OLSZTYŃSKIE PLANETARIUM I OBSERWATORIUM ASTRONOMICZNE
POLSKIE TOWARZYSTWO METEORYTOWE
II SEMINARIUM METEORYTOWE
24-26.04.2003 OLSZTYN

Tadeusz A. PRZYLIBSKI[1], Paweł P. ZAGOŻDŻON[2], Ryszard KRYZA[3], Andrzej S. PILSKI[4]

MINERALOGIA, PETROLOGIA, GENEZA I PROPOZYCJA NOWEJ KLASYFIKACJI METEORYTU ENSTATYTOWEGO „ZAKŁODZIE"

STRESZCZENIE

W artykule przedstawiono rezultaty badań meteorytu Zakłodzie, obejmujące analizy makroskopowe, mikroskopowe (w świetle przechodzącym i odbitym), chemiczne w mikroobszarze, katodoluminescencyjne i rentgenostrukturalne. W składzie mineralnym meteorytu stwierdzono klinoenstatyt, ortoenstatyt, dwie generacje plagioklazów, relikty oliwinu (forsterytu) i krzemionkę (prawdopodobnie w postaci krystobalitu), a spośród minerałów nieprzezroczystych – stop Fe-Ni (kamacyt i taenit), troilit, schreibersyt, grafit oraz siarczek (Mg,Mn,Fe)S (prawdopodobnie keilit). Strukturę skały określono jako drobno- i różnokrystaliczną, kumulatową, miejscami intergranularną. Korzystając z termometru mineralnego MgS-MnS-FeS oszacowano temperaturę krystalizacji siarczków na około 580 – 600ºC.

Wyniki badań wskazują, że meteoryt Zakłodzie powstał w wyniku niemal całkowitego przetopienia protolitu o składzie chondrytu enstatytowego EL, przypuszczalnie około 4,4 mld lat temu (proces był prawdopodobnie wywołany rozpadem nuklidu ^{26}Al we wnętrzu planetezymala). Drugi etap termicznej ewolucji skała przeszła ok. 2,1 mld lat temu. Miał on charakter przetopienia łatwiej topliwych składników, prawdopodobnie w wyniku podgrzania wywołanego impaktem innego ciała.

Uwzględniając budowę i genezę meteorytu w odniesieniu do jego skały macierzystej, zaproponowano sklasyfikowanie meteorytu Zakłodzie jako reprezentanta nowej klasy prymitywnych (pierwotnych) achondrytów enstatytowych.

WSTĘP

Meteoryt Zakłodzie został znaleziony przez Stanisława Jachymka we wrześniu 1998 roku w czasie poszukiwania skamieniałości i minerałów przy polnej drodze, w pobliżu miejscowości, od której nadano mu nazwę. Jest to niewielka wieś położona około 40 km na zachód od Zamościa. Współrzędne geograficzne miejsca

[1] *Politechnika Wrocławska, Wydział Górniczy, Instytut Górnictwa, Zakład Geologii i Wód Mineralnych; ul. Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław*
[2] *Politechnika Wrocławska, Wydział Górniczy, Instytut Górnictwa, Zakład Geologii Stosowanej, Odwadniania i Ekologii; ul. Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław*
[3] *Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Mineralogii i Petrologii; ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław*
[4] *Muzeum Mikołaja Kopernikaul. ul. Katedralna 8, 14-530 Frombork*

znalezienia są następujące: 22º51'58"E i 50º45'46"N (Wlotzka et al., 2000). Znaleziono jedną bryłę o masie 8,68 kg, która częściowo była pokryta skorupą obtopieniową.

Meteoryt Zakłodzie spadł prawdopodobnie 21.04.1897 r. Jego młody wiek ziemski potwierdzają wyniki oznaczeń ^{14}C (Patzer et al., 2002). Opisano w nim strukturę granoblastyczną, a w składzie zidentyfikowano ortoenstatyt (około 60% objętości), metal (około 20% objętości), troilit i skaleń (po około 10% objętości każdy) jako składniki główne, a także akcesorycznie występujący schreibersyt, krzemionkę, oldhamit, alabandyn i amfibol. Kryształy piroksenu o kształtach subhedralnych do zaokrąglonych mają wielkość w granicach 0.1 – 1.0 mm i skład $Fs_{<0.1\square 1.6}Wo_{0.7}$ Skalenie mają skład bimodalny – $Ab_{59\square 64}An_{36\square 41}Or_{0\square 0.5}$ i $Ab_{86\square 89}An_{0\square 5}Or_{9\square 12}$. Metal zawiera od 6 do 16% wagowych Ni, 1.6% wagowych krzemu. Troilit zawie-ra 4.7% wagowych Cr, 1.4% Mn oraz 0.9% Ti (Wlotzka et al., 2000). Meteoryt ten został zaklasyfikowany jako „niezgrupowany" meteoryt bogaty w enstatyt (Wlo-tzka et al., 2000).

W wyniku dalszych badań stwierdzono, że meteoryt Zakłodzie jest „meteorytem kopalnym", dotkniętym procesami wietrzenia (W1/W2) w czasie przebywania przez ponad 100 lat wśród czwartorzędowych osadów lessowych. Skład mineralny tego meteorytu jest charakterystyczny raczej dla chondrytów enstatytowych, co mogą także potwierdzać owalne kształty skupień kryształów enstatytu, które można interpretować jako skrajnie silnie zmetamorfizowane chondry (Stępniewski et al., 2000; Manecki & Łodziński, 2001). Wówczas meteoryt ten powinien być sklasyfikowany jako chondryt enstatytowy ECL7 (Stępniewski et al., 2000; Manecki & Łodziński, 2001). Jednak, z drugiej strony, zaobserwowane struktury mogą być interpretowane jako wynik krystalizacji kumulatu i wówczas meteoryt ten należałoby sklasyfikować jako achondryt z bardzo wysoką zawartością metalu i plagioklazu (Stępniewski et al., 2000; Karwowski et al., 2001). W innej pracy podkreślono powszechne występowanie w meteorycie Zakłodzie polisyntetycznie zbliźniaczonych kryształów enstatytu i zonalnych skaleni, co sugeruje gwałtowne stygnięcie skały. Na tej podstawie genezę Zakłodzia należałoby wiązać z szybko stygnącym stopem impaktowym (Burbine et al., 2000). Tak różnorodny sposób podejścia do sklasyfikowania meteorytu Zakłodzie skłonił autorów do bardziej wnikliwych badań mineralogiczno-petrologicznych w aspekcie jego genezy i klasyfikacji.

Wyniki oznaczeń zawartości gazów szlachetnych w meteorycie Zakłodzie przedstawiono w pracy Patzer et al. (2001), podkreślając różnicę w ich składzie względem do tej pory zbadanych chondrytów enstatytowych. Obliczony wiek ekspozycji na promieniowanie kosmiczne wynosi dla Zakłodzia 55.3 ± 5.5 Ma i pod tym względem upodabnia ten meteoryt do achondrytów enstatytowych (Patzer et al., 2002). Wiek radiogeniczny meteorytu Zakłodzie obliczony na podstawie czasu gromadzenia się helu (^{4}He), jako efektu rozpadu uranu i toru wynosi 2.1 Ga, natomiast obliczony na podstawie rozpadu ^{40}K do ^{40}Ar wynosi 4.4 Ga. Oznacza to, że skała macierzysta meteorytu Zakłodzie około 2.1 Ga temu przeszła ostatni etap metamorfizmu termicznego lub etap magmowy (Patzer et al., 2002). Natomiast skład izotopowy tlenu w minerałach meteorytu Zakłodzie jest zbliżony do składu

innych meteorytów enstatytowych, m.in. Itqiy (Stępniewski et al., 2000; Patzer et al., 2002).

Późniejsze badania mineralogiczne (Karwowski et al., 2001) doprowadziły do opisania agregatów kamacytu ze schreibersytem o wielkości do 3 cm oraz kamacytu z grafitem o wielkości do 5 cm, które znajdują się w najbardziej wewnętrznej części meteorytu. W pracy tej opisano także występowanie licznych ziaren grafitu, najczęściej w postaci wrostków w kamacycie i troilicie. Opisano także występowanie wrostków sinoitu w kamacycie i siarczkach (Karwowski et al., 2001).

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Meteoryt pokrywa skorupa obtopieniowa o grubości średniej około 0.3 mm (od 0.1 do 1.0 mm). Jest ona silnie zwietrzała, co podkreślone jest obecnością wodorotlenków żelaza o charakterystycznej rdzawej barwie i świadczy o stosunkowo długim jego przebywaniu w kontakcie z ziemską atmosferą. W meteorycie makroskopowo można wyróżnić trzy strefy o odmiennej barwie, ułożone koncentrycznie (Fig. 1). Najbardziej zewnętrzna strefa jest najciemniejsza i ma barwę ciemnoszarą z rdzawym odcieniem, strefa pośrednia ma barwę szaro-rdzawą, natomiast wewnętrzna jest jasnoszara, miejscami biała. W strefie wewnętrznej minerały nieprzezroczyste zajmują około 10 – 15% objętości i są rozmieszczone nieregularnie. W pozostałych dwóch strefach udział minerałów nieprzezroczystych sięga około 20% objętościowych. W obrębie względnie jednorodnej strukturalnie masy meteorytu w kilku miejscach stwierdzono obecność owalnych skupień złożonych przeważnie z kilkunastu kryształów enstatytu i podrzędnie innych minerałów (głównie metal i troilit), które przez innych autorów były interpretowane jako „relikty chondr" (Fig. 2) (Stępniewski et al., 2000; Manecki & Łodziński, 2001).

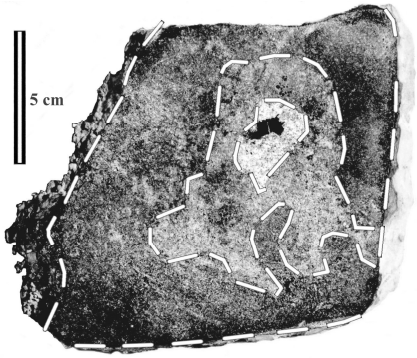

Fig. 1. Zdjęcie makroskopowe przekroju przez meteoryt Zakłodzie z zaznaczonymi trzema koncentrycznymi strefami. Granice stref wyznaczono na podstawie zmienności cech widocznych makroskopowo (przede wszystkim różnic barwy).

Wykonano dwie płytki cienkie do analiz chemicznych w mikroobszarze i jednocześnie jedną z nich zeszlifowano tak, by była przydatna do wykonania badań pod mikroskopem polaryzacyjnym, zarówno w świetle odbitym, jak i przechodzącym. Ostatni z preparatów wycięty został ze strefy zewnętrznej (ciemnoszarej) meteorytu, natomiast pierwszą płytkę (przygotowaną do analiz chemicznych w mikro-

obszarze) wycięto tak, że obejmuje ona wszystkie trzy wyróżnione makroskopowo strefy. Była ona wykorzystana także do badań katodoluminescencji. Poza tym wykonano również standardową płytkę cienką do badań w spolaryzowanym świetle przechodzącym, obejmującą strefę wewnętrzną i pośrednią. Z różnych stref meteorytu wykonano także 4 preparaty proszkowe do strukturalnych badań rentgenograficznych o łącznej masie około 0,5 g.

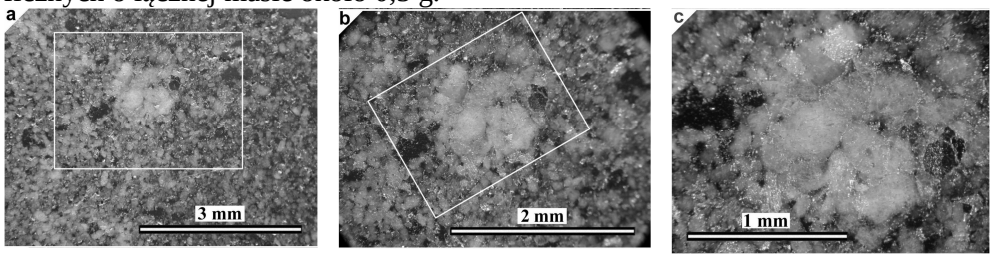

Fig. 2. Owalne zarysy reliktu chondry widoczne na tle struktury skały w trzech zbliżeniach. Fotografie wykonano przy użyciu lupy binokularowej.

W przeprowadzonych badaniach autorzy nie zajmowali się skorupą obtopieniową ze względu na jej znaczne przeobrażenie związane z kontaktem z atmosferą ziemską oraz podłożem lessowym przez okres około 100 lat. Spowodowało to obecność w tej strefie wtórnych minerałów wietrzeniowych (tlenki i wodorotlenki żeaza), a także obecność produktów reakcji meteoryt – gleba lessowa (węglany żelaza, głównie syderyt).

W badaniach meteorytu Zakłodzie skorzystano przede wszystkim z metod analitycznych nieniszczących próby ze względu na unikalność materiału badawczego. Oprócz tradycyjnych opisów makroskopowego oraz przy niewielkich powiększeniach (do 40x pod binokularem) wykorzystano mikroskop petrograficzny Nikon Optiphot 2–POL, pozwalający na obserwacje zarówno w spolaryzowanym świetle przechodzącym, jak i w świetle odbitym. Analizy chemiczne w mikroobszarze wykonano na urządzeniu Cambridge Instruments Microscan 9 X-ray Microanalyser, techniką WDS, w ponad 300 punktach na obu preparatach. Strukturalne analizy rentgenograficzne przeprowadzono metodą DSH na urządzeniu Siemens D5005. Badania katodoluminescencji wykonano przy użyciu mikroskopu Nikon Eclipse E400POL z katodą Cambridge Image Technology Ltd. (CLmk3a) przy natężeniu prądu 500 mA i napięciu 12 – 15 kV.

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNO-PETROLOGICZNA

W wyniku badań własnych stwierdzono, że w składzie mineralnym meteorytu Zakłodzie dominują krzemiany, stanowiące około 80% objętości skały. Pozostałe 20% to przede wszystkim minerały nieprzezroczyste. Wśród krzemianów dominują pirokseny. Tworzą one kryształy automorficzne i hipautomorficzne (o zaokrąglonych zarysach) o wielkości średnio około 0.2 mm (od 0.1 do 0.7 mm). Metodą rentgenograficzną zidentyfikowano zarówno enstatyt, jak i klinoenstatyt (Fig. 3). Oprócz ortoenstatytu, który wśród kryształów piroksenów stanowi około 25%, najczęściej pod mikroskopem widoczne są lamelkowe kryształy polisyntetycznie zbliźniaczonego ortoenstatytu i klinoenstatytu (Fig. 4). Kryształy klinoenstatytu,

wykazują niskie kąty wygaszania światła w stosunku do podawanych w literaturze (22º), wynoszące od 8 do 11º. Podobne kryształy klinoenstatytu obserwowano także w achondrycie enstatytowym Happy Canyon (Olsen et al., 1977). Skład chemiczny enstatytu przedstawiono w Tab. 1. Pod względem chemicznym enstatyt charakteryzuje stały skład. Widoczne jest jedynie zróżnicowanie chemizmu od środka ku brzegom kryształów. W tym kierunku spada zawartość Mg i w mniejszym stopniu Ca, natomiast rośnie zawartość Fe. Fakt ten można interpretować jako normalny trend krystalizacji frakcjonalnej.

W badaniach katodoluminescencyjnych stwierdzono, że kryształy enstatytu wykazują barwę magenta. Niemniej jednak zauważono, że strefy brzegowe wielu kryształów wykazują barwę niebieską, a wnętrza niektórych z nich także barwę żółtą (Fig. 5). W odniesieniu do danych literaturowych (Zhang et al., 1996) należy sądzić, że w meteorycie Zakłodzie powszechnie występuje ortoenstatyt, a także kryształy nieodmieszanego w trakcie rekrystalizacji klinoenstatytu i ortoenstatytu, o czym świadczą niebieskie prążki wewnątrz kryształów enstatytu. Również nie-

Analiza	PPC	PPE	PPG	RPA	RPC	CPA	XPA	XPI	ZCC	ZPA	ZPC	Średnia (z 11)
wnętrze/ brzeg	w	w	w	w	w	w	w		w	w	w	
SiO_2	60.69	59.16	60.56	60.50	59.95	61.13	61.14	59.92	60.20	61.04	61.58	60.53
TiO_2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	0.25	0.72	0.36	0.30	0.57	0.21	0.19	0.19	0.66	0.19	0.23	0.35
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	0.13	0.27	0.07	0.28	0.12	0.16	0.09	0.48	0.29	0.20	0.20	0.21
MnO	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.05	0.02
NiO	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	37.75	37.22	37.54	38.16	37.49	38.19	38.40	37.50	37.74	38.48	38.40	37.90
CaO	0.60	0.60	0.63	0.54	0.45	0.52	0.58	0.29	0.22	0.54	0.51	0.50
Na_2O	0.28	0.33	0.28	0.11	0.20	0.18	0.08	0.12	0.22	0.08	0.04	0.17
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.76	98.34	99.52	99.93	98.83	100.49	100.52	98.52	99.35	100.56	101.01	99.71
Si^{+4}	2.032	2.013	2.032	2.024	2.025	2.032	2.030	2.032	2.023	2.028	2.035	2.028
Al^{+3}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pozycja T	2.032	2.013	2.032	2.024	2.025	2.032	2.030	2.032	2.023	2.028	2.035	2.028
Al^{+6}	0.010	0.029	0.014	0.012	0.023	0.008	0.007	0.008	0.026	0.007	0.009	0.014
Ti^{+4}	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr^{+3}	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{+2}	0.004	0.008	0.002	0.008	0.003	0.004	0.002	0.014	0.008	0.006	0.006	0.006
Mn^{+2}	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Ni^{+2}	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg^{+2}	1.884	1.888	1.878	1.903	1.888	1.892	1.901	1.896	1.891	1.905	1.891	1.893
Ca^{+2}	0.022	0.022	0.023	0.019	0.016	0.019	0.021	0.011	0.008	0.019	0.018	0.018
Na^{+}	0.018	0.022	0.018	0.007	0.013	0.012	0.005	0.008	0.014	0.005	0.003	0.011
K^{+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1, M2	1.939	1.969	1.937	1.950	1.945	1.938	1.938	1.936	1.948	1.944	1.928	1.943
TOTAL	3.971	3.982	3.969	3.974	3.970	3.970	3.968	3,968	3.971	3.972	3.963	3.971
O□2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca+Mg+Fe	1.910	1.918	1.903	1.930	1.908	1.915	1.924	1.920	1.907	1.930	1.915	1.916
Wo	0.011	0.011	0.012	0.010	0.009	0.010	0.011	0.005	0.004	0.010	0.009	0.009
En	0.987	0.985	0.987	0.986	0.990	0.988	0.988	0.987	0.992	0.987	0.988	0.988
Fs	0.002	0.004	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.007	0.004	0.003	0.003	0.003

Tab. 1a.

Analiza	PPB	PPD	PPH	BPB	RPB	RPD	CPB	CPD	XPD	XPH	POD	Śre-dnia
wnętrze/ brzeg	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	(z 11)
SiO_2	59.76	60.03	59.55	59.77	59.63	60.94	60.58	60.57	59.86	59.85	59.17	59.97
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.01
Al_2O_3	0.25	0.21	0.59	0.21	0.21	0.23	0.32	0.26	0.25	0.49	0.74	0.34
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.00	0.06	0.02
FeO	0.16	0.27	0.44	0.09	0.88	0.28	0.78	0.57	0.27	0.21	0.29	0.39
MnO	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
NiO	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	38.09	37.82	37.18	37.65	38.23	38.06	38.03	38.43	37.24	36.94	38.24	37.81
CaO	0.45	0.23	0.47	0.54	0.42	0.52	0.51	0.35	0.51	0.47	0.32	0.44
Na_2O	0.30	0.35	0.45	0.39	0.07	0.20	0.10	0.03	0.18	0.22	0.34	0.24
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.05	98.99	98.74	98.67	99.50	100.32	100.36	100.29	98.37	98.22	99.18	99.24
Si^{+4}	2.018	2.027	2.019	2.025	2.011	2.030	2.022	2.021	2.033	2.034	1.998	2.022
Al^{+3}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Pozycja T	2.018	2.027	2.019	2.025	2.011	2.030	2.022	2.021	2.033	2.034	2.000	2.022
Al^{+6}	0.010	0.008	0.024	0.008	0.008	0.009	0.013	0.010	0.010	0.020	0.028	0.013
Ti^{+4}	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Cr^{+3}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000
Fe^{+2}	0.005	0.008	0.012	0.003	0.025	0.008	0.022	0.016	0.008	0.006	0.008	0.011
Mn^{+2}	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Ni^{+2}	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg^{+2}	1.917	1.904	1.879	1.902	1.922	1.890	1.892	1.911	1.885	1.871	1.925	1.900
Ca^{+2}	0.016	0.008	0.017	0.020	0.015	0.019	0.018	0.013	0.019	0.017	0.012	0.016
Na^{+}	0.020	0.023	0.030	0.026	0.005	0.013	0.006	0.002	0.012	0.014	0.022	0.016
K^{+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1, M2	1.969	1.953	1.964	1.958	1.976	1.941	1.952	1.954	1.935	1.929	1.997	1.957
TOTAL	3.987	3.980	3.983	3,983	3,987	3.971	3.974	3.975	3.968	3.963	3.997	3,979
O□2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca+Mg+ Fe	1.938	1.920	1.909	1.924	1.962	1.917	1.932	1.940	1.911	1.894	1.945	1.926
Wo	0.008	0.004	0.009	0.010	0.008	0.010	0.009	0.006	0.010	0.009	0.006	0.008
En	0.989	0.992	0.985	0.988	0.980	0.986	0.979	0.985	0.986	0.988	0.990	0.986
Fs	0.002	0.004	0.007	0.001	0.013	0.004	0.011	0.008	0.004	0.003	0.004	0.006

Tab. 1b

Tab. 1. Skład chemiczny (% wag.) piroksenów: a – enstaytu, b – klinoenstatytu. Proporcje kationów w przeliczeniu na 6 atomów tlenu. Ostateczny skład piroksenu podano jako molowy % zawartości cząstki wollastonitu (Wo), enstatytu (En) i ferrosylitu (Fs).

bieskie barwy w partiach brzeżnych kryształów enstatytu można interpretować jako obwódki klinoenstatytowe (Fig. 5). Tak więc drobne, ale istotne różnice w składzie chemicznym pomiędzy wnętrzem, a obwódką kryształów enstatytu mogą być także spowodowane różnicą struktury (Fig. 6). Wnętrza kryształów enstatytu wykazujące żółtą barwę w katodoluminescencji sugerują, że mamy do czynienia w tym wypadku z inną strukturą. Szczególnie intensywną żółtą barwę w katodoluminescencji wykazywały dwa kryształy enstatytu występujące w strefie zewnętrznej meteorytu, w obrębie owalnego skupienia kilkunastu kryształów enstatytu z niewielką ilością minerałów nieprzezroczystych, które znacznie różniło się barwą makroskopową od otoczenia (por. Fig. 2). W obrębie tego skupienia nie stwier-

dzono obecności stopu Fe-Ni ani grafitu. Natomiast analiza chemiczna w mikro-

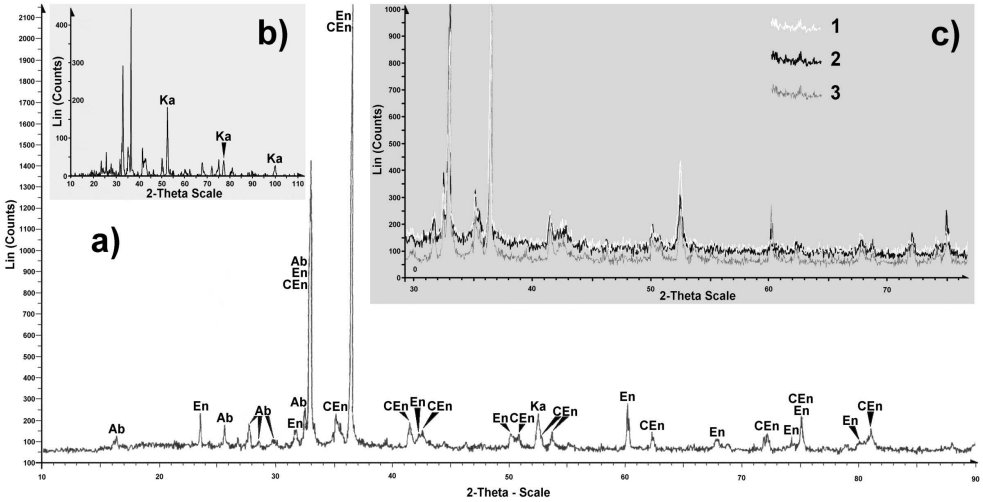

Fig. 3. Dyfraktogram rentgenowskiej analizy proszkowej (DSH):
a)– główne składniki meteorytu – enstatyt (En) i klinoenstatyt (CEn); (Ab = albit),
b)– charakterystyczne „piki" kamacytu (Ka),
c)– porównanie „nałożonych na siebie" dyfraktogramów trzech, różniących się makroskopowo części meteorytu (oznaczonych – 1, 2, 3).

obszarze wykazała, że dwa z kryształów enstatytu w tym skupieniu utworzyły się kosztem wcześniejszych kryształów oliwinu, którego relikty stanowią nadal wnętrze tych kryształów (Fig. 7). Podobne kryształy enstatytu, wykazujące żółte zabarwienie wnętrza w katodoluminescencji zaobserwowano także w innych strefach meteorytu (por. Fig. 2). Wyniki analiz chemicznych kryształów oliwinów w mikroobszarze przedstawiono w Tab. 2.

Z części krzemianowej stopu utworzyły się także skalenie. Wyraźnie można wśród nich wyróżnić dwie generacje. Są to plagioklazy o składzie An_{13-39}, $Or_{\leq\sim3}$ należące do pierwszej (starszej) generacji oraz An_{2-7}, Or_{7-10}, często zawierające istotną domieszkę Fe (Tab. 3, Fig. 8). W spolaryzowanym świetle przechodzącym doskonale widoczne są polisyntetyczne zbliźniaczenia kryształów pierwszej (starszej) generacji. Identyczna orientacja optyczna lamelek bliźniaczych w osobnikach oddalonych od siebie wskazuje, że w rzeczywistości stanowią one fragmenty większych kryształów szkieletowych, o rozmiarach rzędu 1 mm, zamykających wewnątrz kilka kryształów enstatytu (Fig. 4). Jako inkluzje owalne o wymiarach 20x30μm oraz wydłużone palczaste wrostki o wymiarach 35x150μm w troilicie, kamacycie oraz w schreibersycie występuje także krzemionka (SiO_2) (Tab. 4). Przyjmując, że SiO_2 powstała w wysokiej temperaturze w wyniku reakcji stopu krzemianowego z forsterytem i protoenstatytem występuje ona zapewne jako krystobalit. Ze względu jednak na wymiary wrostków SiO_2 nie udało się zidentyfikować struktury, ani przy użyciu mikroskopu optycznego, ani też przy zastosowaniu proszkowej metody rentgenograficznej, ze względu na brak możliwości wyseparowania większej ilości ziaren SiO_2.

Widoczne w świetle odbitym cztery nieprzezroczyste fazy mineralne o wyraźnie różnej zdolności refleksyjnej zostały zidentyfikowane rentgenograficznie (Fig. 3) i chemicznie. Wśród nich dominuje stop Fe-Ni – najczęściej kamacyt, podrzędnie występuje taenit (Tab. 5). Metal tworzy wyraźnie ksenomorficzne kryształy o wielkości od 0,1 do 1,2 mm, a sporadycznie do 2,5 mm (Fig. 4). Często ziarna stopu otaczają kryształy enstatytu i innych minerałów nieprzezroczystych. Inne zidentyfikowane minerały nieprzezroczyste to troilit (FeS) (Tab. 6), schrei-

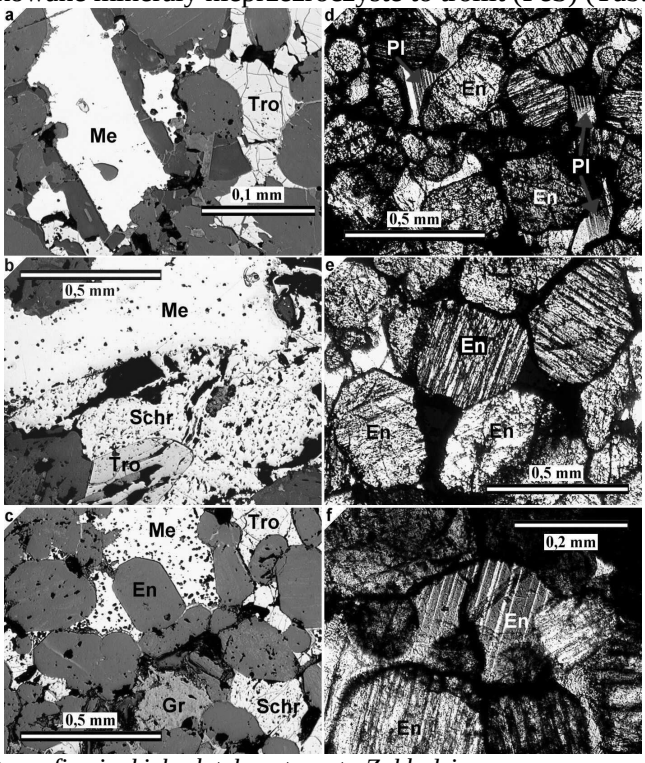

Fig. 4. Mikrofotografie cienkich płytek meteorytu Zakłodzie:
a)– kryształy metalu (Me) i troilitu (Tro) w otoczeniu piroksenów (światło odbite),
b)– kryształy metalu (Me), schreibersytu (Schr) i troilitu (Tro) (światło odbite),
c)– kryształy metalu (Me), schreibersytu (Schr) i troilitu (Tro) wypełniające przestrzenie interstycjalne pomiędzy kryształami enstatytu; symbolem En oznaczono automorficzny kryształ enstatytu, a symbolem Gr ziarno grafitu (światło odbite),
d)– struktura intersertalna – plagioklaz pierwszej generacji (Pl), tworzący kryształ szkieletowy, „zamyka" kryształy enstatytu (En) (światło spolaryzowane, przechodzące, nikole skrzyżowane),
e)– hipautomorficzne kryształy enstatytu (En) widoczne w przekrojach prostopadłych do osi Z (światło spolaryzowane, przechodzące, nikole skrzyżowane),
f)– polisyntetycznie zbliźniaczone kryształy enstatytu (En) (światło spolaryzowane, przechodzące, nikole skrzyżowane).

bersyt ((Fe, Co, Ni)$_3$P) (Tab. 7), a także grafit (Fig. 4), który obok własnych ziaren tworzy także wrostki w kamacycie i troilicie. Grafit zidentyfikowano makroskopowo oraz przy pomocy mikroskopu (w świetle odbitym), a w pewnym sensie po-

Analiza wnętrze/brzeg	POC w	POC2 w	ZCB b	ZCD w	Średnia (z 4)
SiO_2	41.15	42.32	43.65	43.15	42.57
TiO_2	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02
Al_2O_3	0.89	0.71	0.80	2.53	1.23
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
FeO	0.17	0.19	0.15	0.19	0.18
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
NiO	0.02	0.05	0.00	0.03	0.03
MgO	54.90	54.52	54.88	53.27	54.39
CaO	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06
Na_2O	0.28	0.00	0.15	0.00	0.11
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.11	0.08	0.00	0.00	0.05
TOTAL	97.59	97.99	99.72	99.29	98.65
Si^{+4}	0.990	1.010	1.022	1.012	1.008
Ti^{+4}	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al^{+3}	0.025	0.020	0.022	0.070	0.034
Cr^{+3}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{+2}	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003
Mn^{+2}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni^{+2}	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Mg^{+2}	1.969	1.940	1.915	1.863	1.922
Ca^{+2}	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Na^{+}	0.013	0.000	0.007	0.000	0.005
K^{+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn^{+2}	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
TOTAL	3.004	2.979	2.970	2.952	2.976
O□2	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg+Fe+Mn	1.972	1.944	1.918	1.867	1.925
Fo	0.998	0.998	0.998	0.998	0.998
Fa	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tab. 2. Skład chemiczny (% wag.) oliwinu. Proporcje kationów w przeliczeniu na 4 atomy tlenu. Ostateczny skład oliwinu podano jako molowy % zawartości cząstki forsterytu (Fo), fajalitu (Fa) i tefroitu (Te).

twierdzono jako „negatywne" wyniki analiz chemicznych (suma oznaczonych pierwiastków = 0) w napylonej węglem płytce cienkiej w czasie analizy chemicznej w mikroobszarze. Obecność takich minerałów wskazuje na warunki redukcyjne w czasie krystalizacji stopu. W kilku analizach w jednym krysztale zidentyfikowano także siarczek (Mg,Mn,Fe)S (Tab. 8), który na podstawie składu chemicznego można sklasyfikować jako niedawno opisany nowy minerał – keilit (keilite) (Fig. 9) (Shimizu et al., 2002). Jego skład chemiczny świadczy o wysoce redukcyjnych warunkach w czasie krystalizacji, podczas której zwykle litofilne metale (w tym wypadku Mg) wchodzą w skład siarczków. Zarówno schreibersyt, jak i keilit są charakterystyczne dla chondrytów enstatytowych (Mason, 1966; Keil, 1968; Lin & Kimura, 1998; Shimizu et al., 2002). Dotychczas autorom nie udało się uzyskać większej ilości materiału do badań strukturalnych, na podstawie których można by jednoznacznie stwierdzić, że w meteorycie Zakłodzie po raz pierwszy w Polsce opisano występowanie keilitu.

Stwierdzono, że znaczna większość kryształów grafitu, schreibersytu i troilitu jest skupiona wzdłuż stosunkowo wąskich (około 1 mm) i długich (około 3 – 4 cm), ciemnych stref przypominających żyłki z siarczkową mineralizacją hydrotermalną brzegowych stref intruzji magmowej, które występują w obrębie zewnętrznej strefy meteorytu.

Nie zauważono żadnych różnic w składzie mineralnym pomiędzy wyróżnionymi strefami meteorytu (por. Fig. 3). Różnice w ich zabarwieniu wynikają z większego udziału bardzo drobnych i rozproszonych ziaren grafitu w strefach bardziej zewnętrznych, natomiast barwa rdzawa, także pojawiająca się w dwóch bardziej zewnętrznych strefach jest efektem wietrzenia metalu.

Struktura badanej skały jest drobno- i różnokrystaliczna. Rozmiary kryształów zmieniają się w szerokich granicach, od 0,062 do 5,5 mm. W niektórych

fragmentach meteoryt wykazuje strukturę intergranularną – w obrębie szkieletowych kryształów plagioklazu zamknięte są mniejsze ziarna piroksenów (Fig. 4). Tekstura jest masywna oraz bezładna. W kilku miejscach stwierdzono skupienia kryształów piroksenów w przekrojach prostopadłych do słupa (do osi Z), czyli w

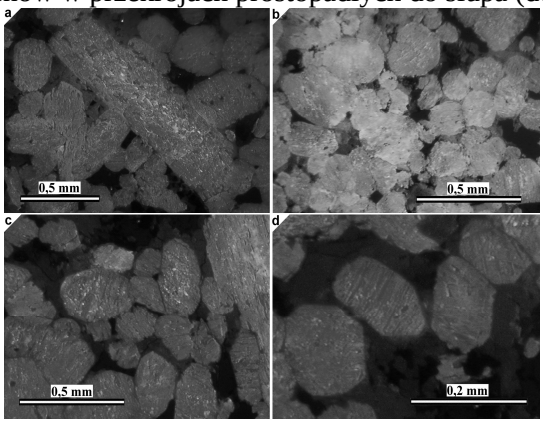

Fig. 5. Mikrofotografie płytek cienkich wykonane w katodoluminescencji:
a)– kryształ enstatytu (barwa magenta) z widocznymi w części środkowej reliktami kryształu oliwinu (barwa żółta),
b)– kryształy enstatytu w zewnętrznej części reliktu chondry (por. Fig. 2); w strefach centralnych kryształów enstatytu widoczne są znacznych rozmiarów relikty kryształów oliwinu (barwa żółta),
c)– kryształy ortoenstatytu (barwa magenta), z widocznymi lamelami i obwódkami klinoenstatytu (barwa niebieska),
d)– kryształy ortoenstatytu (barwa magenta), z widocznymi lamelami i obwódkami klinoenstatytu (barwa niebieska).

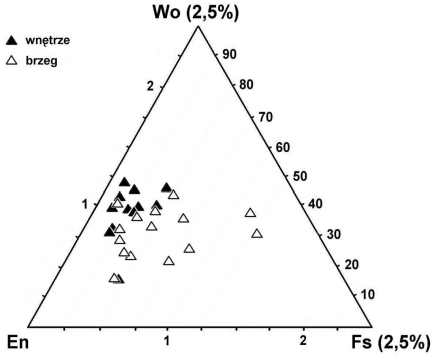

Fig. 6. Trójkątna projekcja składu chemicznego piroksenów wyrażona jako molowy procent zawartości cząstki enstatytu (En), wollastonitu (Wo) i ferrosylitu (Fs). Wyróżniono analizy partii wewnętrznych (ortoenstatyt) i brzegowych (klinoenstatyt).

płaszczyźnie (001). Można więc stwierdzić, że lokalnie skała wykazuje teksturę kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem słupków piroksenów. Podobną teksturę opisano także z enstatytowego achondrytu Happy Canyon (Olsen et al., 1977), która dla ziemskich warunków jest najbardziej zbliżona do kumulatów. Ze względu na wyraźny automorfizm kryształów enstatytu i ich względną izometry-

Analiza	ZFG	PFC	ZFK	ZFJ	XFH	XFI	PFD	XFK	BFE	ZBD	RFB	Średnia (z 20)
wnętrze/ brzeg	b	w	b	w	w	b	b	b	b		w/b	
SiO_2	60.45	60.38	59.74	58.87	60.10	61.14	62.25	62.70	63.31	66.20	65.38	62.22
Al_2O_3	25.51	24.63	26.24	25.51	24.42	24.85	23.63	22.04	21.86	21.53	18.92	23.53
Fe_2O_3	0.19	0.39	0.23	0.51	0.10	0.28	0.30	1.66	0.19	0.17	2.09	0.58
MgO	0.03	0.00	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	8.31	8.07	7.95	7.58	7.42	7.31	6.46	4.92	4.42	3.36	2.90	6.07
Na_2O	7.00	7.14	7.38	7.43	7.57	7.77	8.34	9.04	8.96	9.95	10.37	8.36
K_2O	0.17	0.21	0.21	0.22	0.22	0.20	0.28	0.33	0.46	0.61	0.66	0.34
TO-TAL	101.68	100.82	101.85	100.17	99.85	101.55	101.26	100.71	99.20	101.82	100.32	101.13
Si^{+4}	2.656	2.677	2.625	2.632	2.687	2.687	2.739	2.779	2.826	2.874	2.903	2.741
Al^{+3}	1.321	1.287	1.359	1.344	1.287	1.287	1.226	1.151	1.150	1.102	0.990	1.222
Fe^{+3}	0.006	0.013	0.008	0.017	0.003	0.009	0.010	0.055	0.006	0.005	0.070	0.019
Mg^{+2}	0.002	0.000	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mn^{+2}	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca^{+2}	0.391	0.383	0.374	0.363	0.355	0.344	0.305	0.234	0.211	0.156	0.138	0.287
Na^{+}	0.596	0.614	0.629	0.644	0.656	0.662	0.712	0.777	0.776	0.837	0.893	0.714
K^{+}	0.010	0.012	0.012	0.013	0.013	0.011	0.016	0.019	0.026	0.034	0.037	0.019
TOTAL	4.983	4.986	5.012	5.016	5.002	5.001	5.007	5.015	4.996	5.008	5.032	5.005
O□2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
K+Na+ Ca	0.997	1.009	1.015	1.020	1.024	1.018	1.032	1.029	1.013	1.028	1.068	1.020
Or	0.010	0.012	0.012	0.012	0.012	0.011	0.015	0.018	0.026	0.033	0.035	0.019
Ab	0.598	0.608	0.620	0.632	0.641	0.651	0.690	0.755	0.765	0.815	0.836	0.700
An	0.392	0.380	0.369	0.356	0.347	0.338	0.295	0.227	0.209	0.152	0.129	0.282

Tab. 3a.

Analiza	ZBB	CFB	CFA	BFA	BFC	Średnia (z 5)
SiO_2	66.08	68.15	69.05	69.16	70.33	68.55
Al_2O_3	19.21	18.28	18.55	16.53	17.96	18.11
Fe_2O_3	2.93	1.20	1.22	1.71	1.02	1.62
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.04	0.58	0.51	0.46	0.38	0.59
Na_2O	9.88	10.88	10.41	10.89	10.64	10.54
K_2O	1.32	1.90	1.76	1.40	1.77	1.63
TOTAL	100.48	100.99	101.50	100.15	102.10	101.05
Si^{+4}	2.921	2.990	3.002	3.050	3.034	2.999
Al^{+3}	1.001	0.945	0.950	0.859	0.913	0.934
Fe^{+3}	0.098	0.040	0.040	0.057	0.033	0.053
Mg^{+2}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn^{+2}	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca^{+2}	0.049	0.027	0.024	0.022	0.018	0.028
Na^{+}	0.847	0.925	0.877	0.931	0.890	0.894
K^{+}	0.074	0.106	0.098	0.079	0.097	0.091
TOTAL	4.990	5.034	4.991	4.997	4.986	5.000
O□2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
K+Na+Ca	0.970	1.059	0.999	1.032	1.005	1.013
Or	0.077	0.100	0.098	0.076	0.097	0.090
Ab	0.873	0.874	0.878	0.903	0.886	0.883
An	0.051	0.026	0.024	0.021	0.017	0.028

Tab. 3b.

Tab. 3. Skład chemiczny (% wag.) skaleni: a – pierwszej generacji, b – drugiej generacji. Proporcje kationów w przeliczeniu na 8 atomów tlenu. Całość Fe podano jako Fe^{3+}. Ostateczny skład skalenia podano jako molowy % zawartości cząstki ortoklazu (Or), albitu (Ab) i anortytu (An).

czność (stosunkowo rzadko występują większe od przeciętnych kryształy, które można określić jako fenokryształy) strukturę skały można najlepiej określić jako kumulatową. Meteoryt swoimi cechami strukturalno - teksturalnymi i składem mineralnym krzemianów przypomina piroksenit (dokładniej websteryt plagioklazonośny).

Na podstawie powyższego opisu można sądzić, że krystalizacja części krzemianowej stopu rozpoczęła się w temperaturze około 1600ºC od wytrącania oliwinów skrajnie ubogich w Fe (forsteryt) (patrz Fig. 10 – odniesienie do badań eksperymentalnych w układzie MgO – SiO_2; Bowen & Anderson, 1914). Na tym etapie mamy do czynienia z normalną frakcjonalną krystalizacją

stopu magmowego (punkt 2 na Fig. 10). Następnie (w temperaturze 1557ºC według diagramu na Fig. 10b), kryształy oliwinu reagując ze stopem niemal całkowicie przekrystalizowały w protoenstatyt, pozostawiając nieznaczny „nadmiar” SiO_2 w stopie o składzie R. Pozostałe w jądrowych partiach kryształów enstatytu relikty oliwinu świadczą zapewne o braku ich kontaktu ze stopem i tym samym

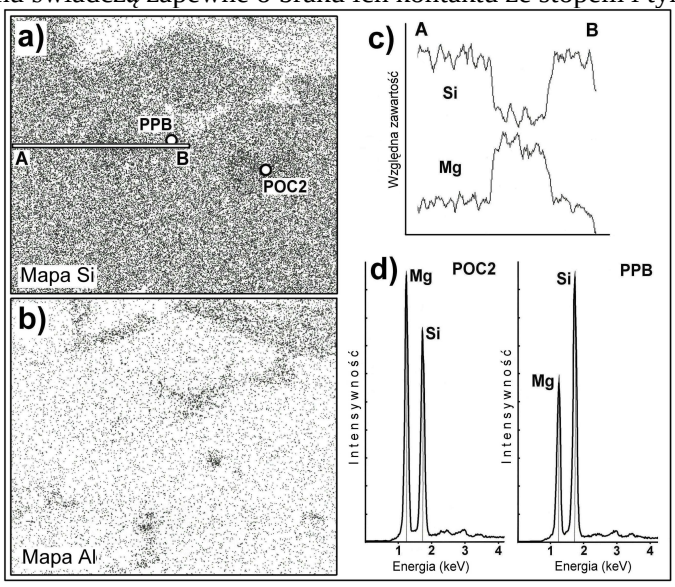

Fig. 7. Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze zewnętrznej strefy reliktu chondry (por. Fig. 2):
a)– mapa rozmieszczenia krzemu; zaznaczono miejsca analiz punktowych (PPB i POC2),
b)– mapa rozmieszczenia glinu (obszar jak na Fig. 7a),
c)– względna zawartość krzemu i magnezu wzdłuż profilu A – B zaznaczonego na Fig. 7a,
d)– wyniki jakościowej analizy (EDS) zawartości pierwiastków w kryształach: oliwinu (forsterytu) – POC2 i piroksenu (enstatytu) – PPB.

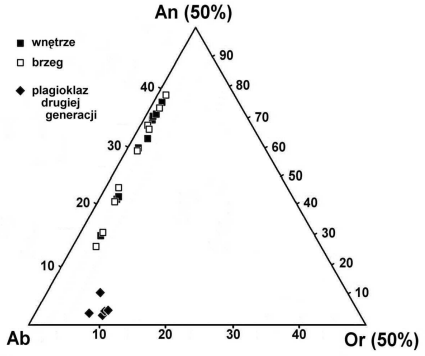

Fig. 8. Trójkątna projekcja składu chemicznego plagioklazów wyrażona jako molowy procent zawartości cząstki albitu (Ab), anortytu (An) i ortoklazu (Or). Wyróżniono analizy partii wewnętrznych i brzegowych plagioklazów pierwszej generacji.

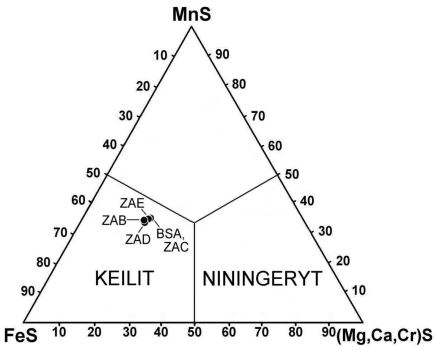

Fig. 9. Trójkątna projekcja składu chemicznego fazy siarczkowej (Mg,Mn,Fe)S (keilitu?) (według Shimizu et al., 2002), wyrażona jako molowy procent zawartości cząstki FeS, MnS i (Mg,Ca,Cr)S. Symbole analiz jak w Tab. 8.

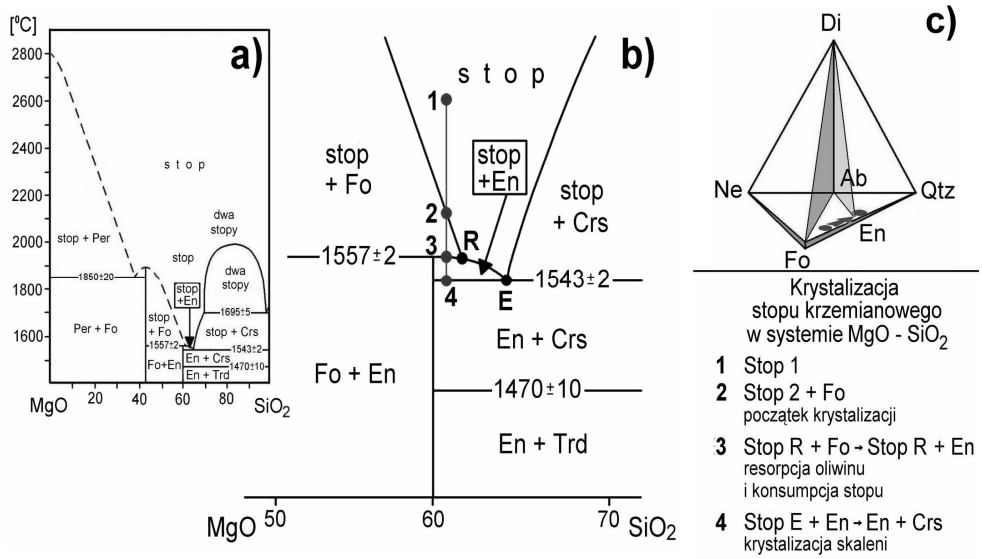

Fig. 10. Schematyczna ścieżka krystalizacji krzemianów oparta na badaniach eksperymentalnych układu MgO – SiO_2 (a i b według Bowena i Andersona, 1914) oraz przybliżone położenie tej ścieżki w „czworościanie bazaltowym" (Yoder & Tilley, 1962); dodatkowe objaśnienia w tekście

Analiza	XQB	XQV	XQZ	Średnia (z 3)
SiO_2	96.56	98.90	98.22	97.89
TiO_2	0.04	0.02	0.02	0.03
Al_2O_3	1.07	0.78	1.17	1.01
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.00	0.01
FeO	0.00	0.79	1.28	0.69
MgO	0.03	0.02	0.02	0.02
MnO	0.00	0.02	0.03	0.02
NiO	2.77	0.06	0.17	1.00
CaO	0.15	0.00	0.01	0.05
Na_2O	0.00	0.37	0.03	0.13
SO_2	0.38	0.06	0.00	0.15
TOTAL	101.02	101.04	100.95	101.00
Si^{+4}	0.9742	0.9867	0.9830	0.9813
Ti^{+4}	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002
Al^{+3}	0.0127	0.0092	0.0138	0.0119
Cr^{+3}	0.0002	0.0002	0.0000	0.0001
Fe^{+2}	0.0000	0.0066	0.0107	0.0058
Mg^{+2}	0.0005	0.0003	0.0003	0.0003
Mn^{+2}	0.0000	0.0002	0.0003	0.0001
Ni^{+2}	0.0225	0.0005	0.0014	0.0081
Ca^{+2}	0.0016	0.0000	0.0001	0.0006
Na^{+}	0.0000	0.0072	0.0006	0.0026
S^{+2}	0.0036	0.0006	0.0000	0.0014
TOTAL	1.0155	1.0115	1.0103	1.0124
O□2	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000

Tab. 4. Skład chemiczny (% wag.) fazy krystalicznej SiO_2 (krystobalit?). Proporcje kationów w przeliczeniu na 2 atomy tlenu. Całość Fe podano jako Fe^{2+}.

przerwaniu procesu zastępowania oliwinu przez piroksen. Nie ma raczej wątpliwości, że stop przekroczył płaszczyznę przesycenia krzemionką i przeszedł z przestrzeni Fo-En-Ab-(Di) do przestrzeni En-Ab-Qtz-(Di) klasycznego czworościanu bazaltowego (patrz strzałka na Fig. 10c). Z pozostałego stopu krystalizował dalej enstatyt, a w końcowej fazie (punkt E na Fig. 10b) w niewielkiej ilości również krystobalit (oraz nie ujęte na tym diagramie skalenie).

Piroksen, który początkowo w wyższych temperaturach krystalizował jako rombowy ortoenstatyt, ze spadkiem temperatury przekrystalizował częściowo w jednoskośny klinoenstatyt. Ten proces zmiany symetrii piroksenu został przerwany, prawdopodobnie na skutek szybko zmieniających się warunków (gwałtowne chłodzenie ?). Szybki proces krystalizacji w niższych temperaturach potwierdza także sposób krystalizacji pozostałych składników krzemianowych, o czym świadczą polisyntetyczne zbliźniaczone kryształy en-

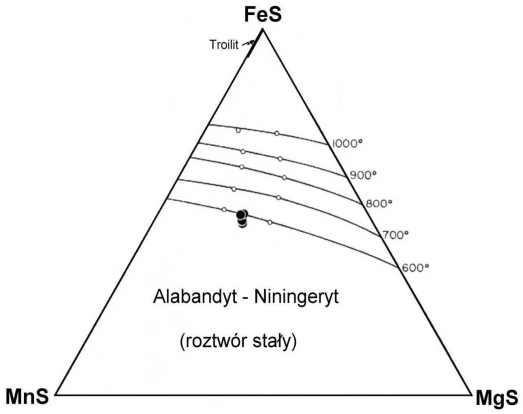

Fig. 11. Projekcja analiz chemicznych fazy siarczkowej (Mg,Mn,Fe)S (keilitu?) na diagramie temperatur krystalizacji roztworu stałego alabandyt – niningeryt (według Skinner & Luce, 1971).

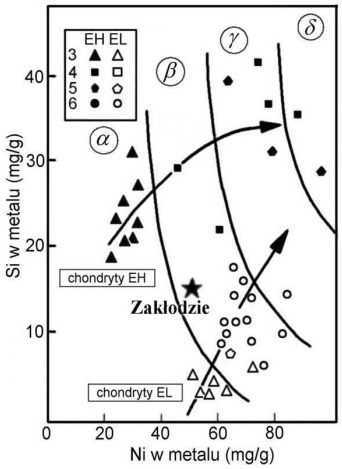

Fig. 12. Stosunek zawartości krzemu do niklu w metalu na diagramie różnicującym chondryty EH od EL (według Zhanga i in., 1995).

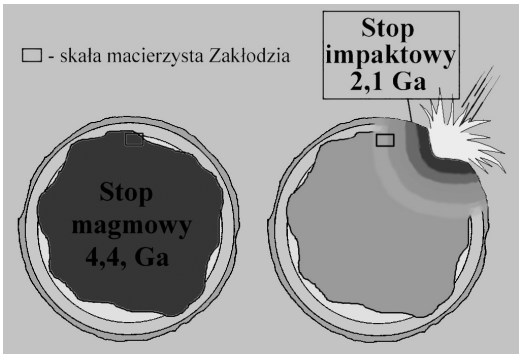

Fig. 13. Pozycja macierzystej skały meteorytu Zakłodzie na tle dwóch magmowych (termicznych) epizodów w historii ciała macierzystego (planetezymala, planetoidy).

statytu oraz szkieletowe kryształy plagioklazów, zamykające intersertalnie kryształy enstatytu (por. Fig. 4). Znaczny rozrzut zawartości cząstki anortytowej w plagioklazach może sugerować stan braku równowagi chemicznej pomiędzy różnymi miejscami krystalizacji, co także przemawia za szybkim procesem krystalizacji stopu w niższych temperaturach. Być może mamy w tym wypadku do czynienia z krystalizacją stopu przechłodzonego. Krystalizacja metalu oraz siarczków i schreibersytu często w postaci żył pomiędzy składnikami krzemianowymi była ostatnim etapem formowania się skały macierzystej meteorytu Zakłodzie. Korzystając z termometru mineralnego opartego na procentowej zawartości FeS, MnS i MgS w fazie współwystępującej z troilitem (Skinner & Luce, 1971) (w tym przypadku jest to keilit) określono temperaturę krystalizacji siarczków na około 580 – 600ºC (Fig. 11). Po zakończeniu pierwotnego procesu krystalizacji doszło zapewne do ponownego stopienia składników najłatwiej topliwych (wytopienia ze skaleni cząstki

Ana-liza	PZA	PZB	BZA	BZF	RZB	RZD	XZJ	XZV	XZW	XZS	XZT	Średnia (z11*)
Si	1.52	1.68	1.47	1.46	1.50	1.50	1.49	1.50	1.45	1.48	1.46	1.50
Ti	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	0.04	0.11	0.02	0.02	0.06	0.02	0.07	0.04	0.08	0.05	0.13	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	93.14	93.20	92.97	93.33	92.95	93.48	92.32	92.01	91.80	91.92	91.48	92.60
Mg	0.04	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Mn	0.00	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03
Ni	4.98	5.10	5.18	5.09	5.03	5.16	5.43	5.26	5.33	5.22	5.27	5.19
Co	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.48	0.47	0.59	0.59	0.66	0.56
S	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20
TO-TAL	99.72	100.21	99.77	99.97	99.61	100.21	100.08	99.54	99.52	99.51	99.27	100.18

Tab. 5a.

** Co & P = średnia z 5; bd = brak danych*

Analiza	XZQ	XZX	XZY	XZZ	Średnia (z 4)
Si	1.40	1.48	1.50	1.47	1.46
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.03	0.09	0.07	0.07	0.07
Cr	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe	84.60	83.69	83.70	84.11	84.03
Mg	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Mn	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02
Ni	14.40	14.46	14.45	14.36	14.42
Co	0.36	0.38	0.38	0.34	0.37
S	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.12	0.13	0.12	0.11	0.12
TOTAL	100.98	100.31	100.31	100.57	100.54

Tab. 5b.

Tab. 5. Skład chemiczny (% wag.) metalu: a – kamacytu, b – taenitu

bogatej w potas, a także metalu i siarczków) i utworzenia drugiej generacji niewielkich kryształów skaleni ze znacznym udziałem cząstki ortoklazowej (por. Tab. 3 i Fig. 8). Kryształy drugiej generacji skaleni często „spajają" sąsiadujące z nimi ziarna metalu, co świadczyć może o ich mniej więcej równoczesnej krystalizacji. Był to zapewne proces krótkotrwały, a temperatury nie były na tyle wysokie, aby stopić całe kryształy skaleni oraz by całkowicie zatrzeć zarysy reliktów chondr.

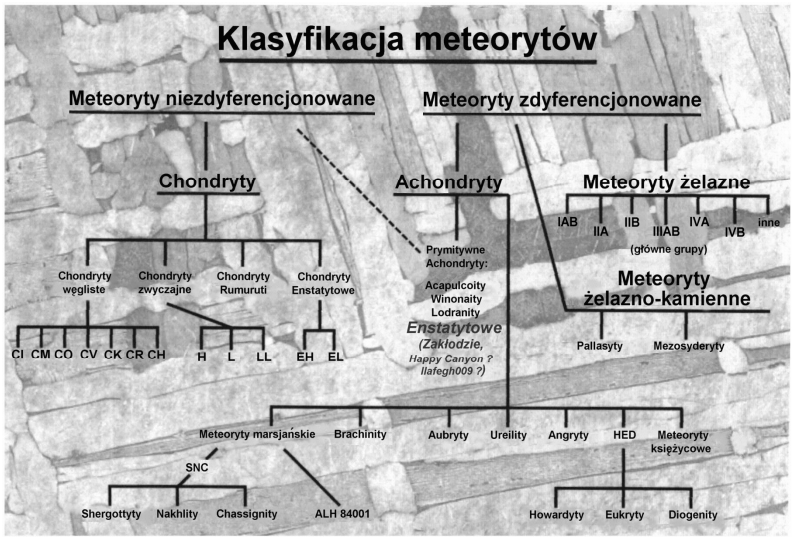

Fig. 14. Pozycja pierwotnego achondrytu enstatytowego Zakłodzie na schemacie klasyfikacyjnym meteorytów (według Bischoff, 2001).

Analiza	PTA	PTB	BTC	RTB	RTD	RTE	CTA	XTA	XTB	XTC	XTD	XTF	XTH	XTI	Średnia (z 14*)
Si	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.05	0.12	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.07	0.05
Ti	0.75	0.76	0.81	0.76	0.78	0.73	0.79	0.62	0.70	0.62	0.69	0.73	0.64	0.70	0.72
Al	0.03	0.03	0.13	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	0.04
Cr	4.60	4.71	4.69	4.46	4.65	4.67	4.66	4.27	4.21	4.12	4.01	4.00	4.20	4.16	4.39
Fe	56.20	56.72	56.27	57.33	56.80	56.70	56.70	57.35	57.25	57.69	56.86	57.20	58.00	57.12	57.01
Mg	0.10	0.10	0.09	0.06	0.06	0.09	0.16	0.11	0.10	0.09	0.15	0.11	0.11	0.09	0.10
Mn	1.31	1.78	1.43	1.14	1.26	1.41	1.27	1.27	1.45	1.05	1.39	1.33	1.51	1.24	1.35
Ni	0.16	0.12	0.16	0.08	0.11	0.14	0.14	0.12	0.23	0.20	0.26	0.24	0.11	0.21	0.16
Co	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.18	0.27	0.22	0.23	0.14	0.07	0.12	0.18
Zn	0.00	0.12	0.13	0.05	0.04	0.18	0.12	0.01	0.07	0.22	0.18	0.02	0.00	0.01	0.08
Na	0.12	0.12	0.09	0.09	0.08	0.08	0.03	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
S	36.08	36.28	36.14	36.12	35.62	36.11	35.92	35.87	36.25	36.24	36.02	36.04	36.18	36.13	36.07
TOTAL	99.40	100.78	100.00	100.18	99.45	100.18	99.94	99.96	100.69	100.61	99.97	99.97	100.96	100.00	100.24
Si^{+4}	0.0016	0.0012	0.0019	0.0019	0.0009	0.0016	0.0037	0.0012	0.0009	0.0012	0.0019	0.0012	0.0009	0.0022	0.0016
Ti^{+4}	0.0138	0.0138	0.0148	0.0139	0.0144	0.0133	0.0145	0.0114	0.0127	0.0113	0.0126	0.0134	0.0116	0.0128	0.0131
Al^{+3}	0.0010	0.0010	0.0042	0.0010	0.0007	0.0006	0.0010	0.0010	0.0013	0.0010	0.0010	0.0010	0.0006	0.0019	0.0012
Cr^{+3}	0.0778	0.0787	0.0789	0.0750	0.0789	0.0785	0.0785	0.0720	0.0705	0.0690	0.0676	0.0674	0.0702	0.0700	0.0737
Fe^{+2}	0.8848	0.8824	0.8810	0.8976	0.8973	0.8878	0.8897	0.9007	0.8922	0.9001	0.8920	0.8975	0.9023	0.8952	0.8923
Mg^{+2}	0.0036	0.0036	0.0032	0.0022	0.0022	0.0032	0.0058	0.0040	0.0036	0.0032	0.0054	0.0040	0.0039	0.0032	0.0036
Mn^{+2}	0.0210	0.0282	0.0228	0.0181	0.0202	0.0224	0.0203	0.0203	0.0230	0.0167	0.0222	0.0212	0.0239	0.0198	0.0214
Ni^{+2}	0.0024	0.0018	0.0024	0.0012	0.0017	0.0021	0.0021	0.0018	0.0034	0.0030	0.0039	0.0036	0.0016	0.0031	0.0024
Co^{+2}	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.0027	0.0040	0.0033	0.0034	0.0021	0.0010	0.0018	0.0027
Zn^{+2}	□	0.0016	0.0017	0.0007	0.0005	0.0024	0.0016	0.0001	0.0009	0.0029	0.0024	0.0003	□	0.0001	0.0011
Na^{+}	0.0046	0.0045	0.0034	0.0034	0.0031	0.0030	0.0011	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034	0.0034
$S^{\square 2}$	0.9895	0.9832	0.9857	0.9851	0.9802	0.9849	0.9818	0.9814	0.9841	0.9849	0.9843	0.9850	0.9805	0.9864	0.9834
TOTAL	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Charge	0.1468	0.1723	0.1702	0.1636	0.1863	0.1663	0.1877	0.1693	0.1593	0.1519	0.1569	0.1541	0.1706	0.1530	0.1675

Tab. 6. Skład chemiczny (% wag.) troilitu. Proporcje jonów w przeliczeniu na sumę = 2.
Co = średnia z 7; bd □ brak danych

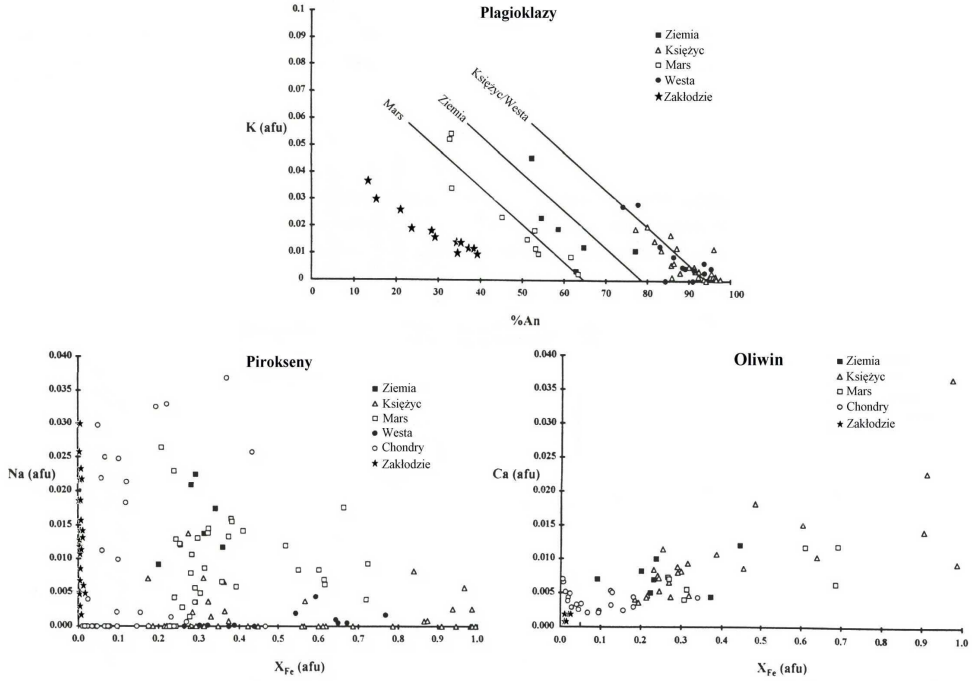

Fig. 15. Wykresy ilustrujące wybrane zależności składu chemicznego plagioklazów (bez uwzględnienia ich drugiej generacji), piroksenów i oliwinów meteorytu Zakłodzie w porównaniu do składu tych samych minerałów krystalizujących ze stopów tworzących chondry oraz skały Ziemi, Marsa, Księżyca i planetoidy Westa (według Papike, 1998).
afu – liczba atomów na jednostkę wzoru chemicznego (ang.: atoms per formula unit)
X_{Fe} – Fe/(Fe+Mg) w proporcjach atomowych

DYSKUSJA UZYSKANYCH WYNIKÓW BADAŃ W ASPEKCIE GENEZY I KLASYFIKACJI METEORYTU

Wydaje się, że wszelkie cechy świadczące o charakterze i składzie protolitu musiały zostać generalnie zatarte w trakcie krystalizacji kumulatu. Jednakże obecność minerałów siarczkowych, schreibersytu i metalu są dowodem na brak odmieszania się magmy krzemianowej w czasie topienia protolitu. Świadczyć to może o stosunkowo krótkim czasie, jaki upłynął pomiędzy tworzeniem się a krystalizacją stopu. Dlatego też skład mineralny pozostał (częściowo) charakterystyczny dla protolitu. Zdaje się on świadczyć, że wyjściowym materiałem, który uległ przetopieniu i następnie krystalizacji do obecnej formy mogło być ciało o składzie chondrytu enstatytowego EL. Za takim typem protolitu przemawia proporcja zawartości krzemu do niklu w metalu (Zhang et al., 1995) (Fig. 12). Zaobserwowanie reliktów chondr stanowi podstawę do przypuszczenia, że nie całe ciało macierzyste meteorytu Zakłodzie zostało przetopione. Jest możliwe, że relikty chondr są fragmentami porwaków magmowych. Ich obecność można wyjaśnić przedostaniem się stopu magmowego w rejon zewnętrznych partii ciała macierzystego. Jednocześnie ten proces powinien spowodować szybką krystalizację stopu, na skutek jego znacznie

bardziej wydatnego chłodzenia w zewnętrznych partiach plenetezymala, co skutecznie zapobiegło całkowitej asymilacji chondr tworzących protolit.

Analiza	XCA	XCB	XCC	XCF	XCG	Średnia (z 5)
Si	0.14	0.16	0.17	0.11	0.12	0.14
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Al	0.07	0.09	0.07	0.06	0.05	0.07
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe	73,19	73,55	74,90	74.65	74.37	74.13
Mg	0.04	0.12	0.06	0.04	0.06	0.06
Mn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01
Ni	11.88	11.96	11.17	11.09	11.25	11.47
Co	0.24	0.29	0.17	0.17	0.33	0.24
Ca	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01
Na	0.00	0.02	0.18	0.02	0.11	0.07
P	12.80	13.29	12.65	13.30	12.96	13.00
S	0.08	0.06	0.10	0.06	0.09	0.08
TOTAL	98.46	99.58	99.51	99.54	99.37	99.29
Si^{+4}	0.0103	0.0116	0.0123	0.0080	0.0087	0.0102
Ti^{+4}	□	□	0.0004	□	0.0009	0.0003
Al^{+3}	0.0053	0.0068	0.0053	0.0045	0.0038	0.0051
Cr^{+3}	0.0004	□	□	0.0004	0.0004	0.0002
Fe^{+2}	2.6989	2.6708	2.7291	2.7152	2.7120	2.7052
Mg^{+2}	0.0034	0.0100	0.0050	0.0033	0.0050	0.0054
Mn^{+2}	0.0004	□	0.0004	0.0007	□	0.0003
Ni^{+3}	0.4168	0.4132	0.3872	0.3838	0.3903	0.3982
Co^{+2}	0.0084	0.0100	0.0059	0.0059	0.0114	0.0083
Ca^{+2}	□	0.0020	0.0010	0.0005	□	0.0007
Na^{+}	□	0.0018	0.0159	0.0018	0.0097	0.0059
P□□	0.8510	0.8701	0.8311	0.8722	0.8521	0.8553
S□2	0.0051	0.0038	0.0063	0.0038	0.0057	0.0050
TOTAL	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000
Charge	10.5588	10.6233	10.4827	10.6205	10.5470	10.5665

Tab. 7. Skład chemiczny (% wag.) schreibersytu. Proporcje jonów w przeliczeniu na sumę = 4.

Według autorów meteoryt Zakłodzie mógł powstać poprzez podgrzanie protolitu o składzie chondrytu enstatytowego EL, być może w pobliżu powierzchni planetezymala, np. na skutek zderzenia, albo też w wyniku podgrzania jego wnętrza dzięki energii wydzielonej w procesie rozpadu nuklidu ^{26}Al, obecnego w początkach istnienia Układu Słonecznego, który to mechanizm jest coraz powszechniej przyjmowany w literaturze za pewnik (Sanders, 1996; Wood, 2003). Rozpoznana struktura typu kumulatu może przemawiać za dosyć wolnym procesem krystalizacji wewnątrz ciała na tyle dużego, by utrzymać temperaturę wnętrza na odpowiednim poziomie. Tego typu proces mógł zachodzić jedynie we wczesnym etapie tworzenia się Układu Słonecznego, ze względu na stosunkowo krótki okres półrozpadu nuklidu ^{26}Al (około 720 tys. lat). Taką genezę potwierdza wiek meteorytu – 4,4 mld lat uzyskany metodą ^{40}K – ^{40}Ar (Patzer et al., 2002). W tym etapie tworzyły się początkowo kryształy oliwinu (forsterytu), a następnie jego kosztem w reakcji ze stopem kryształy protoenstatytu, który przy dalszym spadku temperatury zaczął rekrystalizować w ortoenstatyt i klinoenstatyt. W pewnym momencie jednak, przy spadku temperatury, proces stygnięcia i krystalizacji stopu musiał ulec (gwałtownemu?) przyspieszeniu, o czym świadczy nie zakończony proces rekrystalizacji ortoenstatytu w klinoenstatyt, a także krystalizacja szkieletowych kryształów plagioklazów pierwszej generacji. Do przyspieszenia krystalizacji i jednocześnie chłodzenia stopu (aż do jego przechłodzenia) mogło dojść na skutek jego migracji (wyniesienia) w pobliże lub na powierzchnię planetezymala. Na tym etapie doszło do niezupełnej asymilacji porwaków magmowych z zewnętrznych stref planetezymala, które nie uległy przetopieniu, a o ich istnieniu świadczą obserwowane relikty chondr. Kolejny

proces termiczny (magmowy) spowodował przetopienie najłatwiej topliwych składników – cząstki plagioklazowej bogatej w potas oraz metalu i siarczków, a zakończył się krystalizacją drugiej generacji plagioklazów wzbogaconych w cząstkę ortoklazową oraz współwystępujących z nimi kryształów metalu i siarczków. Proces ten można wiązać z okresem 2,1 mld lat temu, który to wiek oznaczono metodą helową (gromadzenie się ^{4}He, na skutek rozpadu izotopów szeregu uranowego i torowego) (Patzer et al., 2002). Podgrzanie części minerałów i ich stopienie doprowadziło do ucieczki ze skały części radiogenicznego helu (^{4}He), który jest znacznie słabiej wiązany w strukturze minerałów niż argon, ze względu na to, że powstaje jako cząstka alfa, obdarzona energią rzędu megaelektronowoltów, a więc o kilka rzędów wielkości wyższą, niż energia wiązań chemicznych w sieci krystalicznej minerałów. Tak więc datowania różnymi metodami dały oznaczenia wieku dwóch etapów magmowych (termicznych) ewolucji jaką przeszła skała macierzysta meteorytu Zakłodzie (Fig. 13). Prawdopodobnie drugi etap termiczny można wiązać ze zderzeniem i częściowym przetopieniem macierzystego planetezymala Zakłodzia. Jednakże z uwagi na ograniczone zmiany termiczne w skale macierzystej należy sądzić, że do zderzenia doszło w znacznej odległości od miejsca, w którym tworzyła się skała macierzysta meteorytu Zakłodzie.

Analiza	BSA	ZAE	ZAD	ZAC	ZAB	Średnia (z 5)*
Si	0.16	0.06	0.05	0.51	0.14	0.18
Ti	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
Al	0.21	0.07	0.06	0.19	0.07	0.12
Cr	0.82	0.81	0.94	0.78	0.79	0.83
Fe	31.23	33.25	33.55	31.81	32.17	32.40
Mg	4.94	5.01	4.79	5.10	5.06	4.98
Mn	22.91	22.85	22.75	23.24	23.29	23.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.06	0.07	0.02	0.03	0.04
Zn	0.20	bd**	bd	bd	bd	0.20
Ca	0.86	0.85	0.85	0.89	0.85	0.86
Na	0.20	0.39	0.00	0.00	0.00	0.12
S	36.74	38.33	38.11	37.65	37.89	37.74
P	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
TOTAL	98.27	101.68	101.20	100.20	100.30	100.49
Si^{+4}	0.0048	0.0017	0.0015	0.0149	0.0041	0.0054
Ti^{+4}	□	□	0.0003	0.0002	□	0.0001
Al^{+3}	0.0065	0.0021	0.0018	0.0058	0.0021	0.0036
Cr^{+3}	0.0132	0.0126	0.0148	0.0123	0.0125	0.0131
Fe^{+2}	0.4684	0.4816	0.4912	0.4669	0.4732	0.4758
Mg^{+2}	0.1702	0.1667	0.1612	0.1720	0.1710	0.1680
Mn^{+2}	0.3493	0.3364	0.3386	0.3468	0.3482	0.3435
Ni^{+2}	□	□	□	□	□	□
Co^{+2}	□	0.0008	0.0010	0.0003	0.0004	0.0005
Zn^{+2}	0.0026	bd	bd	bd	bd	0.0025
Ca^{+2}	0.0180	0.0172	0.0173	0.0182	0.0174	0.0176
Na^{+}	0.0073	0.0137	□	□	□	0.0042
$S^{□2}$	0.9598	0.9671	0.9720	0.9627	0.9708	0.9655
P^{+5}	□	□	0.0003	□	0.0003	0.0001
TOTAL	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
FeS	46.0	47.5	48.0	46.0	46.3	46.7
MnS	34.3	33.2	33.1	34.1	34.1	33.8
(Mg,Ca, Cr)S	19.7	19.3	18.9	19.9	19.6	19.5
TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tab. 8. Skład chemiczny (% wag.) fazy (Mg,Mn,Fe)S – keilitu (?). Proporcje jonów w przeliczeniu na sumę = 2. Ostateczny skład tego siarczku podano jako molowy % zawartości cząstki FeS, MnS oraz (Mg,Ca,Cr)S.

** Zn = wartość dla analizy BSA,;*

*** □ bd = brak danych*

W związku z opisaną powyżej genezą meteorytu nie ma wątpliwości, że mamy do czynienia z fragmentem skały magmowej, utworzonej z magmy niemal nieodmieszanej (o składzie protolitu) w strefie jej oddziaływania ze skałami osłony (porwaki magmowe), stanowiącymi zewnętrzne warstwy planetezymala. Skład

chemiczny i mineralny zdaje się świadczyć, że protolitem było ciało o składzie chondrytu EL. W związku z powyższym, meteoryt ten powinno się zaliczyć do achondrytów. Wprawdzie achondryty są zaliczane do meteorytów zdyferencjonowanych (zróżnicowanych, odmieszanych), jednakże wyróżniono wśród nich tzw. prymitywne (pierwotne) achondryty (akapulkoity, winonaity i lodranity), które są nieodmieszanymi stopami wywodzącymi się od chondrytów zwyczajnych (Bischoff, 2001). Poprzez analogię meteoryt Zakłodzie powinno się zaliczyć do prymitywnych (pierwotnych) achondrytów, wyróżniając wśród nich nową grupę – prymitywne (pierwotne) achondryty enstatytowe (Fig. 14). Wydaje się, że do grupy prymitywnych (pierwotnych) achondrytów enstatytowych, oprócz Zakłodzia, można by zaliczyć podobne meteoryty, m.in. Ilafegh009 oraz Happy Canyon.

WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań chemicznych, mineralogicznych i petrologicznych można stwierdzić, że meteoryt Zakłodzie jest fragmentem skały magmowej o strukturze kumulatowej. Jednakże stop magmowy, z którego wykrystalizowała skała macierzysta meteorytu, istniał zbyt krótko, aby mogło dojść do procesu jego dyferencjacji. Prawdopodobnie na skutek przedostania się w zewnętrzne partie planetezymala doszło do jego przechłodzenia i szybkiej krystalizacji. Proces ten uniemożliwił także pełną asymilację magmowych porwaków protolitu. Etap ten zachodził prawdopodobnie około 4,4 mld lat temu. Skała macierzysta meteorytu Zakłodzie przeszła także przez drugi etap ewolucji termicznej, prawdopodobnie na skutek zderzenia z innym ciałem około 2,1 mld lat temu. W rejonie tworzenia się skały macierzystej meteorytu, zdarzenie to miało jednak ograniczone oddziaływanie, co może świadczyć o znacznym jego oddaleniu od miejsca impaktu. Zarówno fragmenty porwaków protolitu, zawierające relikty chondr, jak i skład mineralny meteorytu Zakłodzie, zdają się świadczyć, że protolitem było ciało macierzyste o składzie chondrytu enstatytowego EL. Na tej podstawie autorzy proponują sklasyfikować meteoryt Zakłodzie jako pierwotny achondryt enstatytowy, tworząc tym samym nową grupę wśród pierwotnych (prymitywnych) achondrytów.

KWESTIE OTWARTE

Znalezione w kryształach enstatytu, znajdujących się w zewnętrznych strefach reliktów chondr, nie do końca zresorbowane oliwiny mogą być świadkami jeszcze wcześniejszych procesów rekrystalizacji oliwinu w enstatyt przy usunięciu nadmiaru wody (Hutson & Ruzicka, 2000) w czasie tworzenia się chondrytów enstatytowych lub samych chondr, a więc w procesie sprzed ponad 4,4 Ga, u zarania dziejów Układu Słonecznego. Kwestia ta będzie niezwykle trudna do ustalenia.

Niezwykle interesujące wydaje się także umieszczenie wyników analiz mikrochemicznych plagioklazów, piroksenów i oliwinów z pierwotnego achondrytu enstatytowego Zakłodzie na wykresach sporządzonych przez Papike (1998) dla danych uzyskanych z analiz minerałów magmowych Księżyca, Marsa, Westy i chondr. Z uzyskanego obrazu (Fig. 15) można wyciągnąć zaskakujące wnioski. Analizy plagioklazów układają się w odrębną linię, być może nowego typu ciała macierzystego (?). Analizy piroksenów i oliwinów wskazują na skład bardziej pier-

wotny od chondr (?) lub też mogą być interpretowane jako materiał pozostały po oddzieleniu się materii tworzącej chondry – restyt w procesie wytapiania chondr (?). Kwestie te wymagają dalszych badań. Nie ulega jednak wątpliwości, że na podkreślenie zasługuje „ekstremalnie" niska zawartość żelaza i niska zawartość wapnia w piroksenach i oliwinach meteorytu Zakłodzie, nawet w porównaniu do składu chemicznego tych minerałów w chondrach.

PODZIĘKOWANIA

Autorzy dziękują Panu Stanisławowi Jachymkowi za udostępnienie fragmentów meteorytu do badań, Panu doktorowi Pawłowi Raczyńskiemu za nieocenioną pomoc przy wykonywaniu zdjęć w katodoluminescencji i przy niewielkich powiększeniach, Panu Henrykowi Siagle za ogromne osobiste zaangażowanie w znakomite przygotowanie preparatów do badań chemicznych w mikroobszarze.

LITERATURA

BISCHOFF A., 2001: Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts. Planetary and Space Science, Vol. 49, pp. 769-776.

BOWEN N. L., ANDERSON O., 1914: The binary system $MgO-SiO_2$. American Journal of Science, 4th Ser., Vol. 37, pp. 487-500.

BURBINE T. H., McCOY T. J., DICKINSON T. L., 2000: Origin of plagioclase-„enriched", igneous, enstatite meteorites. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 35, No. 5, Supplement, p. A36.

HUTSON M., RUZICKA A., 2000: A multi-step for the origin of E3 (enstatite) chondrites. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 35, pp. 601-608.

KARWOWSKI Ł., JACHYMEK S., SIEMIĄTKOWSKI J., 2001: The mineralogy and origin of the Zakłodzie meteorite. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, Vol. 18, pp. 65-69.

KEIL K., 1968: Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, pp. 6945-6976.

LIN Y., KIMURA M., 1998: Petrographic and mineralogical study of new EH melt rocks and a new enstatite chondrite grouplet. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 33, pp. 501-511.

MANECKI A., ŁODZIŃSKI M., 2001: Czy obserwowane w meteorycie Zakłodzie kuliste skupienia piroksenów są chondrami? Materiały Konferencyjne „Nauki o Ziemi w badaniach podstawowych, złożowych i ochronie środowiska na progu XXI wieku". Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej, Kraków, 28 i 29 czerwca 2001 roku.

MASON B., 1966: The enstatite chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 30, pp. 23-39.

OLSEN E. J., BUNCH T. E., JAROSEWICH E., NOONAN A. F., HUSS G. I., 1977: Happy Canyon: a new type of enstatite achondrite. Meteoritics, Vol. 12, No. 2, pp. 109-123.

PAPIKE J.J., 1998: Comparative planetary mineralogy: Chemistry of melt-derived

pyroxene, feldspar, and olivine. [in]: Papike J. J. (ed): Planetary Materials, Reviews in Mineralogy, Vol. 36, Mineralogical Society of America, Washington, DC.

PATZER A., FRANKE L., SCHLUZ L., 2001: New noble gas data of four enstatite chondrites and Zaklodzie. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 36, No. 9, Supplement, pp. A157-A158.

PATZER A., HILL D. H., BOYNTON W. V., FRANKE L., SCHULTZ L., JULL A. J. T., McHARGUE L. R., FRANCHI I. A., 2002: Itqiy: A study of noble gases and oxygen isotopes including its terrestrial age and a comparison with Zakłodzie. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 37, pp. 823-833.

SANDERS I. S., 1996: A chondrule forming scenario involving molten planetesimals. [in]: Hewins R. H., Jones R. H., Scott E. R. D. (eds): Chondrules and the Protoplanetary Disc. Cambridge University Press, Cambridge U.K., pp. 327-334.

SHIMIZU M., YOSHIDA H., MANDARINO J. A., 2002: The new mineral species keilite, (Fe,Mg)S, the iron-dominant analogue of niningerite. The Canadian Mineralogist, Vol. 40, pp. 1687-1692.

SKINNER B. J., LUCE F. D., 1971: Solid solutions of the type (Ca, Mg, Mn, Fe)S and their use as geothermometers for the enstatite chondrites. The American Mineralogist, Vol. 56, pp. 1269-1296.

STĘPNIWESKI M., BORUCKI J., DURAKIEWICZ T., GIRO L., SHARP Z. D., 2000: Preliminary study of a new enstatite meteorite from Zaklodzie (Southeast Poland). Meteoritics & Planetary Science, Vol. 35, No. 5, Supplement, pp. A152-A153.

WLOTZKA F., STĘPNIEWSKI M., BARTOSCHEWITZ R., 2000: The Meteori-\ tical Bulletin 84, Meteoritics & Planetary Science, Vol. 35, p. A219.

WOOD J. A., 2003: Of asteroids and onions. Nature, Vol. 422, pp. 479-481.

YODER H. S., TILLEY C. E., 1962: Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. Journal of Petrology, Vol. 3, pp. 342-532.

ZHANG Y., BENOIT P. H., SEARS D. W. G., 1995: The classification and complex thermal history of the enstatite chondrites. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, pp. 9417-9438.

ZHANG Y., HUANG S., SCHNEIDER D., BENOIT P. H., DeHART J. M., LOFGREN G. E., SEARS D. W. G., 1996: Pyroxene structures, cathodoluminescence and the thermal history of the enstatite chondrites. Meteoritics & Planetary Science, Vol. 31, pp. 87-96.