

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE



Petrografická charakteristika a klasifikace nezařazených meteoritů NWA

bakalářská práce

Iaroslav Kudriavtsev

Environmentální geologie (B1210)

prezenční studium

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

Leden 2023

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně a všechny použité zdroje a literatura byly řádně citovány.

V Olomouci dne:

Podpis

Rád bych poděkoval RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. za odborné vedení při psaní bakalářské práce a konzultace.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Iaroslav Kudriavtsev

Název práce: Petrografická charakteristika a klasifikace nezařazených meteoritů NWA

Typ práce: Bakalářská práce

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

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

Rok obhajoby práce: 2023

Abstrakt: Práce se zabývá chondritickými meteority ze severozápadní Afriky (NWA). Je zaměřena na použití standardních metodik petrografického studia pro zhodnocení dvou vybraných dosud neklasifikovaných meteoritů NWA (vzorky č. 0037 a 0114). Metodika práci zahrnovala makroskopické zhodnocení meteoritů a stanovení základních fyzikálních charakteristik (hustoty, magnetické susceptibility), mikroskopický popis výbrusů v procházejícím polarizovaném a odraženém světle a vyhodnocení chemického složení minerálů a fází s pomocí elektronové mikrosondy. Výsledky byly interpretovány na základě existujících odborných studií. Vzorky lze klasifikovat jako: (O)-chondrit L4 , W1 – vzorek č. (0037) a (O)-chondrit L5 , W1 – vzorek č. (0114).

Klíčová slova: meteorit, obyčejné chondrity, chondrule, klasifikace, NWA

Počet stran: 44

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Iaroslav Kudriavtsev

Title: Petrographic characteristics and classification of unclassified NWA meteorites

Type of thesis: Bachelor's thesis

Department: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

The year of presentatiton: 2023

Abstract: The thesis deals with chondritic meteorites from Northwest Africa (NWA). It focuses on the application of standard petrographic methods for the evaluation of two selected unclassified NWA meteorites (samples 0037 and 0114). The methodology included macroscopic evaluation of both meteorites and determination of basic physical characteristics (density, magnetic susceptibility), microscopic description of thin sections in transmitted polarized and reflected light, and evaluation of the chemical composition of the minerals and phases using electron microprobe. The results were interpreted on the basis of existing published studies. The samples can be classified as: (O)-chondrite L4 , W1 - sample no. (0037) and (O)-chondrite L5 , W1 - sample no. (0114).

Key words: meteorite, ordinary chondrites, chondrules, classification, NWA

Number of pages: 44

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1.	Úvod.....	6
2.	Klasifikace meteoritů.....	7
3.	Chondrity.....	9
3.1	Složení chondritů.....	9
3.2	Klasifikace chondritů.....	13
3.2.1	Uhlíkaté chondrity.....	15
3.2.2	Obyčejné chondrity.....	15
3.2.3	Enstatičné chondrity.....	16
3.2.4	R a K chondrity.....	16
4.	Primitivní achondrity.....	17
5.	Achondrity.....	17
6.	Metodika.....	19
7.	Výsledky.....	20
7.1	Makroskopické zhodnocení meteoritů.....	20
7.2	Stanovení základních fyzikálních charakteristik.....	20
7.2.1	Hustota.....	20
7.2.2	Magnetická susceptibilita.....	21
7.3	Mikroskopické zhodnocení meteoritů.....	21
7.4	Chemické složení minerálů.....	26
8.	Diskuze.....	38
8.1	Stanovení základních fyzikálních charakteristik.....	38
8.1.1	Hustota.....	38
8.2	Minerální složení a chemické složení minerálů	39
8.3	Tepelná metamorfóza a stupeň zvětrávání	40
9.	Závěr.....	41
10.	Literatura.....	42

1. Úvod

Meteoritika je věda na rozhraní astronomie a geologických věd, která studuje především původ, složení a vlastnosti meteoritů. Studium meteoritů je důležité pro pochopení procesů, které vedly k vytvoření Sluneční soustavy a pro aplikace těchto znalostí v geologických vědách. Pro výzkum byly zakoupeny dva vzorky (s certifikátem pravosti) z oblasti severozápadní Afriky (Northwest Africa, dále jen NWA), u nichž se předpokládá, že patří do skupiny nediferenciovaných meteoritů – chondritů.

Severozápadní Afrika, je oblast, která se skládá z území takových států jako Egypt, Libye, Alžírsko, Tunisko, Maroko, Mauritanie, Niger, Čad, Mali a Súdán. Severozápadní Afrika je jednou z nejúrodnějších oblastí pro vyhledávání meteoritů na Zemi díky Saharské poušti. Podle údajů uvedených na stránkách „The Meteoritical Society“ (www1) aktuálně cca 1930 meteoritů z této oblasti čeká na klasifikaci a katalogizaci. Je tomu díky kombinaci faktorů, které usnadňují sledování pádu (nepřítomnost světelného znečištění) a vyhledávání meteoritů v terénu (žádný nebo jen řídký vegetační pokryv). Navíc saharské pouštní klima je ideální pro zachování meteoritů. To je důležitým faktorem, protože meteority jsou v závislosti na čase stráveném na Zemi náchylnější k chemické interakci s okolním prostředím (Weisberg a kol. 2006). Zvětvávání je často považováno za překážku při studiu historie meteoritu (Bland a kol. 2006). Dobrý stav zachování ve vhodném klimatu umožňuje rozpoznat makroskopické znaky, jako jsou např. kůrka tavení ("fusion crust" - tenká sklovitá vrstvička vzniklá při průletu atmosférou roztavením a následným ochlazením povrchu) a regmaglypty (z řec. ῥήγμα „rhegma“ – štěrbina, otvor a γλυπτόν „glyptos“ – vyhloubený, tj. důlky podobající se otiskům prstů, které se vytvářejí ablací materiálu z povrchu, když meteor prochází zemskou atmosférou).

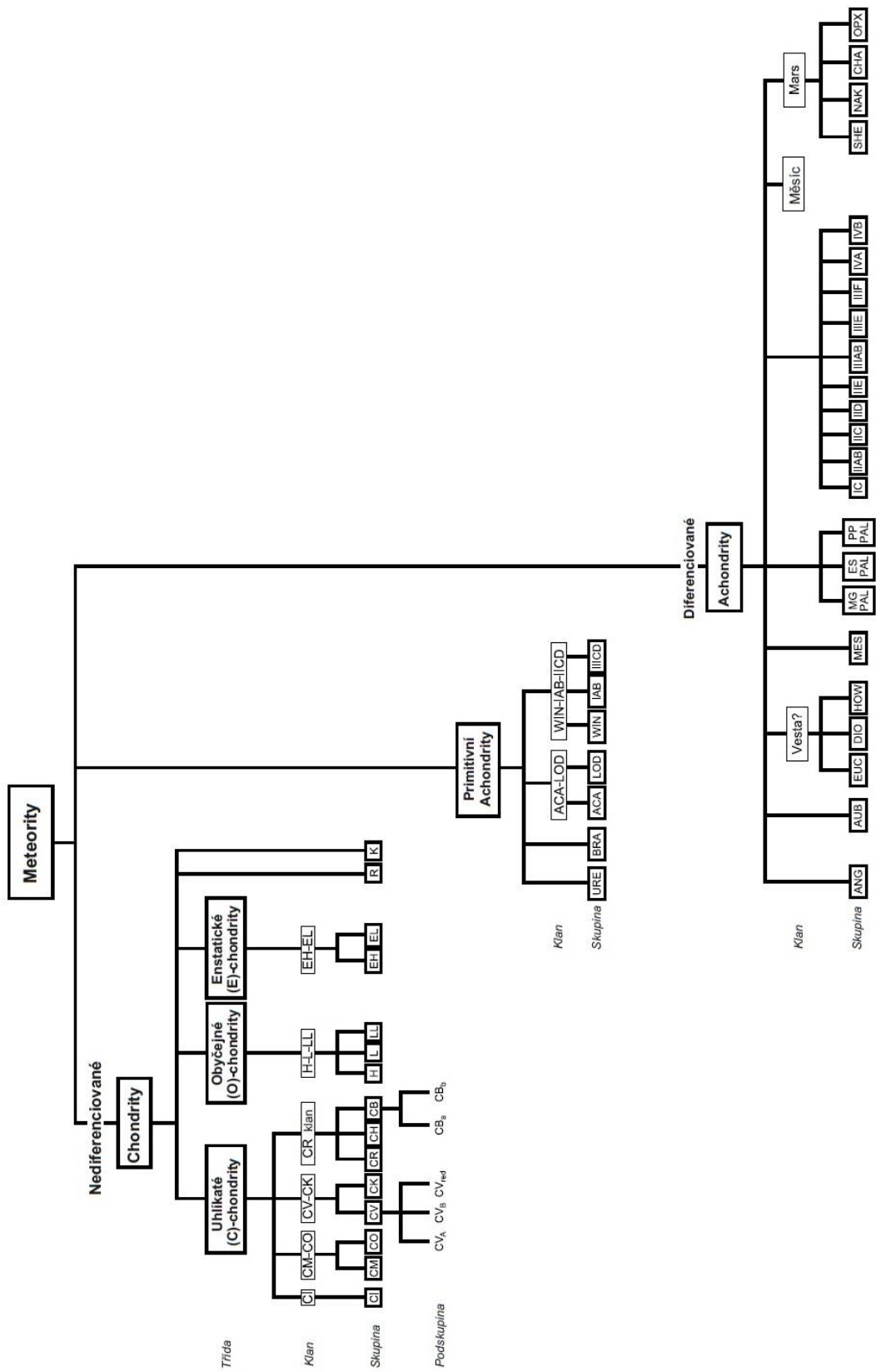
Bohužel většinu nálezů provádějí místní obyvatelé nebo nomádi, a proto, jak je tomu i v případě studovaných vzorků, často neexistují žádné údaje o souřadnicích, kde byl tento nález proveden.

Hlavním cílem této práce je odborné zhodnocení dvou dosud neklasifikovaných meteoritů NWA (vzorky č. 0037 a 0114) s pomocí standardních metod užívaných v petrografii a jejich připravení pro následnou katalogizaci. Metodika práce se opírá o makroskopické zhodnocení meteoritů, stanovení základních fyzikálních charakteristik (hustoty, magnetické susceptibility), mikroskopický popis výbrusů v procházejícím polarizovaném a odraženém světle a vyhodnocení chemického složení minerálů a fází s pomocí elektronové mikrosondy.

2. Klasifikace meteoritů

První rozdělení meteoritů bylo na železné a kamenné, v souladu se skutečností, že se skládaly hlavně z niklu a železa nebo z křemičitanů, tuto klasifikaci navrhl rakouský minerolog a geolog Paul Partsch (1843). To se stalo základem pro první, obecně rozšířenou klasifikaci, kterou sestavil Gustav Rose v letech 1862–1864 během třídění sbírky meteoritů v Univerzitním muzeu v Berlíně (Prior 1920). Ve stejnou dobu v Anglii vytváří r. 1863 Nevil Maskelyne nezávisle na práci Roseho svou klasifikaci. Maskelyne rozdělil meteority na siderity (železné), siderolity (železo-kamenné) a aerolity (kamenné) (Weisberg a kol. 2006). Rose ve své klasifikaci dělí železné meteority na pallasity a mesosiderity, zatímco kamenné meteority byly poprvé rozděleny na chondrity a achondrity. Postupem času byla klasifikace Roseho zdokonalena a modernizována Tschermakem (1883) a Brezinou (1904). V Tschermakově modifikaci byly zachovány siderolity, ale železné meteority byly rozděleny do oktaedritů atd., a chondrity byly rozděleny do skupin podle textury a barvy. Brezina postupně upravoval klasifikaci Rose-Tschermaka, vrátil se k dělení na železné a kamenné meteority, pallasity byly zařazeny k železným meteoritům pod názvem lithosiderity, zatímco mesosiderity ke kamenným pod jménem siderolity. První klasifikace na základě chemického složení byla navržena Farringtonem (1907). Na základě těchto dřívějších schémat vyvinul Prior (1920) komplexní klasifikaci meteoritů, která byla později upravena Masonem (1967). V druhé polovině 20. stol. se objevují i alternativní klasifikační schémata, jejichž cílem je vytvořit skupiny vzorků meteoritů, které mají společný původ z jednoho identifikovaného mateřského tělesa (Weisberg a kol. 2006). Avšak až na několik výjimek, věda nemůže tohoto cíle dosáhnout, zejména kvůli nedostatečným informacím o povaze většiny těles ve Sluneční soustavě. Proto je moderní klasifikace meteoritů založena na rozdělení do skupin na základě podobnosti fyzikálních, chemických, izotopových a petrografických vlastností, což může naznačovat společný původ z jednoho mateřského tělesa, i když není zatím známo. Podle aktuálně nejpoužívanějšího klasifikačního schématu Weisberga a kol. (2006), které je založeno na pracích Priora (1920) a Masona (1967) a jejich modifikacích, jsou meteority primárně rozděleny na nediferenciované a diferenciované, a dále na chondrity, primitivní achondrity a achondrity. Ty se dále dělí na třídy, klany, skupiny a v některých případech i podskupiny (viz obr. 1).

Vzhledem k zaměření tématu této bakalářské práce na primitivní nediferenciované meteority – chondrity, se dále zabývám především touto skupinou. Pro přehled uvádím i stručný popis diferenciovaných meteoritů.



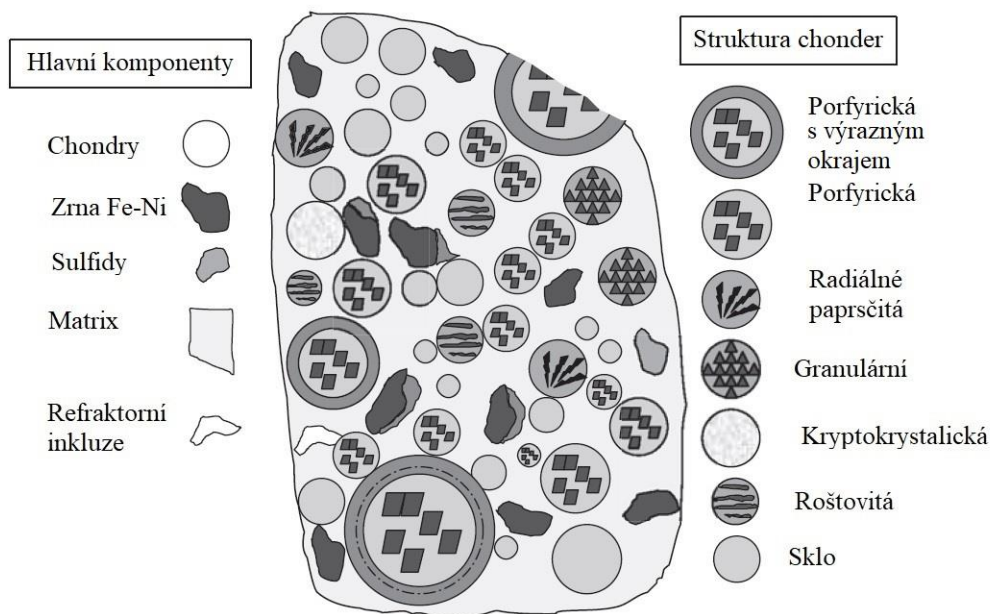
Obr. 1. Klasifikační schéma meteoritů, upraveno podle Weisberga a kol. (2006).

3. Chondrity

Nedirencované meteority (chondrity) jsou primitivní meteority, které neprošly tavením materiálu, ale obvykle je přítomna tepelná metamorfóza nebo alterace vodou. Chondrity mají největší zastoupení ze všech meteoritů (cca 85 % pádů, přes 50 % nálezů) (např. McSween 2010). Vznik chondritů přímo souvisí se vznikem Sluneční soustavy, která podle jedné z hypotéz vznikala z protoplanetárního disku před více než 4,6 mld. let. Protoplanetární disk neboli cirkumstelární disk je oblak prachu a plynu ve vesmíru, který má zploštělý tvar a rotuje kolem vznikající hvězdy nebo kolem právě zformované hvězdy. V disku se v průběhu milionů let postupně začínají shlukovat a vzájemně srážet drobné částice prachu a během procesu akrece se objevují chondrule, které se pak zhlukují a stmelují a tvoří chondritické tělesa. Jinými slovy, chondrity patří mezi nejprimitivnější materiál Sluneční soustavy (např. Fedkin a Grossman 2006, Weisberg a kol. 2006). Chondrity mají podobné množství refrakterních litofilních prvků (Weisberg a kol. 2006).

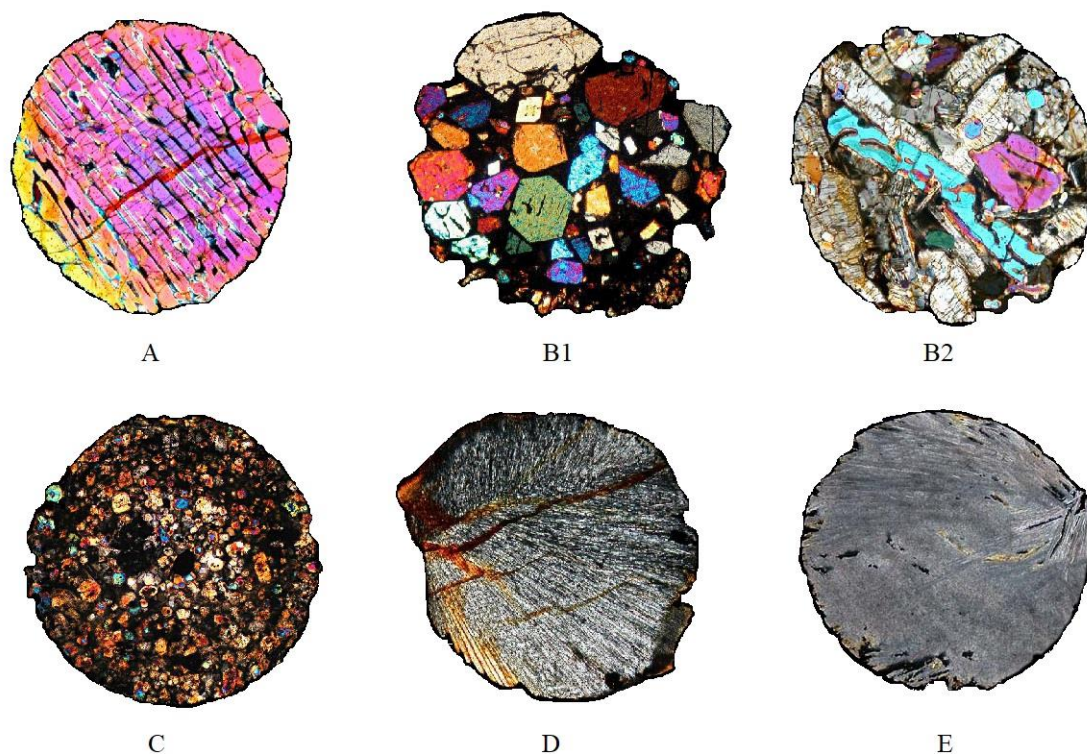
3.1 Složení chondritů

Chondrity se skládají z několika hlavních složek: chondrule, matrix, zrn Fe-Ni a refrakterních inkluzí. V různých třídách chondritů se vyskytují v různých poměrech. Obr. 2 ukazuje přibližný poměr složek v konkrétním případě (O)-chondritu.



Obr. 2. Různé komponenty v typickém primitivním (O)-chondritu, upraveno podle – „Původ chondrule a chondritů“ Dereka a Searse (2004).

Chondrule neboli chondry (ze starořeckého – χόνδρος – zrna) jsou sférické až semisférické objekty o velikosti 1 – 3 mm. Obvykle sestávající z mafických minerálů nebo plagioklasu někde i skla, interpretovány jako roztavené nebo částečně roztavené kapky materiálu. Rozlišuje se několik typů mikrostruktur chonder: např. roštovitá, porfyrická, granulární, radiálně paprscitá, kryptokrystalická (obr. 3). Každý z těchto typů vznikl za určitých teplotních podmínek a následně chladnul určitou rychlostí, což ukazuje (tab. 1).



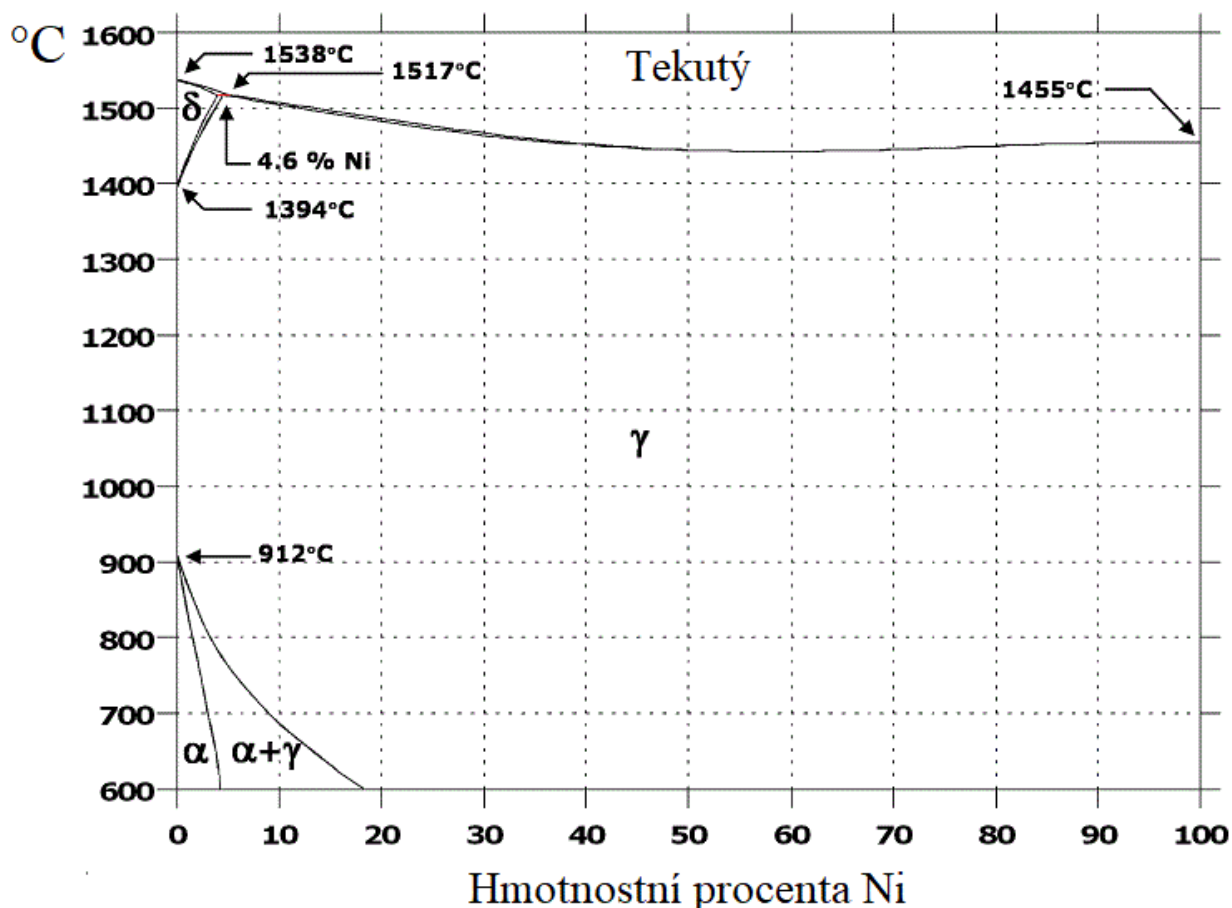
Obr. 3. Typy chonder: A-roštovitá, B-porfýrická (1-tvořená olivínem, 2-tvořená pyroxenem), C-granulární, D-radiálně paprsčité, E-kryptokrystalická. Originální foto: A. Ciccolella 2016 (www2).

Tab. 1. Teploty a rychlosti chlazení chonder, upraveno podle – „Původ chondrule a chondritů“ Dereka a Searse (2004).

Typ chondrule	Rychlost chlazení (°C/h)	Teplota (°C)
Typ 1, FeO – chudé		
Porfýrické	100	1583 ± 2
Roštovité	1000	1583 ± 2
Porfýrické	24000 – 1200	
Roštovité	7200 – 300	
Radiálně paprsčité	24000 – 1200	
Porfýrické	100	≤ 1590
Roštovité	1000 – 3000	> 1590
Neporfýrické		~ 1700
Typ 2, FeO - bohaté		
Porfýrické	5	
Radiálně paprsčité	5	
Porfýrické		~ 1300
Neporfýrické		~ 1700

Další důležitou součástí chondritů je matrix. Termín matrix se používá pro jemnou směs minerálních komponentů, které vyplňují prostor mezi jednotlivými chondrulemi a jinými součástmi chondritů. Okraje kolem chonder bývají jemnozrnější než matrix a mohou být vrstvené (Alexander a kol. 1989). Minerální složení matrix je zastoupené především olivínem a pyroxenem, ale také mohou být přítomny oxidy a sulfidy kovů a uhličitany.

Jsou známy dva hlavní typy kovů, které mohou být obsaženy v chondritech. Nejčastějším typem jsou zrna Fe-Ni. Tato zrna jsou zastoupena alfa fází kamacitem, který obsahuje méně niklu (4 – 7 %) a gama fází (modifikací) taenitem s vyšším obsahem niklu (15 – 60 %) (Mason, 1967). Množství niklu ve slitinách Fe-Ni v chondritech vykazuje podobné variace jako v meteorických železech (Prior, 1920). V meteoritice je velmi důležitý fázový diagram rovnováhy Fe-Ni, (obr. 4), který znázorňuje fázové vztahy mezi alfa fází (kamacitem) a gama fází (taenitem). Druhým typem kovů nalezeným v chondritech jsou malé sraženiny v CAI inkluzích, které se skládají z vysoce refrakterních siderofilních prvků, jako Mo, Ru, Re, Os, Ir. Sulfidy jsou reprezentovány hlavně troiletem FeS.



Obr. 4. Fázový diagram rovnováhy Fe-Ni. Teplota tání Fe a Ni při tlaku 101325 Pa je 1538 °C respektive 1455 °C.

Refrakterní inkluze jsou rozděleny na CAI (většinou složené z minerálů Ca, Al, Mg a Ti) a AOA (améboidní olivínové agregáty). Absolutní věk CAI inkluze, stanovený radiometrickým datováním je $4567,30 \pm 0,16$ Ma (Ivanova 2016), tím pádem reprezentují nejstarší materiál ve Sluneční soustavě, vzniklý kondenzací z mateřské pramlhoviny.

3.2 Klasifikace chondritů

Chondrity jsou v klasifikaci Weisberga a kol. (2006) rozděleny do tří hlavních tříd – uhlíkaté (C), obyčejné (O) a enstatické (enstatitové) (E) chondrity. Existuje 15 chondritových skupin, z toho 8 uhlíkatých (CI, CM, CO, CV, CK, CR, CH, CB), 3 obyčejné (H, L, LL), 2 enstatické (EH, EL) a R a K chondrity. Weisberg a kol. (2006) definuje skupinu meteoritů, jako nejméně pět meteoritů ne z jediného pádu, které mají podobné petrologické vlastnosti, celkové chemické složení a obsah O izotopů. Kyslík je důležitým prvkem, protože je hojný ve velkém množství minerálů a je jedním z mála prvků, které by mohly být v plynné, kapalně a pevné fázi. Kyslík má tři stabilní izotopy, které lze rozlišit ^{16}O , ^{17}O a ^{18}O . Obsah izotopů kyslíku je užitečným nástrojem pro klasifikaci meteoritů (Clayton 1993). Kromě toho byly zjištěny systematické petrologické rozdíly v členech některých chondritových skupin, což vedlo k rozdělení těchto skupin do podskupin. Weisbergův klasifikační systém je z velké části založen na petrologických charakteristikách meteoritů, které zahrnují stavbu, minerální složení, chemické složení a izotopové složení kyslíku. Podle Weisberga a kol. (2006) mají chondrity obecně charakteristické agregační textury, které je jasně odlišují od vyvřelých nebo rekrystalizačních textur achondritů. Chondrity mají své jedinečné strukturní, texturní a mineralogické vlastnosti, mezi které patří velikost chondrulí, poměr množství chondrulí k matrix, poměr kovových a minerálních součástí v matrix. Chondritům jsou přiřazeny petrologické typy v souvislosti s jejich minerálním složením a tendencí k hydrotermální alteraci nebo rekrystalizaci a termoluminiscenci. Na základě petrologických typů jsou chondritům přiřazena čísla od 1 do 7 (obr. 5). Podle Weisberga a kol. (2006) typ 3.0 je považován za nejvíce nedotčený materiál, 3.1 – 6 ukazují zvýšení stupně petrologické rovnováhy a rekrystalizace, zatímco 2 a 1 představují rostoucí stupeň hydrotermální alterace v chondritech. Typ 7 byl použit pro označení chondritů, které byly zcela rekrystalizovány nebo roztaveny, avšak některé nebo většina z těchto meteoritů mohla být změněna impaktním tavením.

Chd./typ	Zvýšení stupně hydrotermální alterace		Nedotčený	Zvýšení stupně tepelné metamorfózy			
	1	2		4	5	6	7
CI	■						
CM	■	■					
CR	■	■					
CH			■				
CB			■				
CV		■	■				
CO			■	■			
CK			■	■	■		
H			■	■	■	■	
L			■	■	■	■	■
LL			■	■	■	■	■
EH			■	■	■	■	■
EL			■	■	■	■	■
R			■	■	■	■	■
K			■	■	■	■	■

Chd. – Skupina chondritů.

Obr. 5. Schéma znázorňující petrologické typy pro každou skupinu chondritů upraveno podle Weisberga a kol. (2006).

Výrazné rysy šokové metamorfózy ve strukturách meteoritů byly velmi podrobně studovány a klasifikovány a byla navržena klasifikace pro obecné chondrity. (např. Dodd a Jarosewich 1979, Stoffler a kol. 1988, 1991, 2018). Intenzita šokové metamorfózy se značně liší, pohybuje se v rozmezí od nešokovaných bez viditelných účinků šokové metamorfózy až po šokovou metamorfózou roztavených hornin (např. Stoffler a kol. 1991, Bischoff a Stoffler 1992). Bischoff a kol. (2019) ve své publikaci upozorňují i na další významnou zákonitost: šokový stupeň S3 je nejčastějším šokovým stupněm u chondritů H a LL (44 %, resp. 41 %), zatímco chondrity L jsou v průměru silněji šokově postižené a mají více než 40 % hornin šokového stupně S4. Mezi chondrity H a LL je 40-50 % chondritů "bez šokového postižení" nebo "velmi slabě postižené". S ohledem na petrologické typy obecně platí, že šokový stupeň roste s petrologickým typem. To platí pro všechny skupiny meteoritů.

Stanovení stupně zvětrávání se provádí pomocí klasifikačního systému navrženého Wlotzkou (1993). Tento systém umožňuje pomocí mikroskopu nastavit míru zvětrávání na leštěné části meteoritu. Projevy zvětrávání jsou nesmírně důležité k definici „pozemského věku“ meteoritu, a také ke stanovení skutečné rychlosti pádu. Zvětrávání ovlivňuje především kovová zrna, pak troilit a nakonec silikáty. Třídy zvětrávání definované na leštěných površích meteoritů

jsou rozděleny na W0 – W6. W0 – žádná viditelná oxidace kovů nebo sulfidů. Limonitové zbarvení již může být viditelné v procházejícím světle. W1 – slabá oxidace kolem kovů a troilitu, drobné žilky oxidů a hydroxidů. W2 – střední oxidace kovů 20 – 60%. W3 – silná oxidace kovů a troilitu s nahrazením 60 – 90%. W4 – úplná (> 95%) oxidace kovů a troilitu, ale bez změn v silikátech. W5 – začátek změn v silikátech, hlavně podél trhlin. W6 – masivní nahrazení silikátů jílovými minerály a oxidy.

3.2.1 Uhlíkaté chondrity

Uhlíkaté nebo (C)-chondrity jsou považovány za „nejprimitivnější“ a podle chemického složení jsou nejbližší složení Slunce (s výjimkou obsahu H a He). (C)-chondrity jsou co do skupin, největší a nejrychleji rostoucí a zároveň nejvzácnější třídou, jsou mimořádně rozmanité. (C)-chondrity se vyznačují převahou matrix nad chondrami a také vysokým obsahem těžkých prvků, včetně uhlíku. Uhlík v meteoritech má formu grafitu, diamantů, aminokyselin, uhlovodíků a jiných složitých organických látek (např. Pizzarello a kol. 2006). (C)-chondrity mají obvykle černé zbarvení, které jim dodávají jemná zrnka sulfidů železa a niklu. (C)-chondrity se dělí na skupiny, které jsou pojmenovány podle prvních a nejtypičtějších z jejich zástupců. CI – Ivuna. CM – Mighei. CO – Ornans. CV – Vigarano. CK – Karoonda. CR – Renazzo. CH – ALH 85085. CB – Bencubbin. (CI)-chondrity jsou pro vědce mimořádně zajímavé, tyto meteority jedinečné v tom, že neobsahují chondry. Předpokládá se, že materiál meteoritů této skupiny nebyl vůbec podroben tepelnému působení, to znamená, že zůstal prakticky nezměněn od doby kondenzace protoplanetárního disku.

3.2.2 Obyčejné chondrity

(O)-chondrity je nejčastější typ chondritů (přibližně 95% všech nálezů chondritů). Pro (O)-chondrity je typický obsah velkých milimetrových chondrulí s různými strukturami a minerálním složením. Hlavní minerály jsou Mg-olivín (forsterit), pyroxeny (enstatit a diopsid), v určitém množství je přítomno niklové železo (kamacit a taenit), kyselý plagioklas (oligoklas) a troilit. Akcesorické minerály jsou zastoupeny apatitem, chromitem a ilmenitem (Slyuta 2017). Chondrule jsou složeny převážně z olivínu a pyroxenu a případně i skla. (O)-chondrity H, L a LL mají podobné petrologické vlastnosti a izotopové složení O, což naznačuje příbuznost v rámci

klanu. Tepelnou metamorfózu (O)-chondritů lze studovat pomocí izotopové frakcionace mezi hlavními minerály s O (olivín, pyroxen a plagioklas) (Clayton 1993). Malé systematické rozdíly mezi (O)-chondritickými skupinami jsou v množství kovů, velikosti chondrů a zastoupení matrix (10 - 15 obj. %; Weisberg a kol. 2006). Na základě stupně tepelné metamorfózy prodělané na mateřském tělese jsou (O)-chondrity zastoupeny v intervalu typů 3 – 6. Na základě chemické klasifikace se skupiny H, L a LL chondritů vzájemně liší celkovým obsahem Fe a jeho množstvím v oxidované a redukované formě, jinými slovy na základě míry oxidace Fe (tj. obsah ryzího Fe + FeS vs. FeO). H-chondrity mají nejvyšší obsah celkového železa a ryzího kovu, ale nízký stupeň oxidace (olivín a pyroxeny jsou horečnatější). L-chondrity vykazují nižší obsah celkového železa a ryzího kovu a větší stupeň oxidace. Skupina LL-chondritů má nejnižší obsah celkového železa a ryzího kovu, Fe je zastoupeno zejména v silikátech, a největší stupeň oxidace (olivíny a pyroxeny jsou železnatější).

3.2.3 Enstatické chondrity

Enstatické chondrity se dělí na skupinu EH a EL. Fe je vázáno na sulfidy v ryzí podobě, téměř žádné Fe není vázáno v silikátech. Pyroxen je převážně zastoupen ve formě enstatitu ($Mg_2[Si_2O_6]$). EH chondrity jsou více redukované než EL chondrity. Kromě toho, EL chondrity vykazují větší průměrnou velikost kovových zrn než EH chondrity (Easton 1983). EH a EL chondrity se vyskytují v petrologickém typu od EH3 do EH5 a od EL3 do EL6 (např. Weisberg a kol. 2006). EH3 chondrity se liší od EL3 tím, že má vyšší modální zastoupení sulfidů. Složení fáze (Mg,Mn,Fe)S jasně odlišuje EH a EL chondrity. Izotopové vlastnosti enstatických chondritů jsou determinovány složením jejich chondrů. Clayton (1993) tvrdí, že hlavní chemický rozdíl mezi EH a EL chondrity je způsoben stupněm akrece kovové fáze. Podrobněji se ve své práci zabývají petrografií a chemismem minerálů v enstatických chondritech Lin a Kimura (2010).

3.2.4 R a K chondrity

Kromě hlavních skupin chondritů (C, O, E) existují také vzácné chondrity typu (R) a (K), se specifickým izotopovým složením O a vzácných plynů, a také řadou dalších odlišností v chemismu. Chemické složení R-chondritů je podrobně rozebráno např. v práci Khan, Shirai a Ebihara (2013). Jsou pojmenovány podle prvních písmen jejich zástupců, (R)-chondrity podle

meteoritu Rumuruti, který spadl v Keni v lednu 1934. (K)-chondrity podle meteoritu Kakangari, který spadl ve státě Tamilnádu, (Indie) v roce 1890. (R)-chondrity a (K)-chondrity jsou charakteristické poměrně velkým obsahem matrix: cca 50 % pro (R)-chondrity a cca 70 – 77 % pro (K)-chondrity (Weisberg a kol. 2006).

4. Primitivní achondrity

Primitivní achondrity jsou meteority bez chondritických struktur, ale s chondritům podobným objemovým složením. Předpokládá se, že se jedná o chondrity, které prošly procesy diferenciací, ale bez změny složení. Ve skutečnosti tedy představují jakýsi mezistupeň mezi chondrity a achondrity. Primitivní achondrity jsou rozděleny do 7 skupin. Urelity reprezentují olivín-pyroxenové horniny s obsahem C a to jak ve formě grafitu, tak i mikrodiamantů, dále s kovem, sulfidy a akcesorickými křemičitany. Brachinity jsou achondrity bohaté na olivín, s různou petrologií a rozdíly ve složení izotopů O a celkovém chemismu. Akapulkoity a Jordanidy vzhledem k podobnosti v chemickém a izotopovém složení patří do stejného klanu. Winonaity IAB a IIICD tvoří společný klan. Winonaity mají chondritům podobné mineralogické a chemické složení, ale strukturně jsou více podobné achondritům. IAB a IIICD jsou železné meteority, ale mají Winonaitům podobné minerální složení silikátových inkluzí (Weisberg a kol. 2006).

5. Achondrity

Většina diferencovaných meteoritů (achondritů) pochází stejně jako chondrity z takzvaného hlavního pásu planetek mezi Marsem a Jupiterem, kde se nachází velké množství objektů velikosti planetek. Diferencované meteority – jsou tvořeny diferencovanou hmotou, která je součástí složení větších kosmických těles. Diferenciace začala již v průběhu jejich vzniku - těžší prvky (Fe a Ni) klesaly do jádra a lehčí naopak vytvořily silikátové horniny pláště a kůry. Asi 14 % meteoritů, které byly nalezeny na Zemi, patří mezi achondrity (Alexander a kol. 1989).

Achondrity zahrnují jak na železnou složku chudé kamenné meteority, tak také železo-kamenné a želené meteority. Achondrity se dělí na Angrity, Aubrity, HED klan, Mesosiderity, Palasity, několik skupin železných meteoritů a meteority z Měsíce a Marsu.

Angrity jsou achondrity, které se podobají pozemským vyvřelým horninám čedičového složení, ale s neobvyklým minerálním složením (Ca-Al-Ti bohatý pyroxen, Ca bohatý olivín a An plagioklas.

Aurbity jsou velmi redukované achondrity podobné (E)-chondritům, proto jsou často označovány jako enstatické achondrity. Je pravděpodobné, že mateřské těleso bylo vytvořeno částečným tavením, následným odstraněním této taveniny a dalším tavením za velmi vysoké teploty (~ 1600 °C).

HED klan zahrnuje tři achondritické skupiny, jsou to: Howardity, Eukrity a Diogenity. Eukrity a Diogenity jsou bazalty a ortopyroxenové kumuláty, Howardity jsou polymiktní brekcie složené z eukritické a diogenické složky. Jak již bylo uvedeno výše, předpokládá se, že mateřským tělesem HED meteoritů je planetka (4) Vesta.

Mesosiderity jsou často označovány jako železo-kamenné meteority. Mesosiderity jsou brekcie složené z přibližně stejného podílu křemičitanů a Fe, Ni – kovu a troilitu.

Pallasity jsou v zásadě tvořeny olivínem (35-85 obj%), Fe-Ni kovy a troilitem (Weisberg a kol. 2006). Pallasity jsou rozděleny do 4 skupin, jsou to pallasity hlavní skupiny (MG PAL), pallasity Eagle Station (ES PAL), pyroxenové pallasity (PP PAL) a nezařazené.

6. Metodika

Metodika zahrnuje makroskopický popis meteoritů, stanovení základních fyzikálních charakteristik, jako hustota a magnetická susceptibilita a mikroskopické zhodnocení výbrusů v procházejícím polarizovaném a odraženém světle. Dále bylo provedeno vyhodnocení chemického složení minerálů a fází s pomocí elektronové mikrosondy.

Makroskopická analýza zahrnuje měření tloušťky kůrky tavení a její orientace, dále popis přítomnosti či nepřítomnosti regmaglyptů.

Stanovení hustoty pro vzorky č. (0037) a (0114) bylo prováděno pomocí hydrostatické metody. Pro stanovení tohoto parametru byly ze vzorků pomocí diamantové pily vyříznuty menší kousky. Které byly zváženy a jejich objemová hustota byla vypočtena podle vzorce $h = m / V$.

Magnetická susceptibilita je důležitý parametr, který může pomoci při klasifikaci meteoritů. Kromě toho stanovení magnetické susceptibility má velkou výhodu díky tomu, že je nedestruktivní metodikou, která umožňuje pracovat se vzorky téměř jakékoli velikosti, jak v laboratoři, tak i v terénu. Pro předběžná měření magnetické susceptibility byl použit kappametr KT-6 (bylo provedeno 7 měření na každém vzorku v různé orientaci) a následně vzorky č. (0037) a (0114) analyzovány pomocí kappamůstku KLY-4S. Z měření byl proveden aritmetický průměr a vypočítána hmotnostní susceptibilita podle vzorku: $x(\text{m}^3\text{kg}^{-1}) = K[\text{SI}] * 10 / m(\text{g}) / 1000$.

Mikroskopické zhodnocení výbrusů ze vzorků č. (0037) a (0114) bylo prováděno pomocí polarizačního mikroskopu Olympus BX-50. V rámci práce s polarizačním mikroskopem byla provedena také semikvantitativní analýza u vzorku č. (0037), pro stanovení kvantitativního poměru různých typů chondrulí a matrix.

EDX analýza byla provedena pomocí elektronové mikrosondy JEOL JXA-8600, při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 10 nA. Získaná data v hm. % oxidů prvků byla přepočítána na atomy na vzorcovou jednotku: normalizace u olivínu a spinelidů proběhla na 4 atomy kyslíku, u pyroxenů na 6 atomů kyslíku a u plagioklasů na 8 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce. U spinelidů bylo stechiometricky dopočítáno Fe³⁺ normalizací na 3 kationty.

7. Výsledky

7.1 Makroskopické zhodnocení meteoritů



Obr. 6. vzorky č. (0037) a (0114).

Vzorek číslo (0037) má světle hnědou barvu a mastný lesk povrchu. Jeho hmotnost je 355 g, velikost: 79x56x55 mm. Kůrka tavení nemá žádnou viditelnou orientaci, její průměrná tloušťka je 0,7 mm. Regmaglypty nejsou výrazné.

Vzorek číslo (0114) má hnědou barvu a mastný lesk povrchu. Jeho hmotnost je 276 g, velikost: 68x55x52 mm. Kůrka tavení nemá žádnou viditelnou orientaci, její průměrná tloušťka je 0,6 mm. Regmaglypty jsou slabě výrazné, pokrývají cca 40 % vzorku a mají okrouhlý tvar.

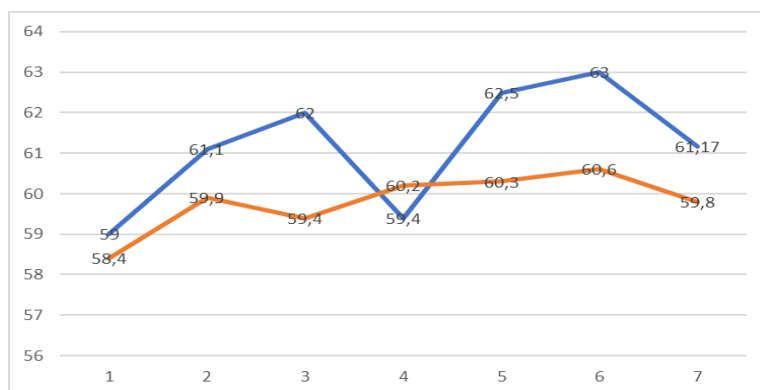
7.2 Stanovení základních fyzikálních charakteristik

7.2.1 Hustota

Ke stanovení objemové hustoty byla použita hydrostatická metoda, která umožňuje získat dostatečně přesné měření. Hmotnost použitých částí vzorků vyřezaných z nich pomocí diamantové pily činila: 10,3 g - vzorek č. (0037) a 9,93 g - vzorek č. (0114). Výsledkem těchto měření jsou hodnoty 3,38 g/cm³ pro vzorek č. (0037) a 3,44 g/cm³ pro vzorek č. (0114).

7.2.2 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita byla předběžně změřena Kappametrem KT-6, získané průměrné hodnoty jsou následující: 61,17 pro vzorek č. (0037) a 59,8 pro vzorek č. (0114).



Obr. 7. Výsledky analýzy magnetické susceptibilita provedené pomocí kappametru KT-6 vzorek č. (0037) - modrá a vzorek č. (0114) - oranžová.

Výsledkem měření pomocí kappamůstku KLY-4S jsou průměrné hodnoty – 0,031545 m^3kg^{-1} pro vzorek č. (0037) a 0,044849 m^3kg^{-1} pro vzorek č. (0114).

Tab. 2. Hmotnostní magnetická susceptibilita vzorků č. (0037) a (0114). Výsledky analýzy magnetické susceptibilita provedené pomocí kappamůstku KLY-4S.

Vzorek č.							Obj. MS	m(g)	hm. MS (m^3kg^{-1})
(0037)	29,74	35,13	29,77	36,04	29,83	34,44	32,49167	10,3	0,031545307
(0114)	43,87	41,25	45,86	48,71	43,76	43,76	44,535	9,93	0,044848943

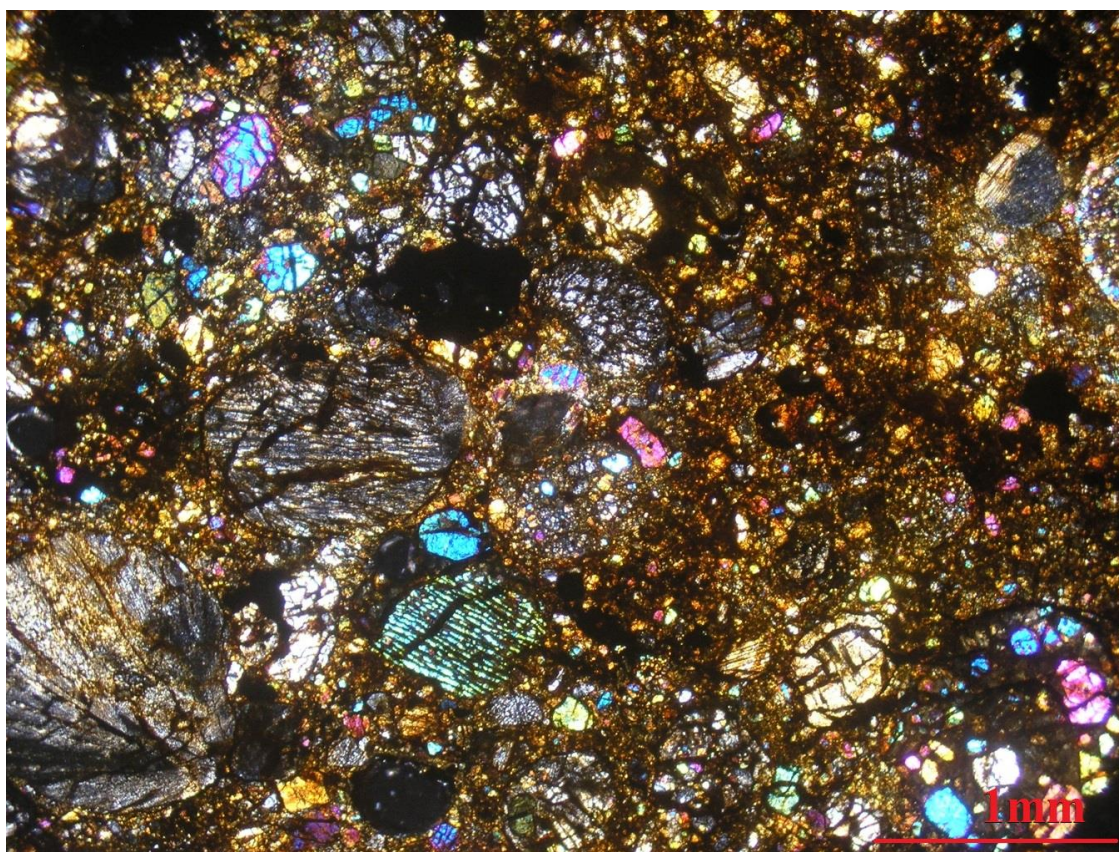
7.3 Mikroskopická charakteristika výbrusů

Vzorky č. (0037) a č. (0114) se převážně skládají z těchto minerálů: olivín, pyroxen, spinelidy, plagioklas, troilit a zrna Fe-Ni. V menším množství je přítomen také apatit a limonit.

V obou meteoritech je olivín přítomen ve všech komponentech, a to ve všech typech chonder, v matrix a kůrce tavení. Olivín v chondrách a matrix má převážně xenomorfní až

hypautomorfní omezení zrn, místy i automorfní, v roštovitých chondrách tvoří sloupcovitě protažená zrna o velikosti 100 – 300 μm . Zrna olivínu v matrix mají velmi pestrou škálu velikostí (10 – 500 μm). V PPL je bez barvy, bez štěpnosti, ale má nepravidelné trhliny a drsný povrch. V XPL má olivín interferenční barvy od tmavě šedé I. řádu po žlutou II. řádu (obr. 8.).

Pyroxeny se v obou vzorcích vyskytují ve formě různých struktur, především v matrix, vedle chondrulí, místy v kůrce tavení a také v kryptokrystalických a granulárních chondrulích a jejich reliktech. Pyroxen má xenomorfní až hypautomorfní omezení, místy tvoří krátké sloupce. V PPL jsou pyroxeny na rozdíl od olivínu lehce nažloutlé, ale bez pleochroismu a místy je viditelná dobrá štěpnost podle jednoho systému. Povrch je drsný. Při pozorování v XPL se interferenční barvy pohybovaly od světle šedé I. řádu do žlutooranžové II. řádu. Pyroxeny vykazovaly jak šikmé zhášení, tak rovnoběžné.

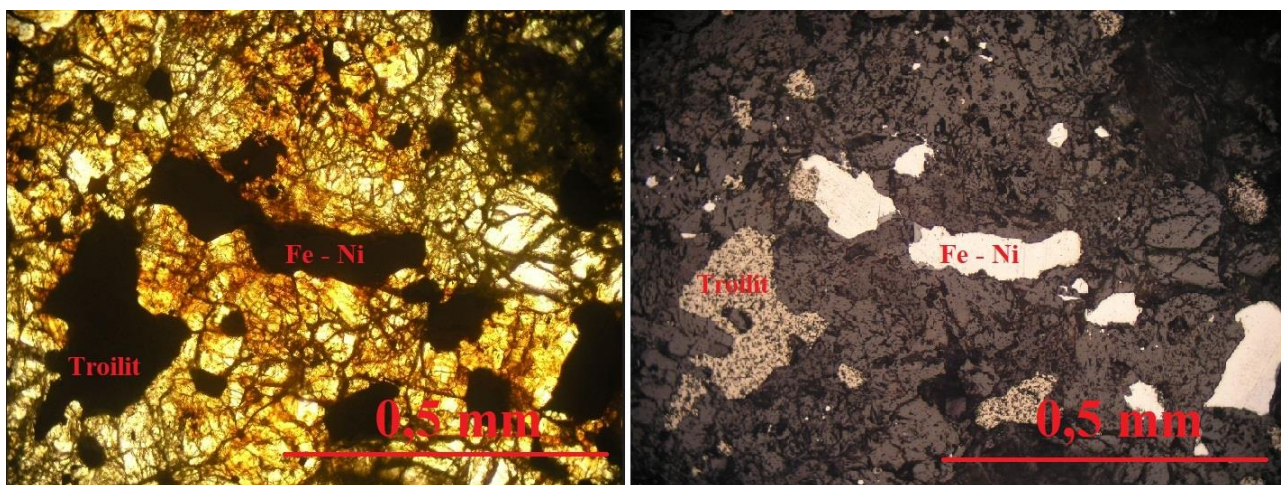


Obr. 8. Ukázka poměru jednotlivých komponent vzorku č. (0037) při mikroskopické analýze.

Živce se vyskytují ve vzorku č. (0037) v granulárních a roštovitých chondrulích a v matrix. Ve vzorku č. (0114) v granulárních chondrulích a jejich reliktech, v matrix a kůrce tavení. Většinou mají nepravidelný tvar a xenomorfní omezení a mohou být až 200 μm velké. V XPL mají živce světle šedou až šedou interferenční barvu I. řádu.

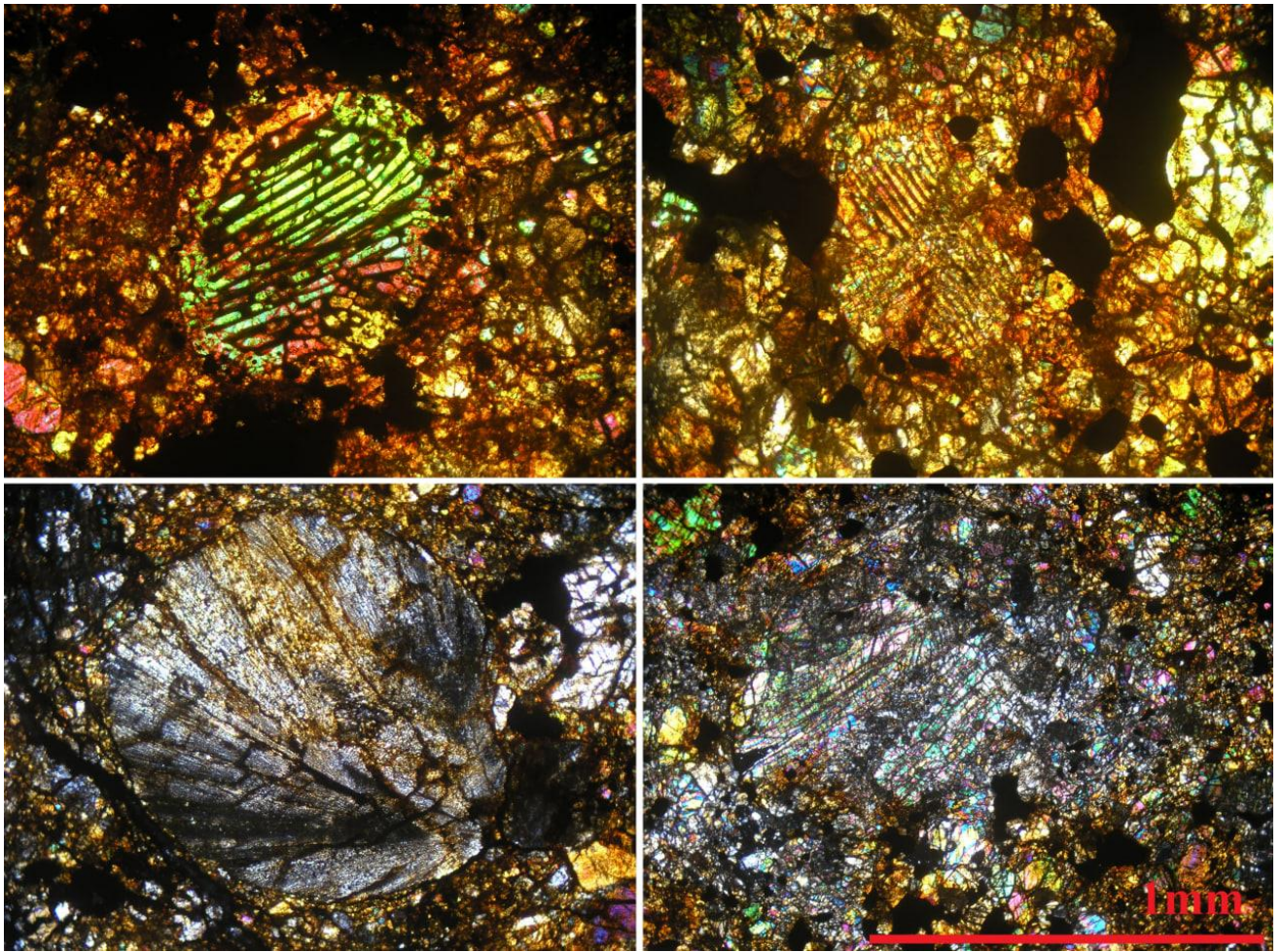
Spinelidy tvoří izometrická opakní zrnka v matrix i v chondrulích.

Limonit oranžové až hnědé barvy tvoří výplně prasklin tmavých minerálů a shluky kolem zrn kovu a troilitu. (obr. 9.).



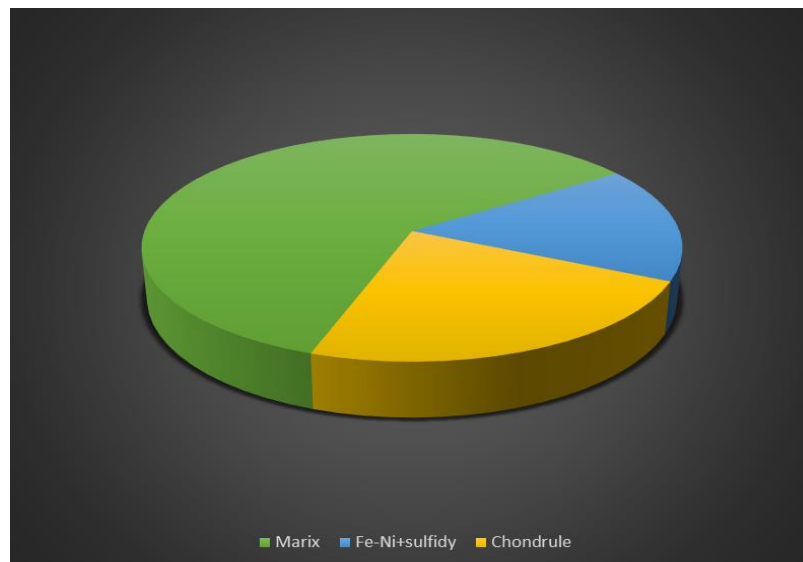
Obr. 9. Limonit kolem zrn Fe-Ni a troilitu. Vlevo v PPL, vpravo v odraženém světle.

Mikroskopická analýza vzorků č. (0037) a (0114) ukazuje také na jejich odlišné petrologické typy podle Weisberga a kol. (2006) (obr. 10.). Ve vzorku č. (0037) jsou chondrule dobře zachovalé. Téměř ve všech případech si zachovaly svůj původní kulatý tvar a mají zřetelné, dobře rozlišitelné okraje. U vzorku č. (0114) se projevuje rekrystalizace relativně více, jak je vidět z charakteristického setření rozdílů mezi okraji a matrix, mizením okrajů chondrulí a deformací jejich tvaru.



Obr. 10. Porovnání zachování roštovitých a radiálně paprsčitých chonder ve vzorku č. (0037) vlevo a č. (0114) vpravo. XPL.

Vzhledem k horší zachovalosti jednotlivých složek ve vzorku č. (0114) a někdy nejasným hranicím mezi nimi (obr. 10.), byla semikvantitativní analýza pro stanovení kvantitativního poměru komponent provedena pouze u vzorku č. (0037) (obr. 11.). Matrix zaujímá 60 %, chondrule 23 % a zrna Fe-Ni a sulfidy 16 %.. Pro přehled také uvádím procentní podíl mezi jednotlivými typy chonder ve vzorku č. (0037): porfyrické 55 %, porfyrické s výrazným okrajem 5 %, roštovité 9 %, radiálně paprsčité 22 %, kryptokrystalické 4 %, granulární 5 %.

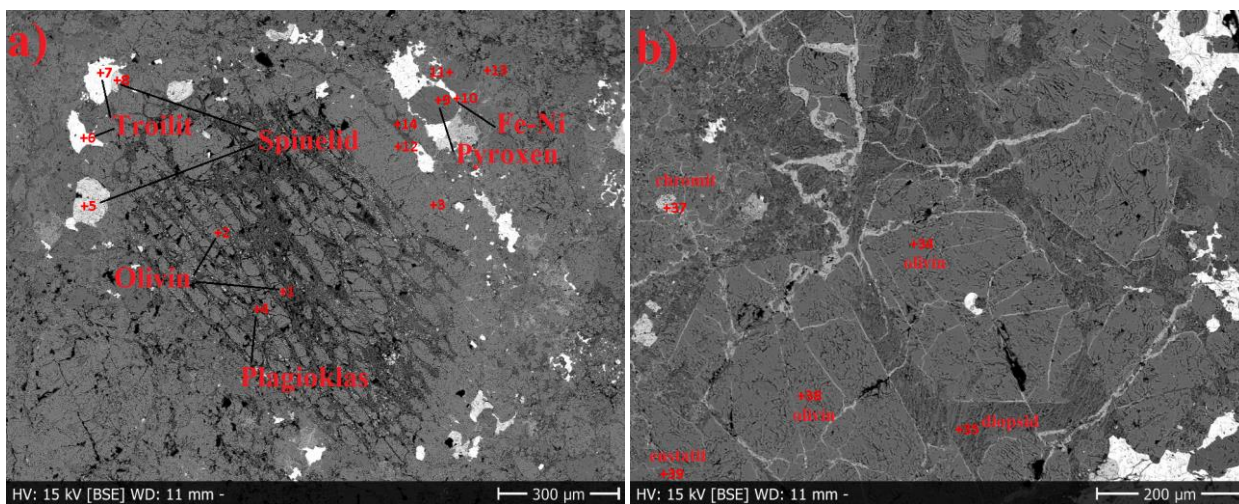


Obr. 11: Zastoupení jednotlivých komponentů ve vzorku č. (0037).

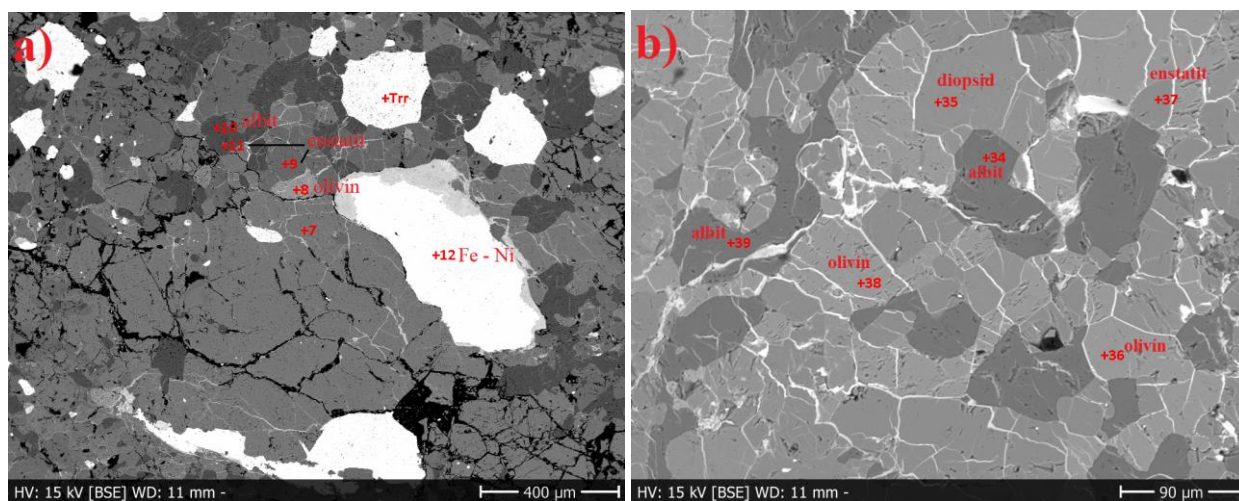
Matrix – 60%, Fe-Ni + sulfidy – 16%, chondrule – 23%.

7.4 Chemické složení minerálů

Při provedení EDX analýzy byly získány data uvedená v tabulkách č. 4 - 7, které umožnily klasifikaci minerálů, kterou znázorňují diagramy na obr. 14 - 18.



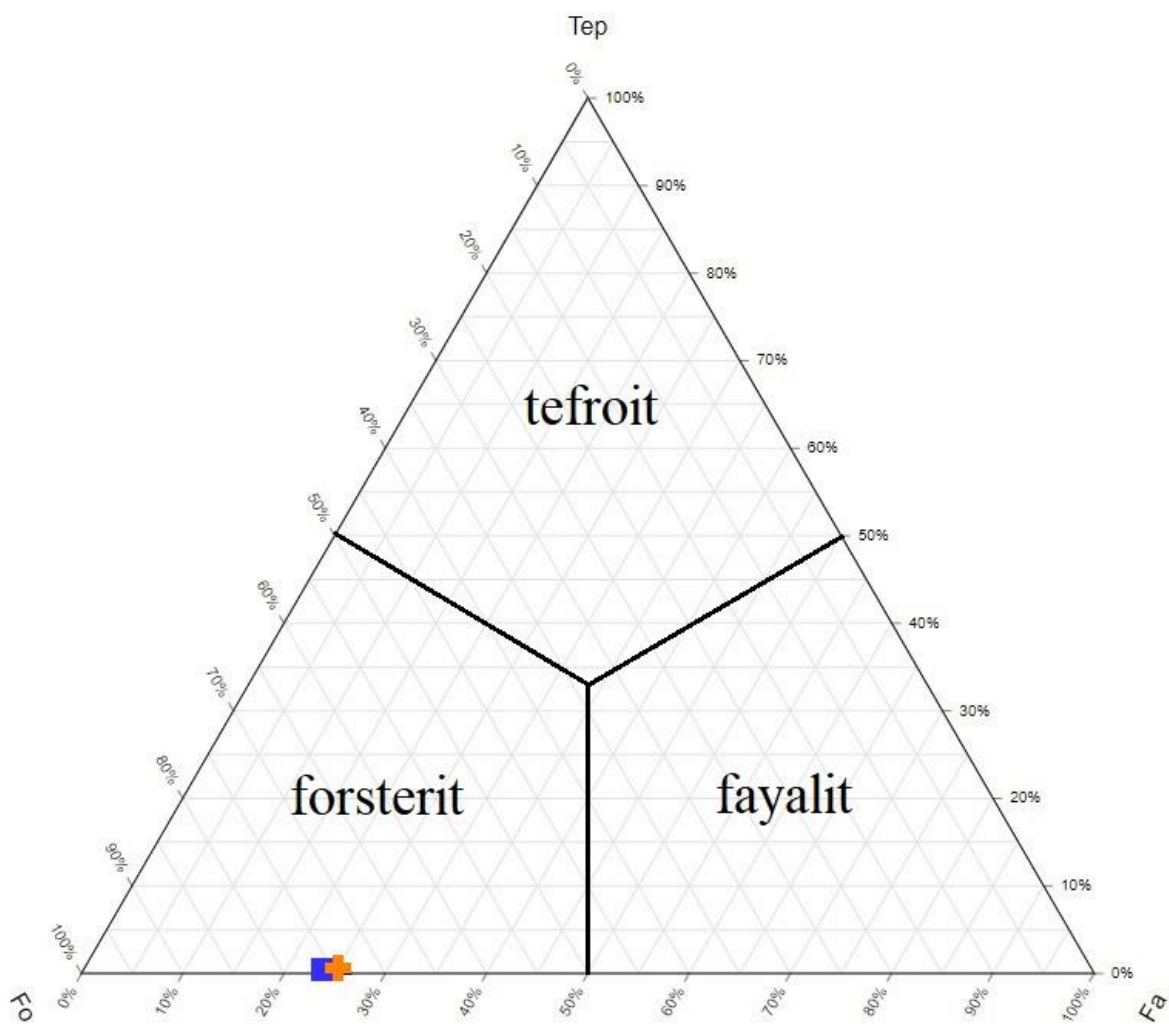
Obr. 12. Vzorek č. (0037): a) Roštovitá chondra BSE snímek. (1–14) - čísla analýz. b) automorfní vyrostlice olivínů a pyroxenů v matrix BSE snímek (34–39) - čísla analýz.



Obr. 13. Vzorek č. (0114): a) albit, olivín a pyroxen, na okraji roštovité chondry BSE snímek. (7–12) - čísla analýz. b) albit, olivín a pyroxen, na žilkách troilit BSE snímek (34–39) - čísla analýz.

Chemické složení olivínů

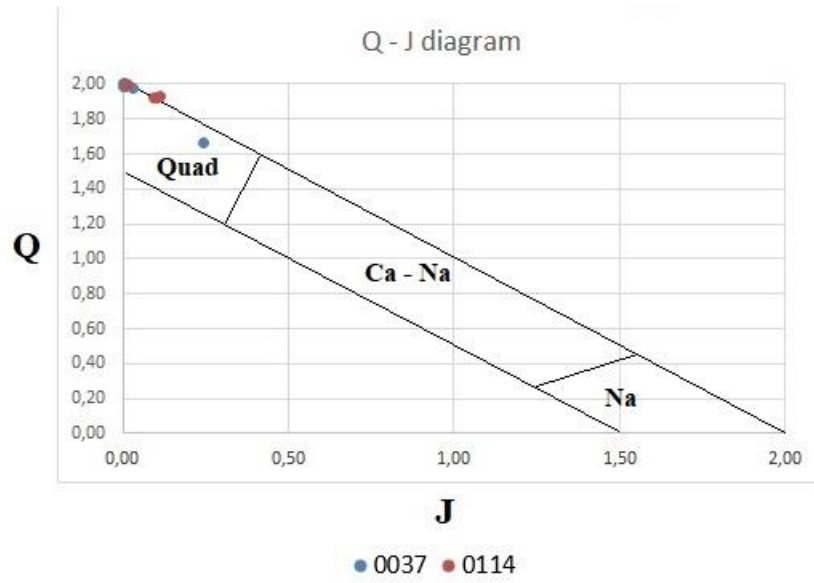
Chemické složení olivínu je poměrně homogenní. V BSE obraze nelze pozorovat žádnou zonálnost (obr.12. Olivíny obsahují 1,489–1,530 apfu Mg, 0,475–0,511 apfu Fe, 0,004–0,010 apfu Mn, 0,000–0,002 apfu Ca a 0,000–0,004 apfu Ni (tab. 4.). To odpovídá 74,2–76,1 mol. % forsteritové komponenty, 23,6–25,2 mol. % fayalitové komponenty a 0,2–0,5 mol. % tefroitové komponenty. (obr. 14). Obsahy forsteritové, fayalitové, tefroitové, „larnitové“ a liebenbergitové komponenty v %, u vzorku č. (0037): 75,3 %, 24,3 %, 0,4%, 0,0 %, 0,0 %. U vzorku č. (0114): 74,5 %, 25,04 %, 0,4 %, 0,0 %, 0,1 %.



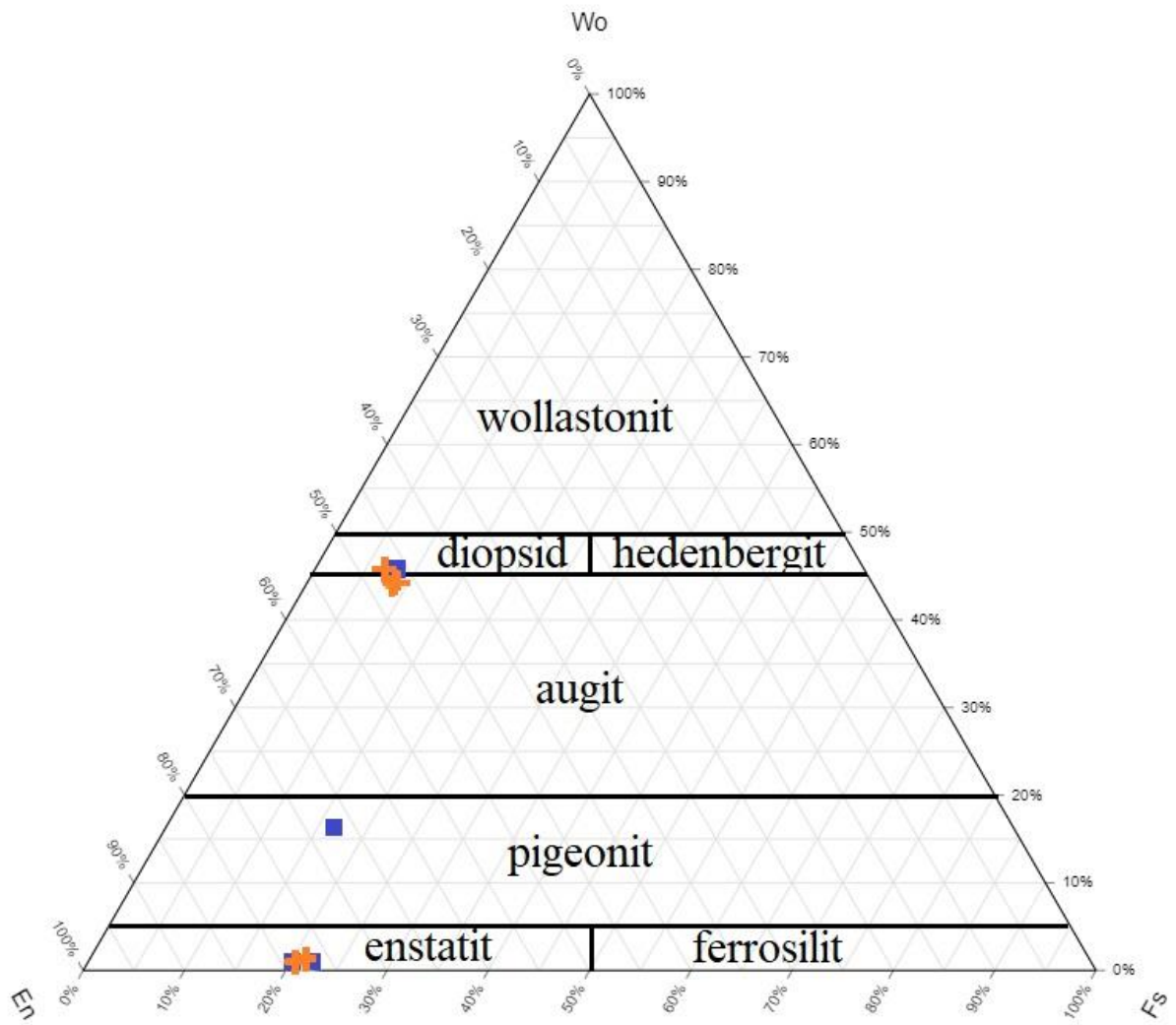
Obr. 14. – Grafické znázornění celkového chemismu a EDX analýzy olivínu, vzorek č. (0037) - modrá a vzorek č. (0114) - oranžová.

Chemické složení pyroxenů

Chemické složení pyroxenů je variabilní, podle Q-J diagramu patří mezi „Quad“-pyroxeny (obr. 15.). V chondrulích převažuje podle klasifikace Morimota a kol. (1988) enstatit, v matrix vzorku (0037) byl identifikován také diopsid a pigeonit. Vzorek (0114) obsahuje také enstatit a v podobě relictů i diopsid. Pyroxeny nejsou v BSE zonální (obr. 12). Pyroxeny obsahují 0,900–1,596 apfu Mg, 0,126–0,445 apfu Fe, 0,002–0,012 apfu Mn, 0,001–0,879 apfu Ca a 0,000–0,122 apfu Na (tab.4). To odpovídá 46,5–79,3 mol. % enstatitové komponenty, 7,1–22,4 mol. % ferrosilitové komponenty, a 0,1–45,9 mol. % wollastonitové komponenty.



Obr. 15. Q-J diagram ($Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$; $J = 2\text{Na}$) pro pyroxeny podle Morimota a kol. (1988) .



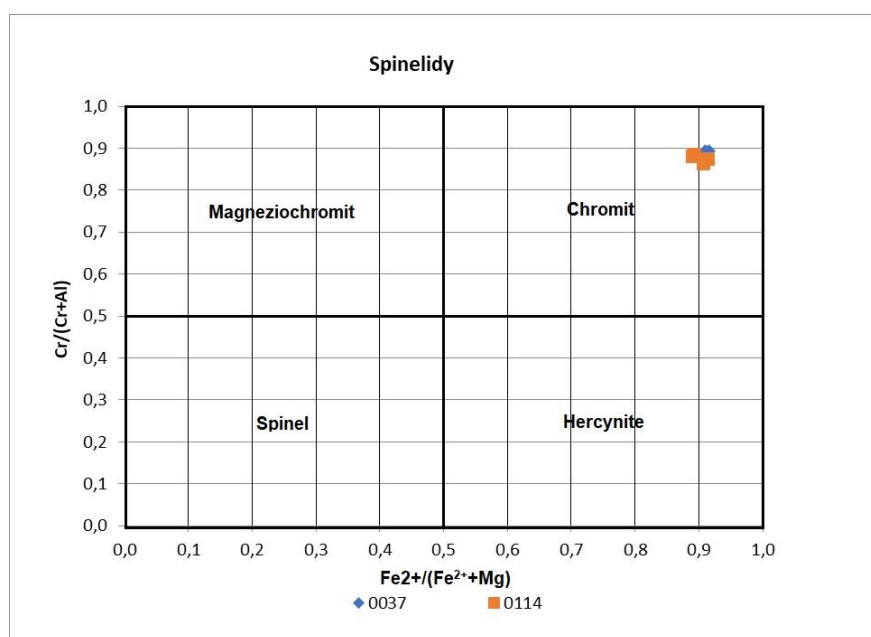
Obr . 16. – Grafické znázornění celkového chemismu a EDX analýzy pyroxenu podle Morimota a kol. (1988), vzorek č. (0037) - modrá a vzorek č. (0114) - oranžová.

Chemické složení spinelidů

Všechny spinelidy jsou bohaté Cr (1,298-1,671 apfu) a je možné je klasifikovat jako chromit (obr. 17). Dále obsahují 0,184-0,253 apfu Al, 0,008-0,280 apfu Fe³⁺, 0,921-0,999 apfu Fe²⁺, 0,017-0,41 apfu Mn, 0,0-0,010 apfu Ni a 0,086-0,114 apfu Mg (tab. 5).

Tab.5. Chemické složení spinelidů.

Vzorek	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0114)	č. (0037)	č. (0114)	č. (0114)
Analyza	5	8	37	30	31	32	33
SiO ₂	0	0	2,25	0	0,41	0,07	0
TiO ₂	2,2	2,12	0,97	2,96	1,68	2,22	2,7
Al ₂ O ₃	4,65	4,63	3,9	4,98	5,76	5,32	5,23
Cr ₂ O ₃	58,31	57,73	41,11	57,19	54,21	55,07	57,56
Fe ₂ O ₃	0,39	0,82	9,31	0,28	0,89	1,21	30,83
FeO	30,6	30,57	29,89	31,01	30,24	30,85	30,83
MnO	1,32	1,33	0,51	1,24	0,69	0,64	1,23
NiO			0,32	0	0,07	0,08	0
MgO	1,7	1,58	1,56	2,09	1,73	1,63	2,14
Suma	99,17	98,78	89,82	99,75	95,68	97,09	100
normalizace na 4 atomy kyslíku ve vzorcové jednotce							
Si	0	0	0,09	0	0,015	0,003	0
Ti	0,06	0,058	0,029	0,08	0,047	0,062	0,073
Al	0,199	0,199	0,184	0,211	0,253	0,231	0,22
Cr	1,671	1,662	1,298	1,622	1,597	1,607	1,626
Fe ³⁺	0,011	0,023	0,28	0,008	0,025	0,034	0,008
Fe ²⁺	0,928	0,31	0,999	0,93	0,943	0,952	0,921
Mn	0,041	0,041	0,017	0,038	0,022	0,02	0,37
Ni	0	0	0,01	0	0,002	0,002	0
Mg	0,092	0,086	0,093	0,112	0,096	0,09	0,114
Kat sum	3	3	3	3	3	3	3



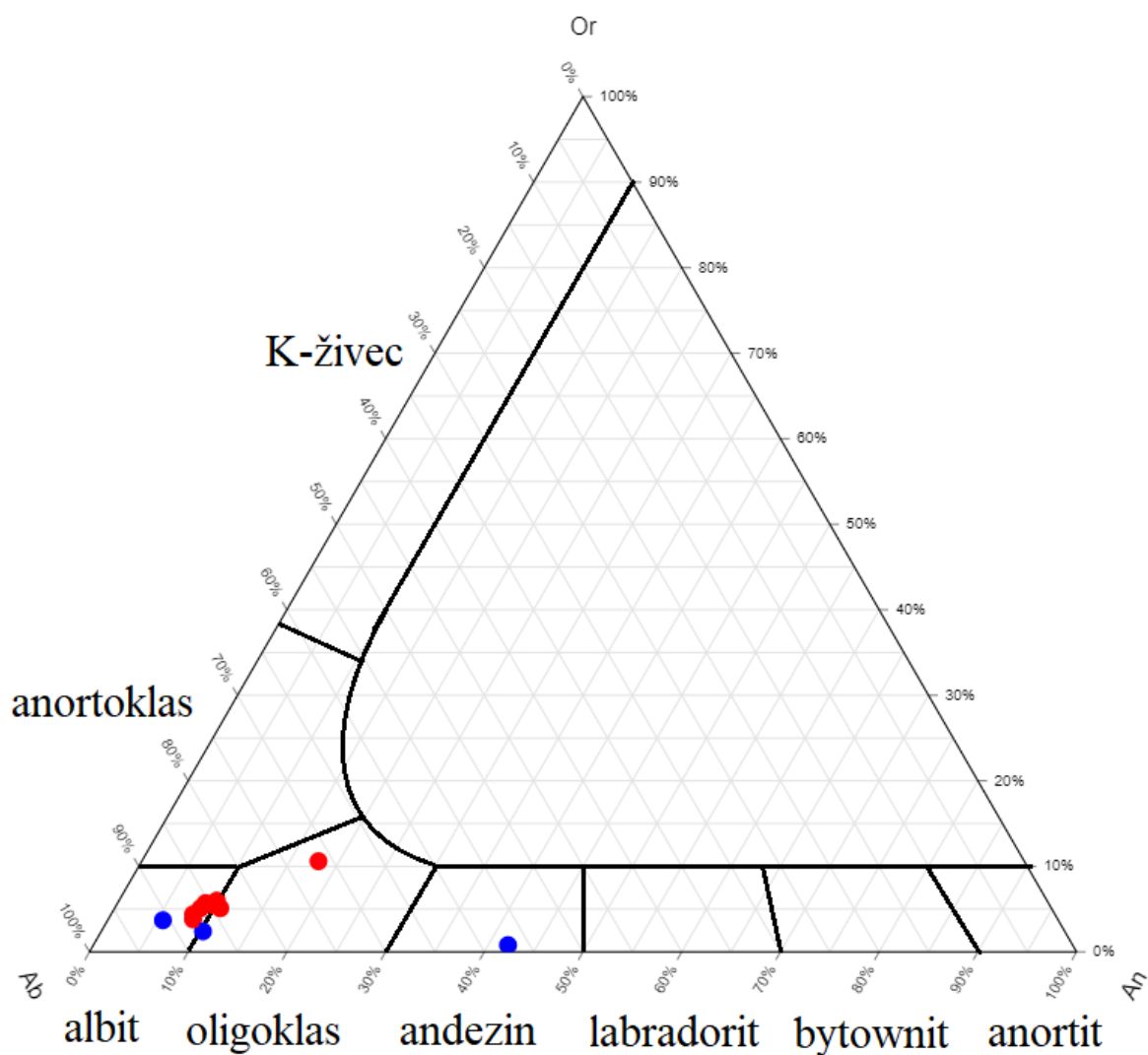
Obr. 17. Diskriminační diagram chemického složení minerálů ze skupiny spinelidů .

Chemické složení plagioklasů.

Většinu analyzovaných plagioklasů lze klasifikovat jako plagioklasy kyselé (obr.18). albit a oligoklas, pouze v granulární chondruli ve vzorku (0037) byl identifikován andezin viz tab. 6. To odpovídá 71,5–90,8 mol. % albitové komponenty, 5,6–42,3 mol. % anortitové komponenty, a 0,1–10,6 mol. % ortoklasové komponenty.

Tab. 6. Chemické složení plagioklasů.

Vzorek	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)
Analýza	4	14	17	2	6	10	15	18	26	27	34	39			
SiO ₂	64,74	67,56	56,23	69,24	66,19	65,53	66,18	65,93	66,81	66,72	65,77	65,89			
Al ₂ O ₃	20,68	20,59	26,86	22,49	21,47	21,48	21,61	21,75	21,99	21,82	21,61	21,59			
FeO	1,1	1,05	2,27	0,38	0,4	0,66	0,33	0,49	0,37	0,5	0,35	0,28			
MgO	0,38	0,8	0,19	0,08	0,05	0,06	0,12	0,05	0,07	0,04	0,09	0,06			
CaO	1,72	0,95	0,54	2,05	2,07	1,99	2,06	2,04	2	2,07	2,06	2,01			
Na ₂ O	8,04	8,58	6,43	4,53	9,96	11,59	9,6	11,49	9,36	8,98	10,88	10,96			
K ₂ O	0,34	0,53	0,02	1,02	0,98	0,88	0,95	0,76	1,01	0,82	1,11	0,99			
Suma	97	100,06	100,54	99,79	101,12	102,19	100,85	102,51	101,61	100,95	101,87	101,78			
normalizace na 8 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce															
Si	2,92	2,949	2,534	2,979	2,89	2,855	2,891	2,857	2,893	2,902	2,865	2,87			
Al	1,099	1,059	1,427	1,141	1,105	1,103	1,113	1,111	1,122	1,119	1,11	1,108			
Fe ²⁺	0,041	0,038	0,086	0,014	0,015	0,024	0,012	0,018	0,013	0,018	0,013	0,01			
Mg	0,026	0,052	0,013	0,005	0,003	0,004	0,008	0,003	0,005	0,003	0,006	0,004			
Ca	0,083	0,044	0,412	0,095	0,097	0,093	0,096	0,095	0,093	0,096	0,096	0,094			
Na	0,703	0,726	0,562	0,378	0,843	0,979	0,813	0,965	0,786	0,757	0,919	0,926			
K	0,02	0,03	0,001	0,056	0,055	0,049	0,053	0,042	0,056	0,045	0,062	0,055			
Kat sum	4,892	4,899	5,034	4,667	5,007	5,107	4,986	5,091	4,967	4,94	5,07	5,066			



Obr . 18. – Grafické znázornění chemismu živců, vzorek č. (0037) - modrá a vzorek č. (0114) - červená.

Troilit a slitiny Fe-Ni

Průměrné hodnoty obsahu mol. % Ni v zrnech Fe-Ni, jsou: 19,7 % pro vzorek č. (0037) a 21,1 % pro vzorek č. (0114). Troilit má téměř ideální stechiometrii.

Tab. 7. Chemické složení Fe-Ni zm.

Vzorek	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0037)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)	č. (0114)		
Analýza	6	7	10	31	32	40	3	4	12	19	20	28	29	40							
Fe	63,72	63,44	95,29	66,15	63,47	94,81	85,35	50,73	94,65	63,6	95,91	49,42	94,96	94,47							
Ni			4,64	34,87	36,3	5,85	12,89	52,1	5,7	36,47	4,69	52,15	6,33	6,27							
S	36,04	36,08																			
Suma	99,76	99,52	99,93	101,02	99,77	100,66	98,24	102,83	100,35	100,07	100,6	101,57	101,29	100,74							
Fe	1,015	1,009	0,956	0,666	0,648	0,945	0,874	0,506	0,946	0,647	0,956	0,499	0,94	0,941							
Ni	0	0	0,044	0,334	0,352	0,055	0,126	0,494	0,054	0,353	0,044	0,501	0,06	0,059							
S	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0							
Kat sum	1,015	1,009,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1							

8. Diskuze

Již při makroskopickém zkoumání vzorků č. (0037) a č. (0114) bylo možné s jistotou konstatovat, že se v obou případech jedná o chondrity. Na odštipnutých plochách bylo možné i přes navětrání rozeznat charakteristickou strukturu, což bylo následně potvrzeno na rovných plochách exponovaných při přípravě vzorků na diamantové pile pro následnou výrobu výbrusů. Jak je pro kamenné meteority typické, oba vzorky nemají ani výraznou prostorovou orientaci, ani výrazné regmaglypty. Diskuze se dále věnuje klasifikaci studovaných meteoritů a porovnání vzorků se skupinami chondritů na základě fyzikálních charakteristik, minerálního složení a chemického složení minerálů. Dále je diskutován stupeň tepelné přeměny a zvětrávání.

8.1 Stanovení základních fyzikálních charakteristik

8.1.1 Hustota

Získané hodnoty hustoty: 3,38 g/cm³ pro vzorek č. (0037) a 3,44 g/cm³ pro vzorek č. (0114) podle níže uvedené tabulky (tab. 7) naznačují, že oba meteority pravděpodobně mohou patřit do třídy H nebo L (O)-chondritů.

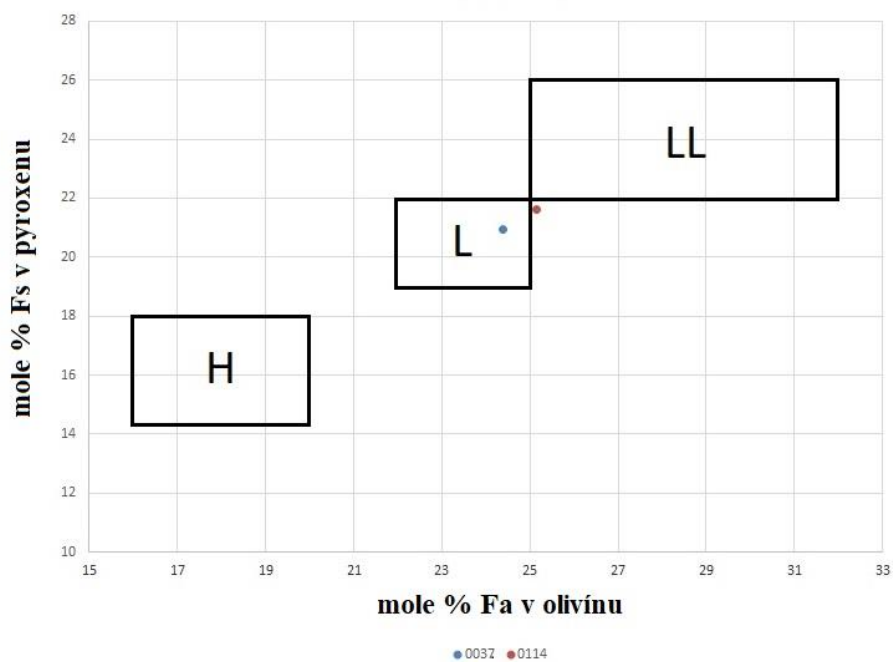
Typ meteoritů	Hustota zrn	Průměrná hustota	Průměrná pórovitost
H (O)-chondrity	3,84	3,40	11%
L (O)-chondrity	3,75	3,34	10.8%
LL (O)-chondrity	3,56	3,19	10.4%
Achondrity	3,20	2,97	7.0%
CI Uhlíkaté chondrity	2,27	2,12	11%
CM Uhlíkaté chondrity	2,71	2,21	12%
CR Uhlíkaté chondrity	3,11	3,15	6%
CV Uhlíkaté chondrity	3,51	3,10	11%
CO Uhlíkaté chondrity	3,69	3,11	16%

Tab. 8. Průměrné hustoty a pórovitost pro různé typy chondritů (Britt a kol. 2002).

8.2 Minerální složení a chemické složení minerálů

Vzorky č. (0037) a (0114) mají minerální složení typické pro (O)-chondrity.

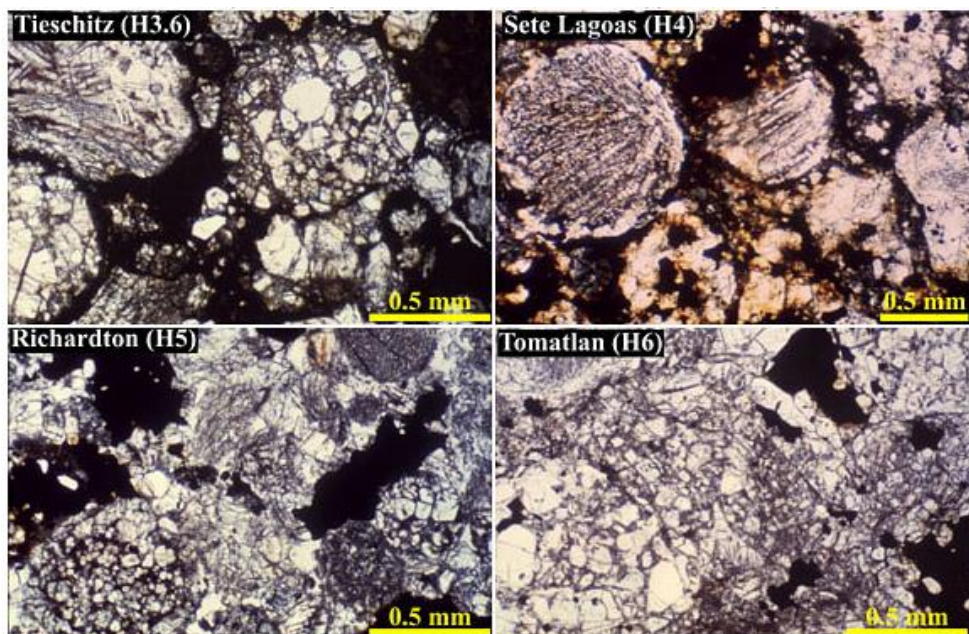
Na základě výsledků získaných pomocí EDX analýzy vnesených do grafu podle Bradleyho a Jonese (1998), tj. na základě průměrného zastoupení mol. % Fs v enstatitu a mol. % Fa v olivínu, lze oba vzorky klasifikovat jako petrografický typ L. Přestože je obsah mol. % Fa v olivínu ve vzorku č. (0114) mírně vyšší, na rozdíl od hodnot obvykle charakteristických pro tento typ, výsledky analýz provedených pomocí ostatních metod v této práci naznačují, že k němu patří.



Obr. 19. Klasifikační diagram obyčejných (H, L a LL) chondritů, upraveno podle Brearley a Jones (1998).

8.3 Tepelná metamorfóza a stupeň zvětrávání

Podle výsledků mikroskopické analýzy vzorků a korelace výsledků s ověřenými zdroji, a na základě vyhodnocení výskytu jevů, jako je mizení chondrulí a homogenizace minerálního složení pyroxenů (enstatitu) a olivínu, byly přiřazeny petrografické typy podle Weissberga a kol. (2006), a to typ 4 pro vzorek č. (0037) a 5 pro vzorek č. (0114).



Obr. 20. Metamorfnní sekvence H chondritů.

Originální foto: Gary Huss (www3).

Bohužel není přesně známo, jak dlouho a v jakých podmínkách se vzorky č. (0037) a (0114) nacházely, než byly nalezeny, a nelze ani s jistotou říci, v jakých podmínkách byly skladovány a přepravovány. Každopádně přítomnost limonitu na prasklinách a odštěpených plochách byla viditelná pouhým okem i při makroskopickém pozorování. Mikroskopické zkoumání vzorků rovněž odhalilo přítomnost oxidace kolem Fe-Ni zrn a troilitu. Na základě toho byl pro oba vzorky stanoven stupeň zvětrávání W1, podle klasifikačního systému navrženého Wlotzkou (1993).

Závěr

V rámci výzkumu bylo zjištěno, že vzorky č. (0037) a (0114) patří do skupiny (O)-chondritů. To potvrzuje jak makroskopická vizuální kontrola vzorků, tak analýza hlavních fyzikálních charakteristik. Kromě toho mají oba vzorky minerální složení charakteristické pro tuto skupinu meteoritů, obsahují zejména: olivín, pyroxen, plagioklas, spinelidy, troilit, zrna Fe-Ni a limonit. Pomocí mikroskopické analýzy vzorků, jim byly přiřazeny petrografické typy podle Weisberga a kol. (2006), a to 4 pro vzorek č. (0037) a 5 pro vzorek č. (0114), a stanoven stupeň zvětrávání W1, podle klasifikačního systému navrženého Wlotzkou (1993). Na základě EDX analýz olivínu a enstatitu se podařilo potvrdit, že patří do skupiny L (O)-chondritů.

Všechny použité v této práci metody lze jednoznačně hodnotit jako vhodné pro klasifikaci a následnou katalogizaci meteoritů. Postup popsany v této práci lze s doplněním dalších metod použít i pro klasifikaci dalších skupin meteoritů.

Literatura

- Alexander C.M.O'D., Hutchison R., Barber D. J. (1989): Origin of chondrule rims and interchondrule matrices in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 187-207.
- Bischoff A., Stöffler D. (1992): Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *Europ. J. Mineral.* 4, 707-755
- Bischoff A., Schleiting M., Patzek M. (2019): Shock stage distribution of 2280 ordinary chondrites – Can bulk chondrites with a shock stage of S6 exist as individual rocks? *Meteoritics & Planetary Science*, Volume 54, Issue 10, 2189-2202
- Bland P.A., Zolensky M.E., Benedix G.K., Sephton M.A. (2006): Weathering of Chondritic Meteorites. – In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y. Jr. (eds.): *Meteorites and Early Solar system II*. The University of Arizona Press, Tucson, pp. 853-867.
- Brearley A.J., Jones R.H. (1998): Chondritic meteorites. – In: Papike J.J. (ed.): *Planetary Materials, Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 36, 3-1, 3-398.
- Britt D.T., Yeomans D., Housen K., Consolmagno G. (2002): Asteroid density, porosity, and structure. In: Bottke, W.F., Cellino, A., Paolicchi, P., Binzel, R.P. (Eds.), *Asteroids III*. Univ. of Arizona Press, Tucson, 485-500.
- Clayton R. N. (1993): Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 115-149.
- Derek W. G. Sears (2004): *The origin of Chondrules and Chondrites*. Cambridge University Press.
- Dodd R. T., Jarosewich E. (1979): Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 44, Issue 2, 335-340.
- Easton, A. J. (1983): Grain-size distribution and morphology of metal in E-chondrites. *Meteoritics*, 18, 19-27
- Fedkin A.V., Grossman L. (2006): The fayalite content of chondritic olivine: Obstacle to understanding the condensation of rocky material. – In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y. Jr. (eds.): *Meteorites and the Early Solar System II*. University of Arizona, Tucson, 279-294.
- Folco I., Rochette P., Gattacceca J., Perchiazzi N. (2006): In situ identification, pairing, and classification of meteorites from Antarctica through magnetic susceptibility measurements. *Meteoritics & planetary science* 41(3), 343-353
- Fritz J., Greshake A., Fernandes V. A. (2017): Revising the shock classification of meteorites. – In: *Meteoritics & Planetary Science*, 1-17.
- Heide F., Wlotzka F. (1995): *Meteorites: Messengers from Space*. Springer-Verlag. Berlin.
- Huss G.R., Rubin A.E., Grossman J.N. (2006): Thermal metamorphism in chondrites. – In: *Meteorites and the Early Solar System II* (D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr., eds.). University of Arizona, Tucson.

- Ivanova M. A. (2016): Ca–Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites: the oldest solar system objects. – In: *Geochemistry International*, 54, 387-402
- Khan Rahat, Shirai Naoki a Ebihara Mitsuru. (2013): Bulk chemical composition of R chondrites: New data.
- Lin Yangting, Kimura M. (2010): Petrographic and mineralogical study of new EH melt rocks and a new enstatite chondrite grouplet. *Meteoritics & Planetary Science*. 33, 501-511.
- Macke R. J. (2010): Survey Of Meteorite Physical Properties Density, Porosity And Magnetic Susceptibility" (2010). *Electronic Theses and Dissertations, 2004-2019*. 1638.
- Mason B. (1967): Meteorites. – *American Scientist*, 55, 429-455.
- McSween, Jr, H. Y., & Huss, G. R. (2010): Meteorites: a record of nebular and planetary processes. In *Cosmochemistry*. Cambridge: Cambridge University Press, 157-191.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. – *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Ozdín D., Plavčan J., Hornáčková M., Uher P., Porubčan V., Veis P., Rakovský J., Tóth J., Konečný P., Svoreň J. (2015): Mineralogy, petrography, geochemistry, and classification of the Košice meteorite. – *Meteoritics & Planetary Science*, 50, 5, 864-879.
- Pizzarello S., Cooper G. W., Flynn, G. J. (2006): The Nature and Distribution of the Organic Material in Carbonaceous Chondrites and Interplanetary Dust Particles. *Meteorites and the Early Solar System II*, D. S. Lauretta and H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943, 625-651
- Prior G.T. (1920): The classification of meteorites. – *Mineralogical Magazine*, 19, 51-63.
- Rubin A.E. (1990): Kamacite and olivine in ordinary chondrites: Intergroup and intragroup relationships. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1217-1232.
- Slyuta E.N. (2017): Physical and mechanical properties of stony meteorites, *Solar System Research*. T. 51. № 1. 64-85.
- Stoffler D., Bischoff A., Buchwald V., Rubin A. E. (1988): Shock effects in meteorites. *Meteorites and the early solar system (A89-27476 10-91)*. Tucson, AZ, University of Arizona Press, 1988, 165-202.
- Stoffler D., Keil K., Scott E. R. D. (1991): Shock metamorphism of ordinary chondrites. – In *Geochim Cosmochim Acta* 553845-3867.
- Stoffler D., Hamann C., Metzler K. (2018): Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. – *Meteoritics & Planetary Science*, Volume 53, Issue 1, 5-49.
- Weisberg M.K., McCoy T.J., Krot A.N. (2006): Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. – In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y. Jr. (eds.): *Meteorites and Early Solar system II*. The University of Arizona Press, Tucson, 19-52.

<https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>

WWW2 – Chondrule textures:

https://en.wikipedia.org/wiki/Chondrule#/media/File:Chondrule_Textures.jpg

WWW3 – Metamorphic sequence for H chondrites:

<http://www.psr.d.hawaii.edu/July08/H-chondrite-parent.html>