty 275 se nachází nejvíce vzorků geod, úlomků šedých, šedobílých a šedohnědých laminovaných rohovců a výjimečně i šedých křemitých krust. Směrem od kóty 275 po spádnici úlomků výrazně ubývá.

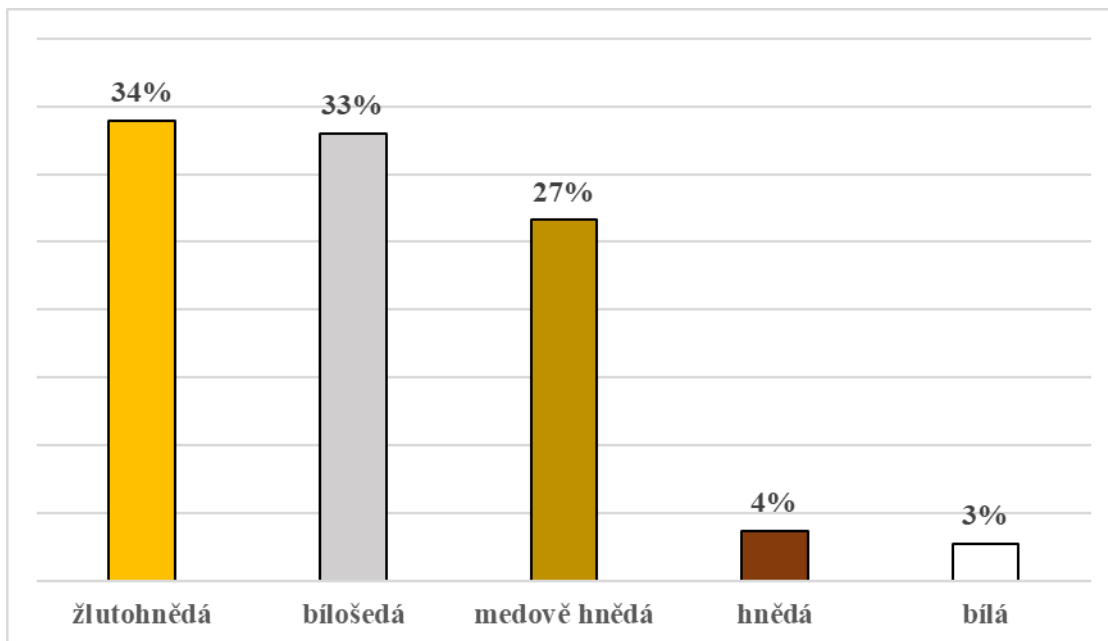


Obr. 7: Výřez turistické mapy, zmapovaná lokalita označena červeně (upraveno podle www.1)

6.2 Makroskopické studium

6.2.1 Barva

U geod bylo zjištěno pět převládajících barev povrchu. Nejčastější jsou žlutohnědé geody s 34 %, dále bílošedé s 33 % a méně pak medově hnědé s 27 %. Velmi vzácné pak byly barvy povrchu hnědá a bílá, které představují pouze 4 % a 3 % ze všech 109 studovaných vzorků (viz obr. 8). Zástupci s reprezentativními barvami povrchu jsou k nahlédnutí v příloze 1.



Obr. 8: Zastoupení barev povrchů studovaných geod ($n = 109$ ks)

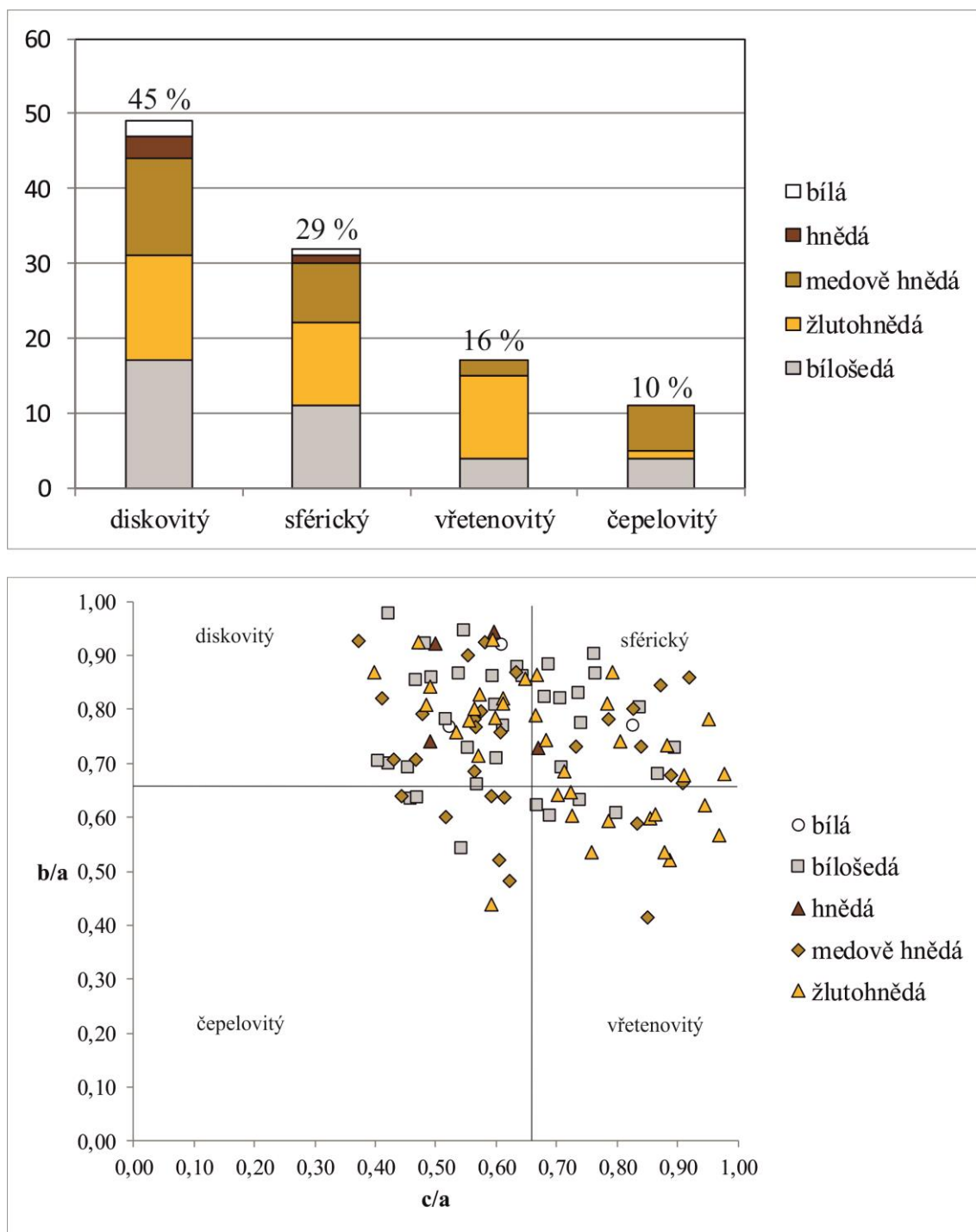
6.2.2 Morfologie

Povrch geod bývá nejčastěji bradavičnatý, květákovitý nebo hlíznatý. Bílé geody obecně disponují méně členitým povrchem.

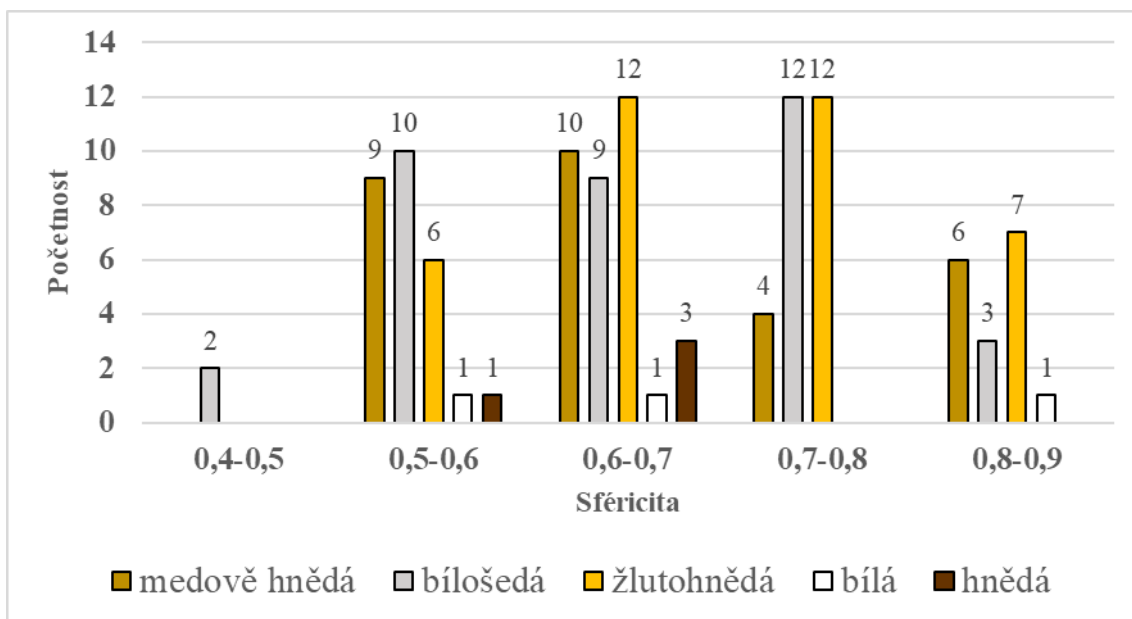
Pomocí tří naměřených rozměrů a tabulky tvarových částic (viz obr. 6) byl určen tvar geod. Nutno podotknout, že klasifikace tvarů je pouze orientační, jelikož se tvarové třídy běžně používají k zhodnocení klastů hornin. Nejvíce je zastoupen diskovitý tvar s 45 %, sférický tvar představuje 29 % studovaných geod, méně časté jsou pak vřetenovité a čepelovité tvary s 16 % a 10 % (viz obr. 9). Z porovnání tvarů ve vztahu k barvě povrchu vyplývá, že geody s diskovitým a sférickým tvarem mají rovnoměrně zastoupené nejběžnější barvy (žlutohnědou, bílošedou a medově hnědou). U vřetenovitého tvaru dominuje žlutohnědá barva, která je naopak u čepelovitého tvaru zastoupena minimálně (obr. 9).

Měření míry zakulacení, tj. sféricity (S_{ef}) ukazuje, že hnědé geody mají průměrnou sféricitu 0,64, medově hnědé a bílošedé geody 0,66 a žlutohnědé a bílé 0,7. Celková průměrná sféricita je 0,68 se směrodatnou odchylkou 0,1 ($n = 109$). V případě hnědých a bílých geod je hodnota vzhledem k nízkému počtu vzorků nereprezentativní. Z obr. 10 vyplývá, že žlutohnědá barva má normální rozdělení četností s maximem

v intervalu 0,6–0,8, zatímco u ostatních barev geod je rozložení kolísající. Přehled výpočtů sféricity a rozměrů geod je k dispozici v příloze 3.



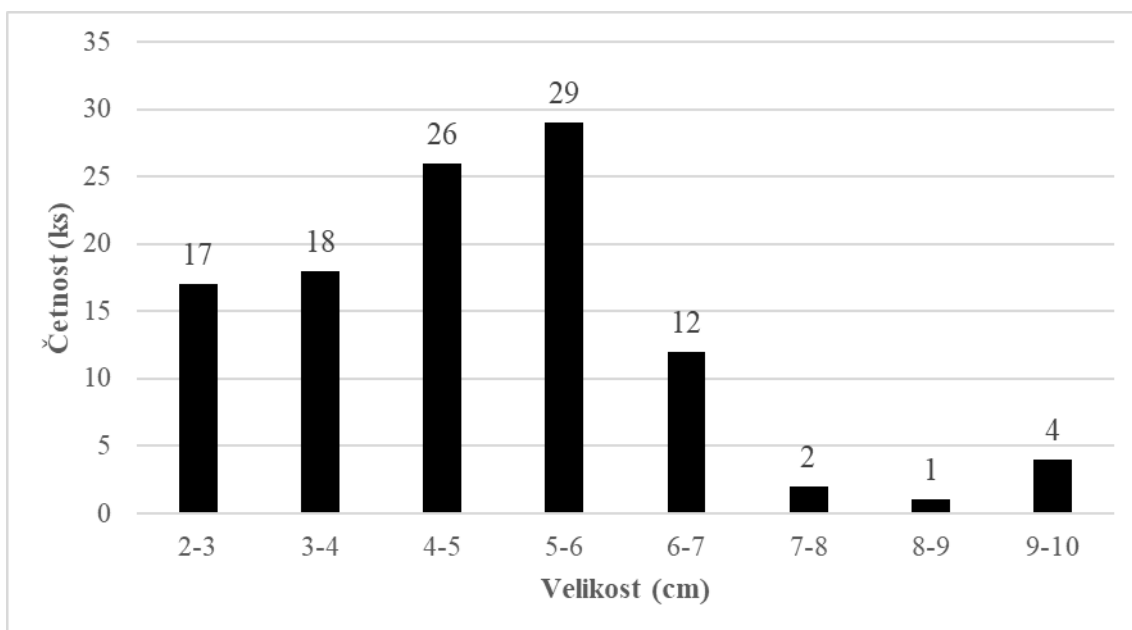
Obr. 9: Diagramy znázorňující četnosti tvarů geod podle tříd Zingga (1935) ve vztahu k barvě povrchu.



Obr. 10: Intervaly naměřené sféricity ve vztahu k početnosti barev povrchů geod

6.2.3 Velikost

Velikosti geod byly určeny pomocí největšího naměřeného rozměru. Rozměry geod se nejčastěji koncentrují do rozmezí 4–6 cm (obr. 11), nejmenší bílošedá a žlutohnědá geoda měřila 2,2 cm, naopak největší bílošedá a žlutohnědá geoda měřily 9,5 a 9,6 cm. Mezi velikostí a barvou nebyl tedy pozorován žádný vztah.



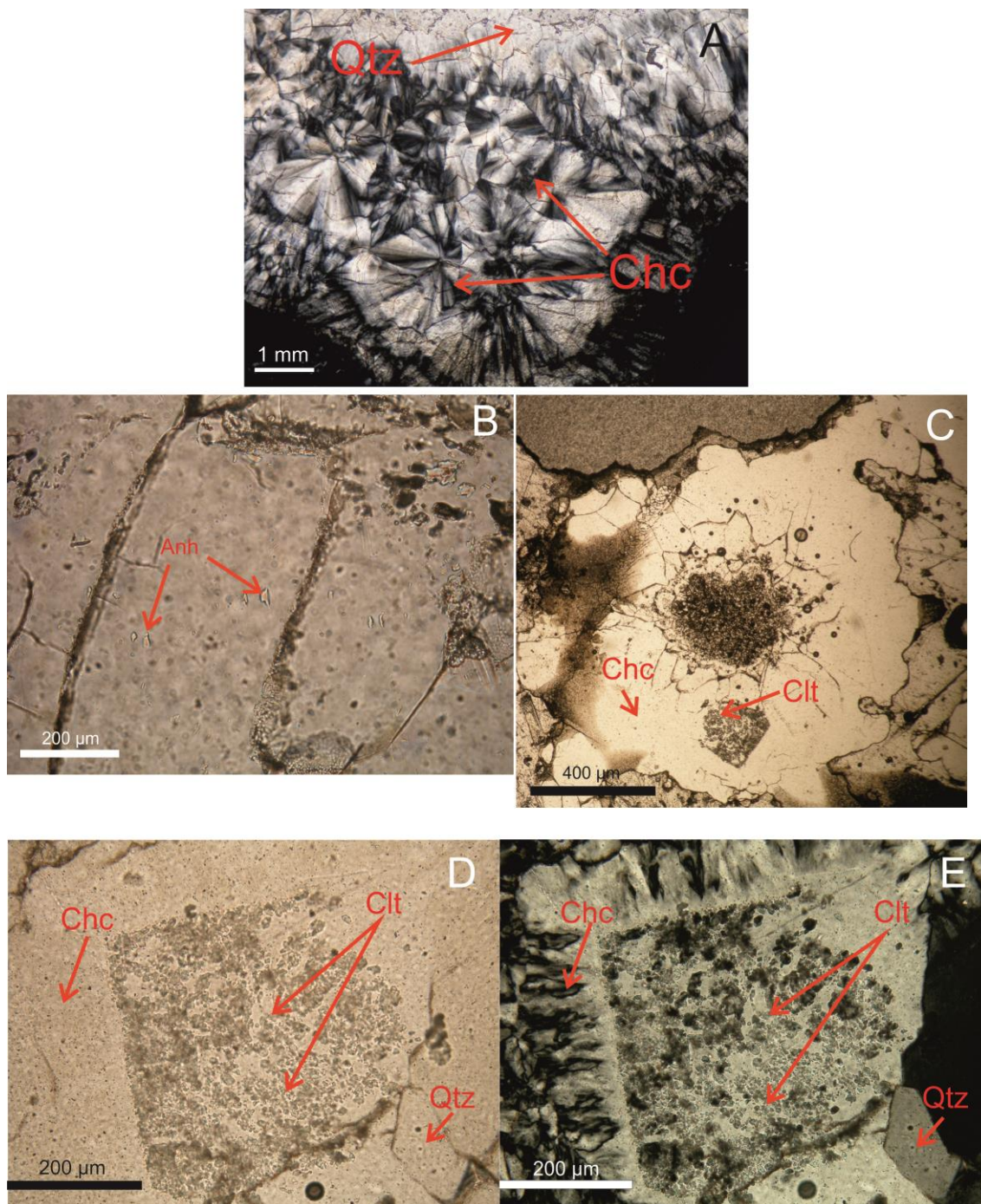
Obr. 11 Početnost geod ve vztahu k velikosti

6.3 Mikroskopická charakteristika

Mikroskopickému studiu bylo podrobena 5 vzorků (viz příloha 2): výbrusy V1a a V1b byly zhotoveny z plně bílé geody s výplní o mléčné barvě. Výbrus V2 byl vytvořen z poloplňné geody se žlutobílou výplní a žlutohnědým povrchem. Výbrus V3 pochází z šedé, částečně plně geody se žlutohnědým povrchem, V4 z téměř vyplněné geody s mědově hnědým povrchem a V5 byl vyroben z šedohnědé křemité krusty.

Hlavní minerální výplň vzorků představuje křemen a chalcedon. Křemen je v lineárně polarizovaném světle (PPL) bezbarvý (obr. 12D). Ve výbrusu V1b se vyskytuje kromě xenomorfních až hypautomorfních zrn i jako automorfní krystal narůstající do dutiny. V ostatních výbrusech je křemen xenomorfní. Při pozorování se zasunutým analyzátozem (XPL) má křemen interferenční barvy 1. řádu (šedou, šedobílou, bílou až žlutobílou) a zhášení je jednotné (obr. 12A, E). Chalcedon tvoří koncentrické vějířovité agregáty (V2, V3 a V5) s agregátním nebo undulózním zhášením a nízkým dvojlomem (obr. 12A, E).

Minerály a převážně křemen uzavírají pevné mikroskopické inkluze sulfátů, jako je anhydrit, celestin a baryt, respektive Sr-bohatý baryt. Ve výbrusu V1a se vyskytují jednotlivé tabulky a nepravidelná zrna anhydritu (obr. 12B) a celestinu o velikosti 5–50 μm . Celestin je zde uspořádán také v izometrických shlucích, které mají v průřezu tvar čtverce o délce strany zhruba 400 μm (obr. 12C, D, E). Anhydrit i celestin jsou v PPL bezbarvé a bez pleochroismu a mají vystupující reliéf vůči okolnímu křemeni či chalcedonu. V XPL má celestin šedou až šedobílou interferenční barvu 1. řádu (obr. 12E), interferenční barva anhydritu je až bíložlutá 1. řádu. Ve výbrusech V2, V3 a V4 byl nalezen celestin a Sr-bohatý baryt, ve výbrusu V3 i baryt. Sulfáty se zde vyskytují jako xenomorfní, nepravidelná zrna nebo hypautomorfní tabulky s dokonalou štěpností a nízkým dvojlomem. V křemité krustě (V5) byly kromě inkluzí celestinu a Sr-bohatého barytu nalezeny také agregátní shluky fosfátů (pravděpodobně se jedná o apatit).

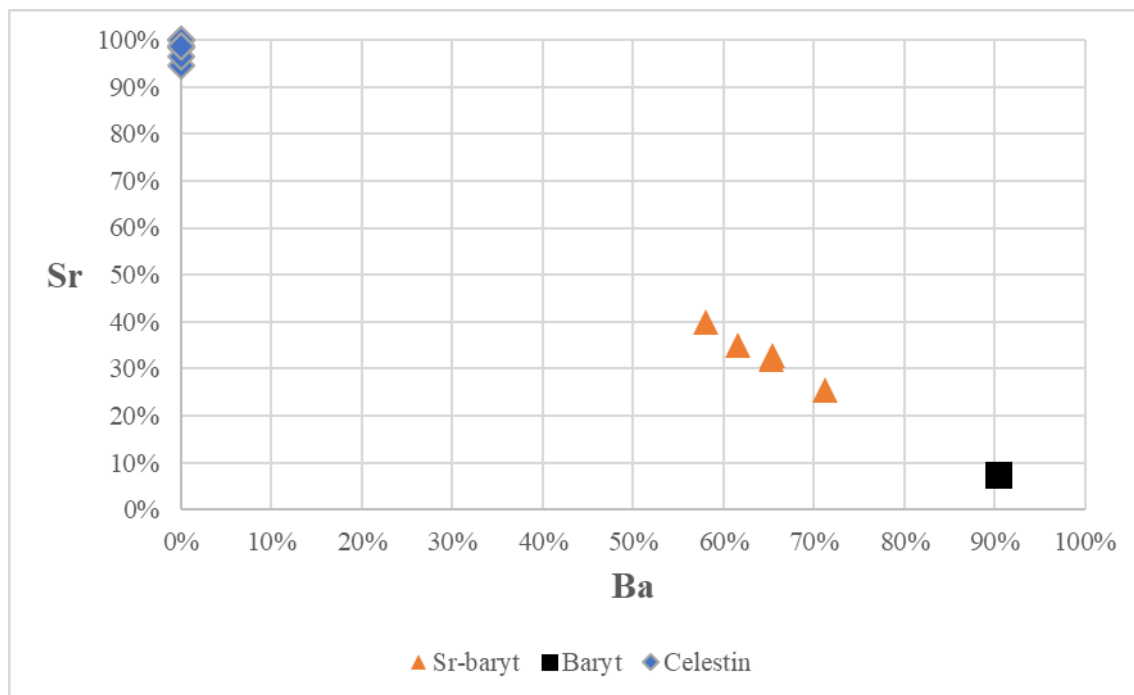


Obr. 12: A - koncentrické vějířovité agregáty chalcedonu a xenomorfní zrna křemene, V2 (XPL); B – tabulky anhydritu, V1a (PPL); C – shluk celestinu, V1a (PPL); D – celestin (detail) s chalcedonem a křemenem, V1a (PPL)'; E- celestin (detail) s chalcedonem a křemenem (XPL)

6.4 Elektronová mikroanalýza

S pomocí EDX analýzy bylo zjištěno chemické složení sulfátových inkluzí ve všech studovaných vzorcích a identifikovány fosfátové inkluze ve vzorku křemité krusty (V5). Sulfáty byly určeny jako anhydrit, celestin, baryt a Sr-bohatý baryt (obr. 14; tab. 1 a 2).

Anhydrit a celestin ve výbrusu V1a jsou chemicky čisté (bez příměsí v rámci možností detekce mikrosondy), zjištěný křemík pochází z okolní hmoty SiO_2 . Ve výbrusu V1b ze stejného vzorku sulfáty nalezeny s pomocí elektronové mikrosondy nebyly, což ukazuje, že v daném řezu nemusí být nutně zastíženy. U analýz minerálů ze vzorků V2–V5 (tab. 2) jsou nezvykle nízké sumy (nejspíše důsledek špatného naleštění výbrusů a nekvalitního napaření grafitem). Tyto analýzy lze proto chápat spíše jako orientační (obr. 13). Přesto ukazují, že i celestin ve vzorcích z ostatních geod a křemité krusty je chemicky čistý. Zároveň zde byl identifikován Sr-bohatý baryt a ve výbrusu V3 i baryt (tab. 2). Mimo celestin a Sr-bohatý baryt byly v křemité krustě (V5) nalezeny i inkluze fosfátů (blíže neurčený apatit).



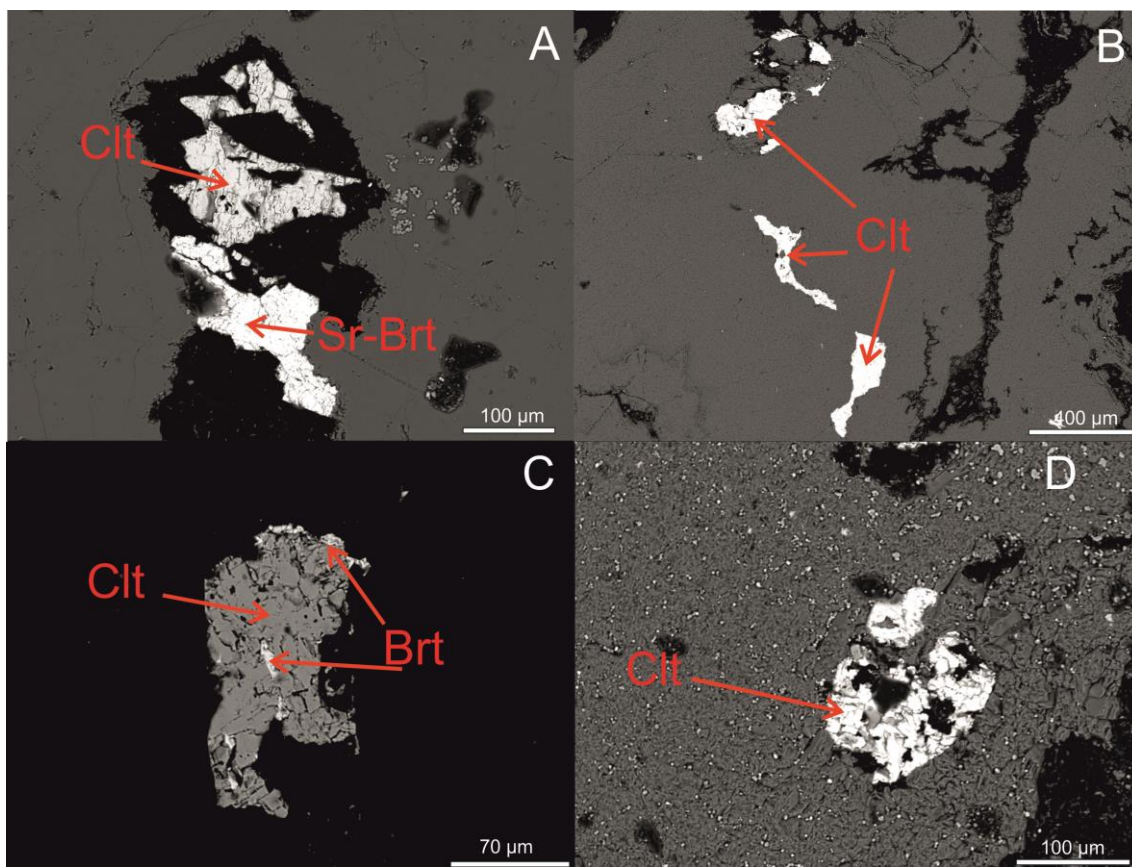
Obr. 13: Poměr Sr a Ba ve studovaných sulfátech

Tab. 1: Reprezentativní analýzy chemismu sulfátů ve vzorku V1 (na = nebylo analyzováno; v hm. %)

Vz. / Anl. Minerál	1a/1 anhydrit	1a/2 anhydrit	1a/6 anhydrit	1a/3 celestin	1a/4 celestin	1a/5 celestin
SO ₃	53,88	53,31	54,53	42,03	40,76	41,48
SiO ₂	3,79	2,53	1,50	na	na	na
CaO	40,81	41,12	42,69	na	na	na
SrO	na	na	na	58,25	59,09	57,29
BaO	na	na	na	na	na	na
Suma	98,48	96,96	98,72	100,28	99,85	98,77
S	0,94	0,95	0,95	0,98	0,97	0,98
Si	0,09	0,06	0,03	na	na	na
Ca	1,01	1,04	1,07	na	na	na
Sr	na	na	na	1,05	1,09	1,05
Ba	na	na	na	na	na	na
Suma Kat	2,04	2,05	2,06	2,03	2,06	2,03

Tab. 2: Analýzy chemismu vybraných sulfátů ze vzorků V2, V3 a V5 (na = nebylo analyzováno; v hm. %)

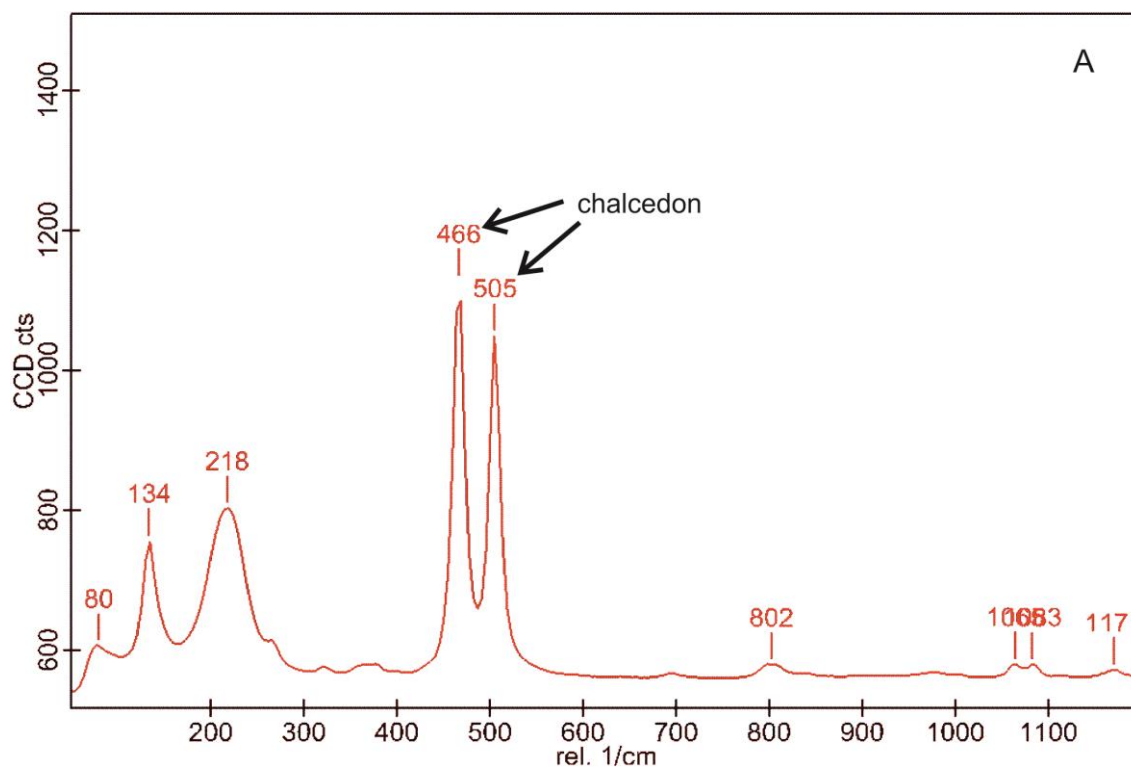
Vz. / Anl. Minerál	2/9 celestin	2/10 celestin	3/12 celestin	5/20 celestin	5/18 Sr-baryt	5/19 Sr-baryt	3/15 baryt
SO ₃	42,90	42,59	42,07	43,28	34,02	34,56	30,86
SiO ₂	na	na	na	na	na	na	na
CaO	na	na	na	na	na	na	na
SrO	51,47	52,49	53,42	55,37	14,39	17,74	2,99
BaO	na	na	na	0,31	42,36	38,16	53,06
Suma	94,37	95,08	95,49	98,96	90,77	90,46	86,91
S	1,02	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01
Si	na	na	na	na	na	na	na
Ca	na	na	na	na	na	na	na
Sr	0,94	0,96	0,99	0,99	0,33	0,40	0,08
Ba	na	na	na	0,00	0,65	0,58	0,90
Suma Kat	1,96	1,98	1,99	2,00	1,99	1,99	1,99

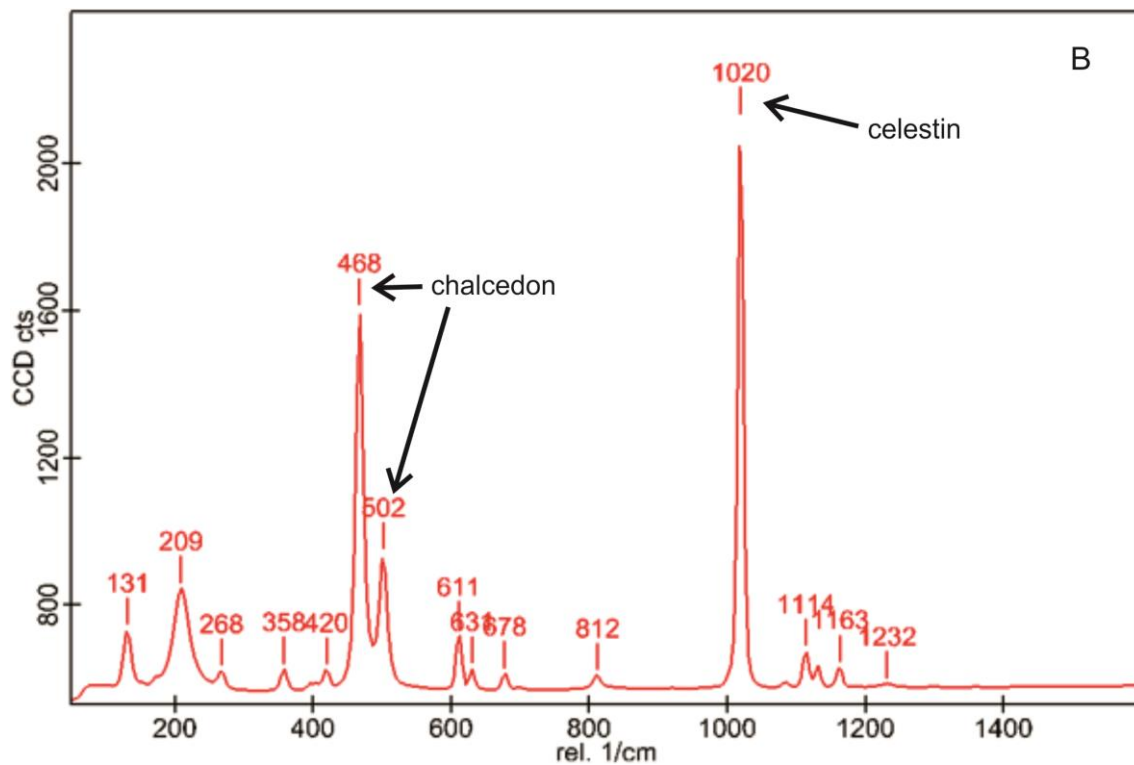


Obr. 14: BSE snímky výbrusů A – V2, celestin a Sr-bohatý baryt; B – V3, celestin; C – V5, celestin, baryt; D – V5, celestin

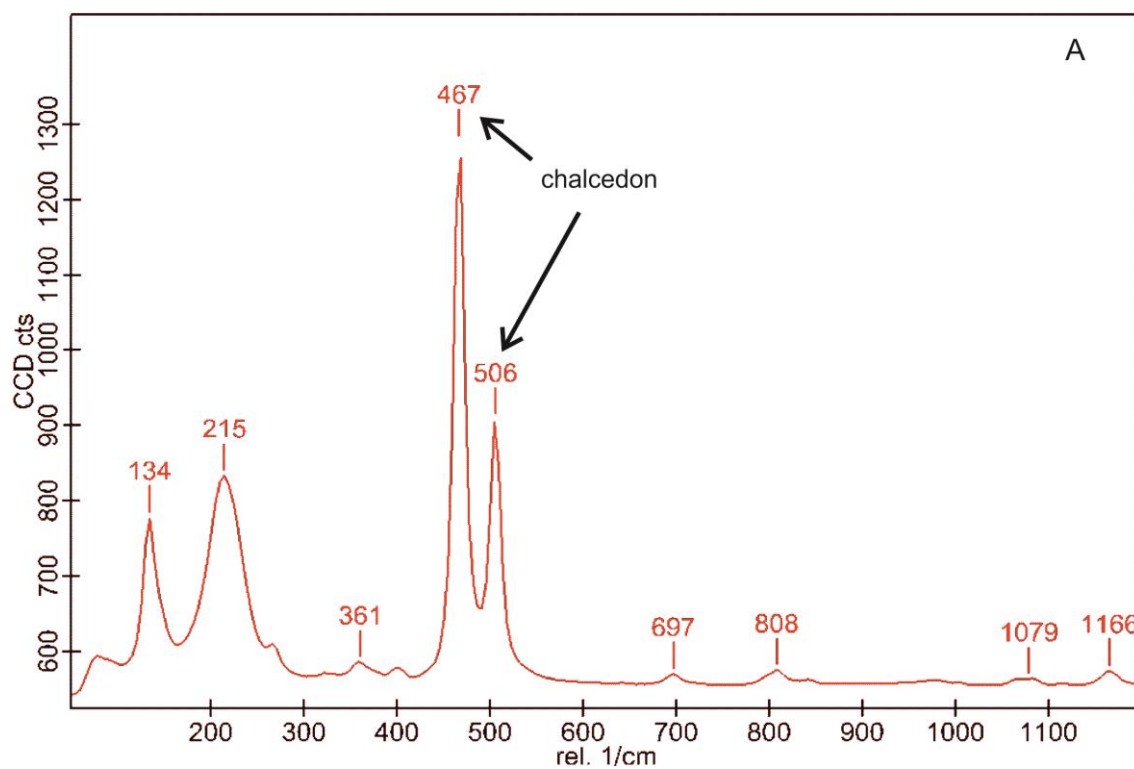
6.5 Ramanova spektroskopie

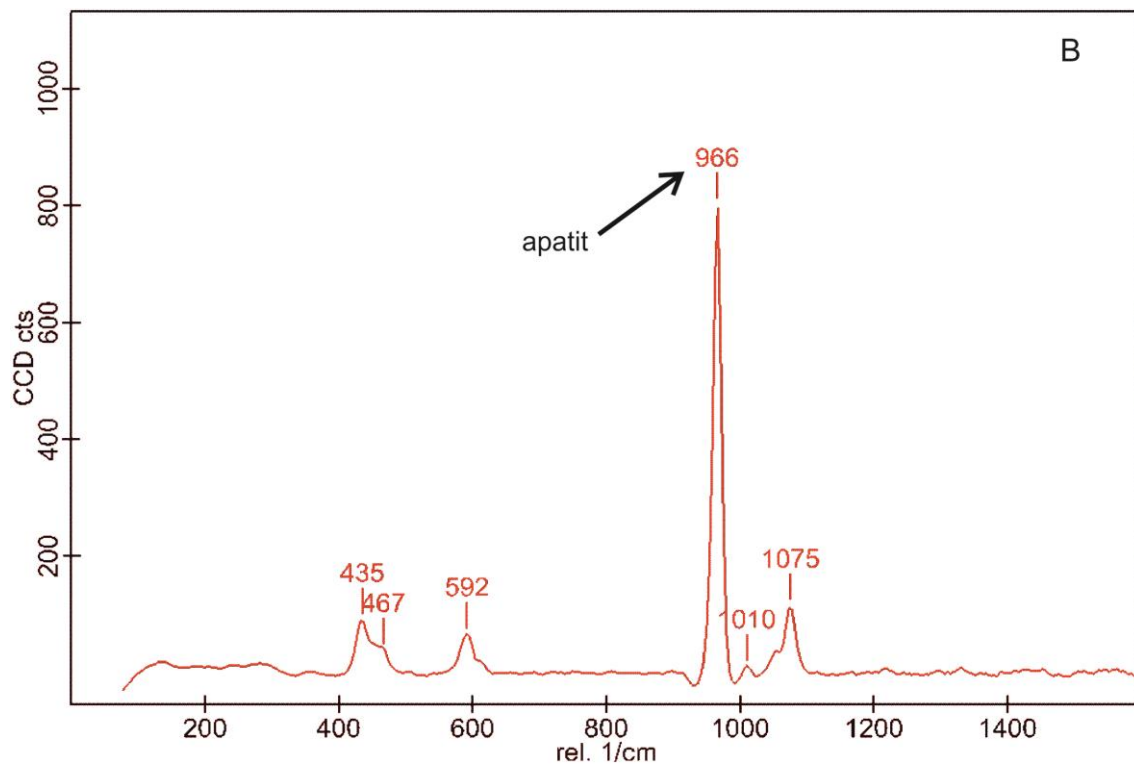
Pomocí uvedené metody byly analyzovány vzorky V2, V4 a V5 a identifikovány následující minerály: křemen, chalcedon, celestin a apatit. Přítomnost chalcedonu byla potvrzena ve všech třech výbrusech (obr. 15A, B a 16A). Dalšími potvrzenými minerály byly inkluze sulfátů, které je sice pomocí použité metody obtížné přesně určit, ale můžeme předpokládat, že pravděpodobně odpovídají převládajícímu celestinu (obr. 15B) zjištěnému při analýze na elektronové mikrosondě. Ve výbrusu z křemité krusty (V5) byl potvrzen fosfát (apatit), který během měření vykazoval fluorescenci (byla odfiltrována od naměřeného spektra). (viz obr. 16B).





Obr. 15: A) Ramanovo spektrum chalcedonu ve vzorku V2; B) Ramanovo spektrum chalcedonu a celestinu ve vzorku V5.





Obr. 16: A) Ramanovo spektrum chalcedonu ve vzorku V4; B) Ramanovo spektrum apatitu ve vzorku V5.

7. Diskuse

Dřevohostické geody („bubliny“) lze srovnat na základě barvy, morfologie, minerální výplně a inkluzí se známými „rudickými koulemi“. Přehled základních charakteristik shrnuje tab. 3.

Tab. 3: Porovnání charakteristik geod z Dřevohostic a Moravského krasu

	„Dřevohostické bubliny“	„Rudické koule“
Barva povrchu	nejvíce žlutohnědá, bíložedá, medově hnědá, vzácně hnědá a bílá	hlavně bíložedá
Morfologie	hlavně diskovitý a sférický tvar průměrné zakulacení ($S_{ef} = 0,68$) prům. velikost 4–6 cm	hlavně sférický a diskovitý tvar dokonalejší zakulacení ($S_{ef} = 0,76$) prům. velikost 3–7 cm
Minerální výplň	chalcedon – šedobílý až šedožlutý vzácněji světle žlutý až medově žlutý křemen – bíložedý, vzácně čirý - křišťál	chalcedon – světle šedý až nažloutlý, křídově bílý kašolong křemen – křišťál, žlutě zbarvený citrín, světle fialový ametyst
Minerální inkluze	anhydrit, celestin, Sr-bohatý baryt, baryt	anhydrit, baryt

U dřevohostických geod převažuje žlutohnědá, bíložedá nebo medově hnědá barva povrchu. Bíložedé odstíny povrchu mají obvykle i geody z Moravského krasu (Bosák 1978, Horáková 2009). Barva povrchu je silně ovlivněna uložením v okolním sedimentu. Hnědší odstíny pravděpodobně způsobují příměsy oxidů/hydroxidů železa.

Velikost geod Moravského krasu se obecně pohybuje mezi 3–7 cm, průměrná velikost je pak cca 3,3 cm, s nálezy i nad 10 cm (Horáková 2009, www5). Studované geody se nejčastěji pohybují v rozmezí 4–6 cm, větší v intervalu velikostí 7–10 cm se objevují jen vzácně.

Dominantní tvar „dřevohostických bublin“ je diskovitý s 45 % a na druhém místě sférický s 29 %, dále vřetenovitý (16 %) a čepelovitý (10 %). Horákovou (2009) studované geody z Moravského krasu (195 ks) mají naopak nejčastěji tvary sférické (72 %), diskovitých je pouze 25 % a na vřetenovité a čepelovité pak připadají cca 3 %. Zatímco geody z Olomučan mají průměrnou sféricitu 0,76 (Horáková 2009),

dřevohostické geody mají tendenci se méně zakulacovat a jejich průměrná sféricita je skoro o celou desetinu menší, tedy 0,68.

Minerální výplň geod Moravského Krasu tvoří z velké části šedý až nažloutlý chalcedon nebo křídově bílý kašolong, křemen a vzácněji odrůdy jako je ametyst a citrín (Bosák 1978, Losos et al. 2000). Dřevohostické geody mají obvykle menší míru zaplnění geody a minerální výplň je chudší. Tvoří ji nejčastěji šedobílý až šedožlutý chalcedon, vzácněji i světle až medově žlutý, dále obecný křemen, krytaly čirého křišťálu jsou ojedinělé (Kropáč et al. 2014).

Inkluze v geodách z Moravského krasu tvoří anhydrit a baryt (Losos et al. 2000). Tyto minerály byly nalezeny v podobě inkluzí i v dřevohostických geodách. Anhydrit je v obou případech je chemicky čistý, baryt obsahuje příměs Sr. Baryt z dřevohostických geod je obecně více nabohacen na Sr (0,08–0,40 apfu) oproti barytu studovanému Lososem et al. (2000) z „rudických koulí“ (pouze 0,01–0,09 apfu). Zvýšené obsahy stroncia v barytech z „dřevohostických bublin“ nejsou překvapivé, vzhledem k časté přítomnosti inkluzí celestinu. Tento minerál stroncia v „rudických koulích“ nebyl nalezen.

Přítomnost inkluzí sulfátů ve studovaných geodách a křemitých krustách může být významná pro řešení jejich geneze. Sulfáty v geodách mají tendenci vytvářet nebo se shlukovat do útvarů připomínající původní tvary tabulek krystalů (obr. 12C, D, E). Podobný jev popsal Tucker (1976) v triasových geodách z Bristolského revíru v Anglii. Inkluze anhydritu v geodách uvádějí i Elorza a Rodriguez-Lazaro (1983) a Maliva (1987). Tito autoři a také Losos et al. (2000) zastávají názor nahrazování sulfátových konkrecí křemenem a chalcedonem v mělkomořském „sebkhovém“ prostředí spojeném se sušším klimatem. Tato představa je však v rozporu s názorem na vznik menilitového souvrství, pro které se usuzuje hlubokomořské prostředí s relativně nízkou salinitou (např. Krhovský 1981, Stráník et al. 1993, Eliáš 1998). Z výše uvedeného je zřejmé, že interpretace geneze je podobně jako u rudických geod problematická. Použité metody v této práci nedokáží na otázku vzniku uspokojivě odpovědět, existuje zde více variant, které budou nadále předmětem řešení.

8. Závěr

Geody od Dřevohostic mají převážně žlutohnědou, bílošedou a medově hnědou barvu povrchu, který je bradavičnatý, květákovitý nebo hlíznatý. Tvar je převážně diskovitý nebo v menší míře sférický, přibližně jedna čtvrtina má tvar větvenovitý nebo čepelovitý. Průměrná velikost geod se pohybuje mezi 4–6 cm a sféricita má hodnotu 0,68. Minerální výplň geod je tvořena křemenem, výjimečně i křišťálem a šedobílým nebo šedožlutým chalcedonem. Minerály SiO_2 uzavírají pevné inkluze sulfátů, jmenovitě anhydritu, celestinu, barytu a Sr-bohatého barytu. Dřevohostické geody vykazují v mnoha ohledech podobnosti s geodami z Moravského krasu. Konkrétně jsou srovnatelné zejména velikostí, morfologií povrchu, tvarem a přítomností pevných inkluzí anhydritu a barytu. V dřevohostických geodách se vyskytují navíc i inkluze celestinu a Sr-bohatého barytu, v křemitých krustách byl zjištěn také apatit. S výjimkou inkluzí je minerální výplň dřevohostických geod obecně chudší ve srovnání s rudickými, ve kterých se vyskytují i vzácnější variety křemene a chalcedonu.

Seznam literatury

- Benada S., Kokolusová A. (1987): Nové poznatky o geologické pozici hrubých klastik karpátu ve střední části karpatské předhlubně na Moravě. – *Zemní plyn a nafta*, 32, 1, 1–15.
- Bosák P. (1978): Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diagenese karbonátů a silicitů jurského reliktu u Olomučan. – *Časopis Moravského Muzea, Vědy přírodní*, 63, 7–28, Brno.
- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, 123–128, Moravské zemské muzeum a Masarykova Univerzita.
- Dolníček Z., Buriánek D. (2001): Origin of the jurassic quartz geodes from the Moravian karst: fluid inclusion and stable isotope study. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis Facultas rerum naturalium*, 37, 7–11, Olomouc.
- Eliáš M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – *Sborník geologických věd, Geologie*, 18, 7–99, Praha.
- Eliáš M. (1998): Sedimentologie podslezské jednotky. – *Český geologický ústav*, Praha
- Eliáš M., Skupien P., Vašíček Z. (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). – *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická*, 49, 8, 7–13.
- Elorza J.J., Rodriguez-Lazaro J. (1983): Late Cretaceous quartz geodes after anhydrite from Burgos, Spain. – *Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias, Universidad del Pais Vasco, Aparatado 644*, Bilbao, Spain.
- Hanzlíková E., Menčík E., Pesl V. (1953): Poznámky ke stratigrafii a tektonice subslezského příkrovu na listu Nový Jičín. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1952*, 15–18.
- Horáková M. (2009): Tvarová analýza křemitých geod z jurských sedimentů (Olomučany). – MS, bakalářská práce, Ústav geologických věd Přf MU Brno.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. – 436 s., Academia Praha.

- Chmelík F. (1971): Geologie zdounecké jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. – Sborník geologických věd, Geologie, 19, 123–149, Praha.
- Kachlík V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. – Ústav geologie a paleontologie, Přírodovědecká fakulta UK, Praha.
- Krhovský J. (1981): Mikrobiostratigrafické korelace vnějších jednotek flyšového pásma a vliv eustatických změn na jejich paleogeografický vývoj. – Zemní plyn a nafta, 26, 4, 665–683.
- Kropáč K., Dolníček Z., Přichystal A., Koštuříková T. (2014): Křemité geody z okolí Dřevohostic na Přerovsku. – Minerál, 22, 6, 355–357.
- Kropáč K., Dolníček Z., Přichystal A., Lehotský T., Koštuříková T., Jakubál J. (2015): Nový výskyt Menilitového souvrství u Dřevohostic. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku, 5–10, Brno.
- Losos Z., Přichystal A., Richterová D. (2000): Uzavřeniny anhydritu a barytu v jurských geodách z Moravy a jejich genetický význam. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku v r. 1999, 66–68, Brno.
- Maliva G.R. (1987): Quartz Geodes: Early Diagenetic Silicified Anhydrite Nodules Related to Dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 1054–1059.
- Mejzlík, Z. (1977): K rozšíření a genezi jurských geod ve střední části Moravského krasu. – Sborník Okresního vlastivědného muzea v Blansku, VI-VII (1974-75), 137–146, Blansko.
- Pálenský P. (1996): Geologická mapa ČR 1: 50 000, list 25–13 Přerov. – Český geologický ústav, Praha.
- Peloušková J., Peloušek J., Fresková L. (1985): Geologie a petrografie ložiska Rudice – Seč. – In: Svoboda V. (ed.): Sborník Geologický průzkum Ostrava, 29, 3, 107–119, Ostrava.
- Petránek J. (1995): Sedimentární acháty, *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea*, 3, 100–103, Praha.
- Přikryl T. (2007): Menilitové souvrství a rybí fauna třetihorních moří Moravy. – *Živa*, 2007, 6, 275–277, Praha.
- Roth Z., Cicha I., Demek J., Eliáš M., Frajarová-Eliášová H., Hanzlíková E., Jetel J., Mencl V., Misař Z., Pašek J., Paulík J., Pícha F., Plička M., Polák A., Šalanský K., Šamalíková M., Šimek R., Šmíd B., Tyráček J. (1962): Vysvětlivky

- k přehledné geologické mapě ČSSR 1: 200 000 M-34-XIX Ostrava. – Geofond, Praha.
- Roth Z., Dvořák J., Kettner R., Paulík J. (1963): Geologická mapa ČSSR 1: 200 000 M-33-XXIV Olomouc. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Stráník Z. (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. – *Zemní plyn a nafta*, 26, 1, 9–18, Hodonín
- Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, 107–122, Moravské zemské muzeum a Masarykova univerzita.
- Salameh E., Schneider W. (1980): Silica geodes in Upper Cretaceous Dolomites, Jordan. Influence of calcareous skeletal debris in early diagenetic precipitation of Silica. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte*, 1980 (3): 185–192, Stuttgart.
- Tucker M. (1976): Quartz replaced anhydrite nodules ('Bristol Diamonds') from the Triassic of the Bristol District. – *Geological Magazine*, 113, 569–574.
- Whitney L. Donna a Evans W. Bernard (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, 2010, 95, 185–187.
- Zingg T. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. – *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 15, 39–140.
- www1: <https://mapy.cz> (cit. 25. 10. 2018)
- www2: <https://geoportal.cuzk.cz/Geoprohlizec/> (cit. 25. 10. 2018)
- www3: <https://www.geology.cz> (cit. 26. 10. 2018)
- www4: www.rudice.cz (cit. 26. 10. 2018)
- www5: pruvodce.geol.morava.sci.muni.cz/ (cit. 26. 10. 2018)

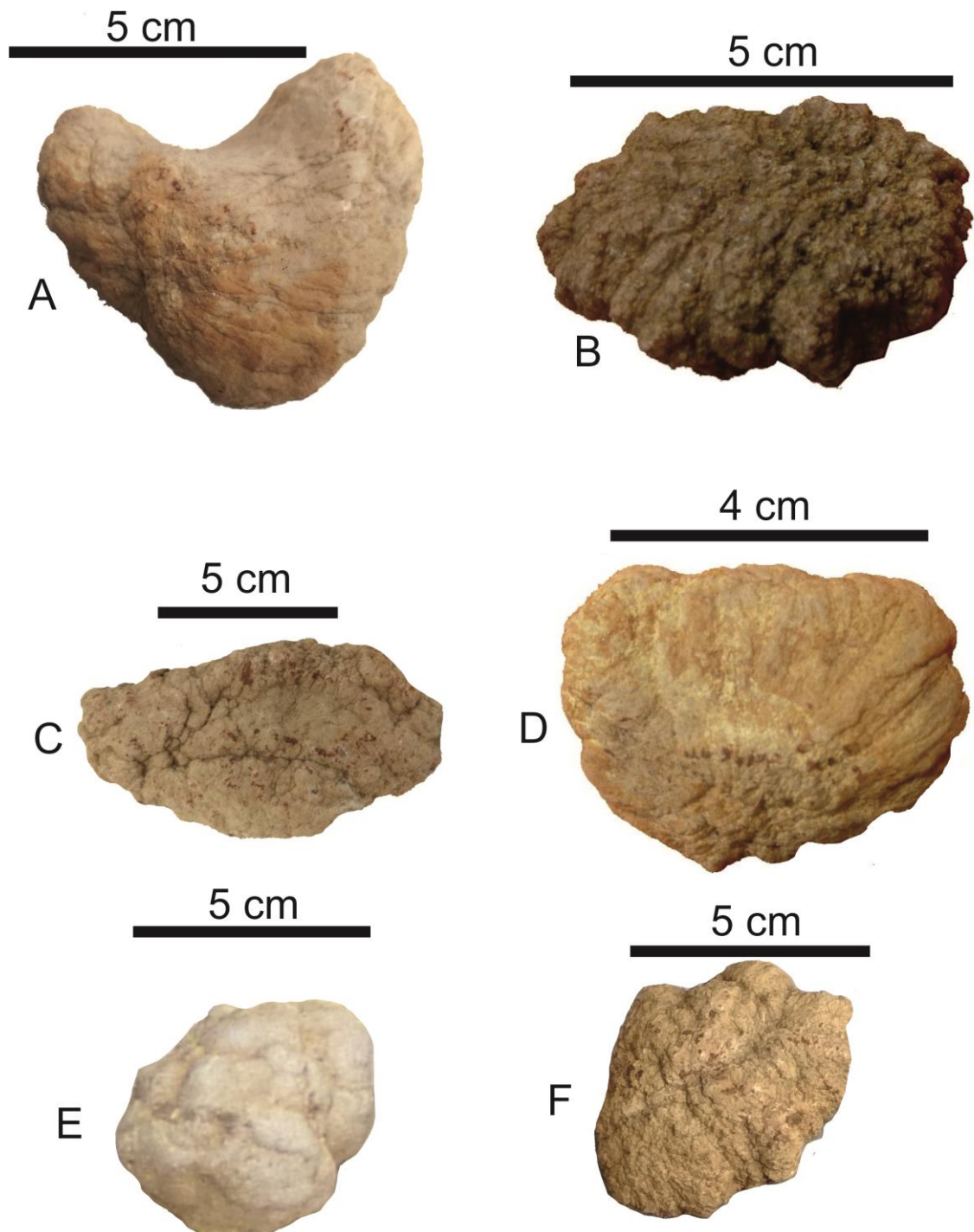
Seznam příloh

Příloha 1: Přehled geod vykazující typické studované morfologické znaky (barva, tvar)

Příloha 2: Přehled vzorků geod použité v mikroskopickém studiu

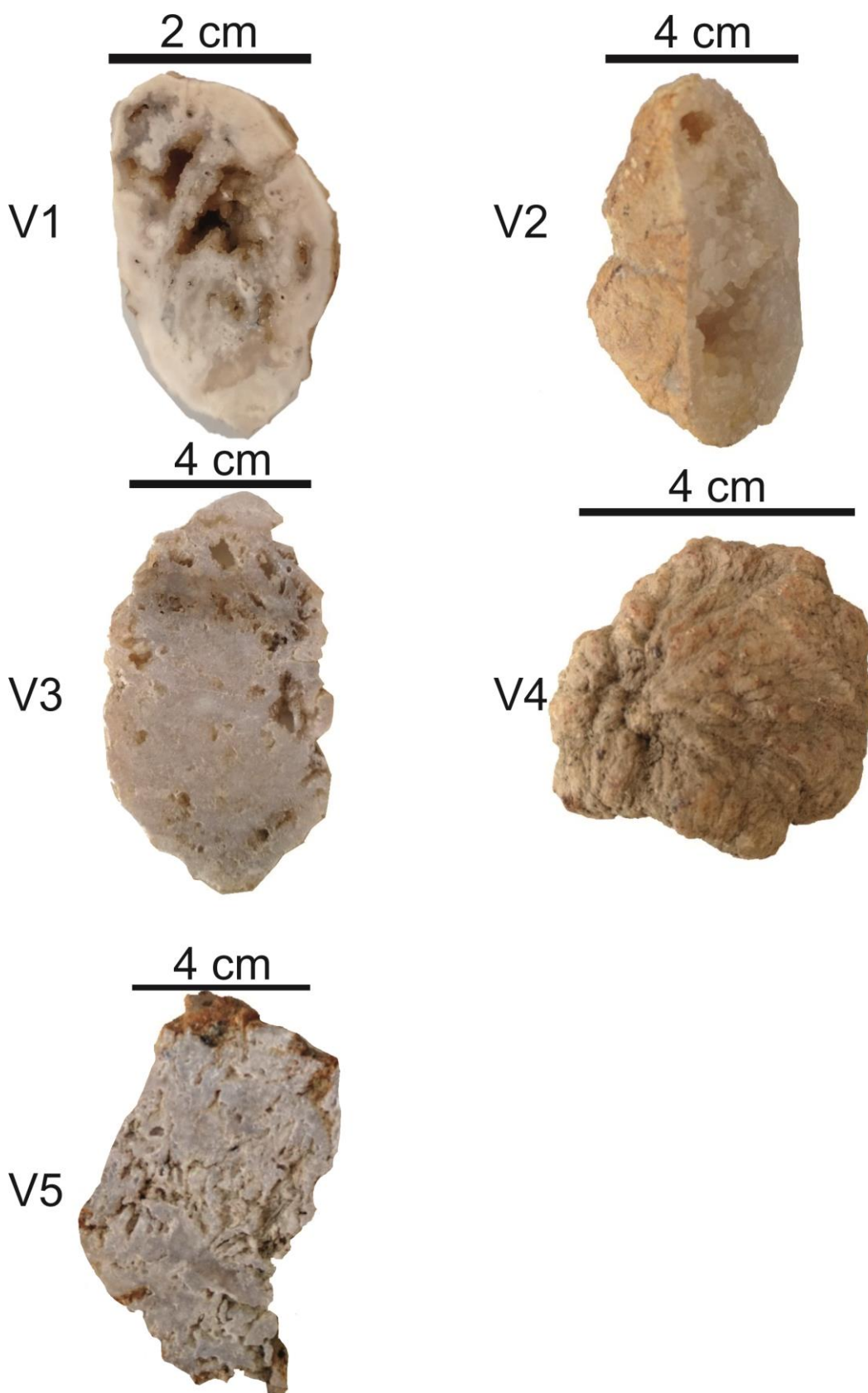
Příloha 3: Naměřené rozměry geod a výpočet sféricity

Příloha 1: Přehled geod vykazující typické studované morfologické znaky (barva, tvar)



A – bílošedá geoda, sférická; B – hnědá geoda, diskovitá; C – bílošedá geoda, vřetenovitá; D – žlutohnědá geoda, diskovitý; E – bílá geoda, sférická; F – medově hnědá geoda, diskovitá

Příloha 2: Přehled vzorků geod použité k mikroskopickému studiu



Příloha 3: Naměřené rozměry geod a výpočet sféricity

Vzorky	a (cm)	b (cm)	c (cm)	Sféricita
1	4,54	3,64	3,01	0,82
2	4,67	4,57	1,93	0,56
3	6,46	4,89	2,61	0,60
4	6,57	3,17	1,97	0,57
5	5,46	3,28	1,69	0,54
6	5,30	4,34	1,78	0,52
7	5,09	3,71	2,05	0,61
8	4,63	4,02	2,54	0,70
9	4,05	3,33	2,27	0,72
10	4,22	3,65	2,43	0,73
11	3,20	2,19	1,56	0,70
12	4,39	3,86	2,45	0,71
13	3,95	3,64	1,82	0,61
14	6,33	5,83	2,81	0,60
15	5,93	3,61	2,88	0,73
16	5,93	5,23	3,59	0,75
17	6,09	4,68	2,45	0,59
18	5,76	4,62	3,87	0,83
19	4,66	3,40	3,04	0,84
20	5,17	3,62	1,53	0,50
21	4,16	3,25	1,80	0,62
22	5,45	3,71	3,22	0,80
23	4,92	3,78	3,12	0,81
24	6,72	3,81	3,69	0,81
25	6,40	3,33	2,96	0,74
26	4,44	3,81	2,46	0,71
27	9,47	5,14	2,79	0,54
28	5,91	3,82	2,76	0,70
29	9,58	4,20	2,48	0,53
30	5,59	3,37	2,44	0,68
31	5,43	5,12	3,05	0,69
32	5,07	4,69	1,74	0,50
33	4,00	2,71	2,41	0,81
34	5,52	4,79	1,91	0,52
35	5,33	3,22	2,21	0,66
36	9,20	5,86	3,59	0,62
37	4,59	3,95	2,54	0,71
38	4,50	3,79	1,86	0,59
39	5,03	3,93	2,22	0,63
40	4,62	3,55	2,01	0,63
41	4,79	2,84	2,23	0,72
42	8,53	6,00	2,43	0,49
43	4,21	3,46	2,44	0,74
44	6,64	4,70	2,02	0,51
45	5,05	4,69	2,78	0,69
46	4,71	3,49	2,81	0,78
47	4,90	4,53	2,13	0,59
48	5,54	3,31	2,82	0,76
49	5,06	4,11	3,22	0,79
50	4,18	3,28	1,96	0,65
51	3,80	3,29	1,77	0,63
52	4,65	3,45	1,69	0,56
53	3,94	2,49	1,84	0,70
54	4,07	3,38	2,48	0,77
55	4,72	3,34	2,01	0,63
56	5,87	4,59	2,37	0,59
57	9,15	5,80	2,65	0,51
58	3,49	3,00	1,48	0,59
59	5,66	3,62	2,14	0,61
60	3,00	2,18	1,46	0,69
61	3,96	3,00	1,82	0,65
62	3,33	2,48	1,69	0,70
63	3,32	2,81	2,45	0,86
64	3,30	2,65	1,49	0,63
65	2,87	2,49	1,90	0,80
66	2,44	2,31	1,26	0,66
67	2,96	2,74	1,59	0,68
68	3,51	1,88	1,65	0,74
69	3,23	2,55	1,22	0,56
70	2,92	2,14	1,89	0,83
71	3,34	2,44	2,05	0,80
72	3,29	2,23	2,03	0,83
73	3,93	2,05	1,24	0,57
74	4,86	2,02	1,72	0,67
75	5,18	4,19	2,03	0,57
76	5,35	4,57	2,14	0,57
77	5,09	3,53	1,60	0,52
78	4,31	3,32	2,03	0,66
79	4,16	2,84	2,77	0,87
80	5,45	3,21	2,67	0,74
81	5,37	3,68	2,08	0,60

Vzorky	a (cm)	b (cm)	c (cm)	Sféricita
82	2,76	2,37	2,18	0,90
83	3,16	2,26	1,29	0,62
84	3,19	2,34	1,71	0,73
85	2,40	2,07	1,23	0,67
86	3,00	2,46	1,51	0,67
87	2,45	1,53	1,44	0,82
88	2,48	1,72	1,22	0,70
89	6,97	4,60	2,61	0,60
90	7,85	4,21	3,18	0,67
91	6,04	5,01	2,86	0,65
92	6,06	4,70	3,47	0,75
93	6,68	4,15	2,77	0,65
94	6,27	3,99	1,87	0,52
95	4,76	3,16	2,87	0,82
96	5,15	4,64	2,56	0,65
97	5,34	3,78	1,76	0,54
98	5,75	3,68	1,63	0,50
99	4,72	3,02	2,12	0,68
100	4,67	3,69	2,45	0,70
101	6,15	4,90	2,82	0,64
102	5,15	4,74	2,89	0,70
103	2,63	2,13	1,30	0,67
104	2,41	1,46	1,26	0,77
105	2,20	1,72	1,63	0,89
106	2,97	2,32	1,82	0,78
107	2,17	1,96	1,49	0,81
108	2,38	1,92	1,15	0,66
109	2,17	1,88	1,49	0,82