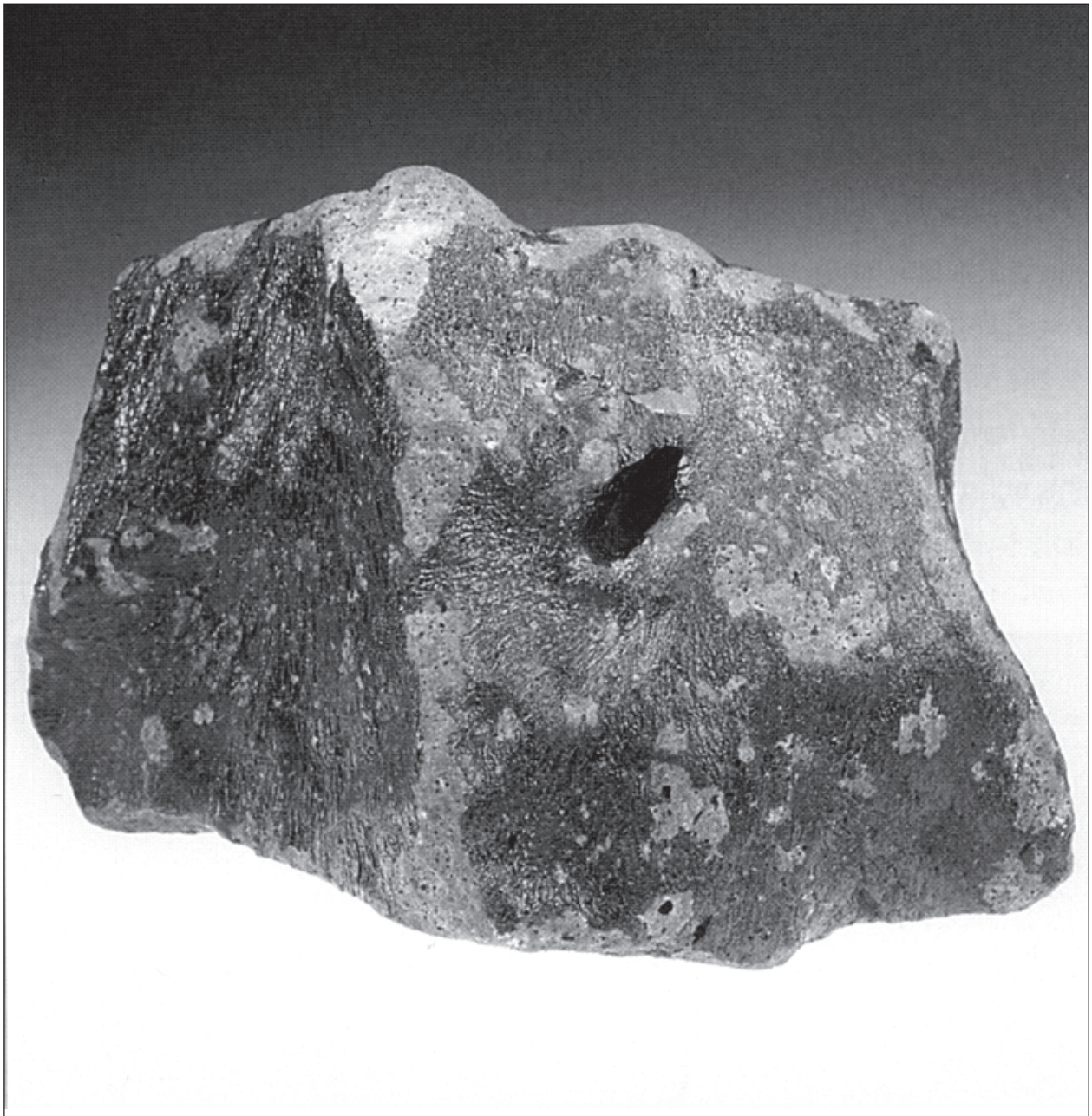
BIULETYN MIŁOŚNIKÓW METEORYTÓW

METEORYT

Nr 3 (23) Wrzesień 1997



Główna masa eukrytu Ibitra — 2,5 kg

o innych czerwcowych spadkach czytaj na str. 11 i 14

Meteoryt – biuletyn dla miłośników meteorytów wydawany przez Olsztyńskie Planetarium i Obserwatorium Astronomiczne, Muzeum Mikołaja Kopernika we Fromborku i Pallasite Press – wydawcę kwartalnika Meteorite! z którego pochodzi większa część publikowanych materiałów.

Redaguje Andrzej S. Pilski

Skład: Jacek Drążkowski

Adres redakcji:
skr. poczt. 6,
14-530 Frombork,
tel. (0-55-43) 73-92.

Biuletyn wydawany jest kwartalnie i dostępny wyłącznie w prenumeracie. Roczna prenumerata wynosi w 1997 roku 10 zł. Zainteresowanych prosimy o wpłacenie tej kwoty na konto Olsztyńskiego Planetarium i Obserwatorium Astronomicznego nr:

15401072-3724-36001-00-01

w BOŚ SA O/Olsztyn,
zaznaczając cel wpłaty.

Wcześniejsze roczniki powielane są na zamówienie za opłatą równą wysokości aktualnej prenumeraty.

Meteorite! Online

http://www.meteor.co.nz

Meteorite! is published quarterly by Pallasite Press, P.O. Box 33-1218, Takapuna, Auckland, New Zealand. One year subscription is $US27. Payment may be made by check, VISA, MasterCard, or American Express.

Od redaktora:

Tradycyjne już, niestety, spóźnianie się „Meteorytu" ma dwie główne przyczyny: ustawiczny brak czasu redaktora spowodowany zarówno kłopotami w miejscu pracy (wciąż szukamy astronoma do pracy w planetarium we Fromborku) jak i koniecznością dorabiania do skromnej pensji (zajmowanie się meteorytami, to kosztowne hobby) oraz konieczność konsultowania wątpliwości z autorami artykułów, co trwa długo niezależnie od rodzaju użytej poczty: e-mail umożliwia szybkie przesłanie informacji (choć nie zawsze — znam wyjątki), która potem leży tygodniami w skrytce i czeka na odpowiedź, tak że czasem tradycyjna poczta przezywana złośliwie snail-mail (snail = ślimak) bywa szybsza. Mętnie napisany po angielsku artykuł trudno zrobić zrozumiałym po polsku. Zdarzyło się, że znajomy Amerykanin odpisał, że też nie rozumie o co autorowi chodziło szczególnie gdy używał on języka „z reklam telewizyjnych", jak to określił ów znajomy.

Mam gorącą prośbę do czytelników znających geologię lepiej niż redaktor: Jeśli dostrzegą istotne błędy, niech spróbują znaleźć chwilę czasu na napisanie krótkiego wyjaśnienia. Wielu czytelników „Meteorytu" nie jest specjalistami w tej dziedzinie i takie informacje prostujące nieścisłości i wyjaśniające w prostszy sposób niektóre zagadnienia byłyby bardzo przydatne.

Sierpniowy numer „Meteorite!" znów obfitował w ciekawe materiały. Mogłem wybrać tylko niektóre, tym bardziej, że obiecałem streszczenia z tegorocznej konferencji Meteoritical Society, również bardzo interesujące. W meteorytyce dzieje się bardzo dużo, a rozpoczęta w tym roku „inwazja" na Marsa jeszcze bardziej powiększa zainteresowanie tematem. Godna polecenia jest oczywiście druga część artykułu o płytkach cienkich czyli szlifach petrograficznych meteorytów. Autor tego artykułu przygotowuje teraz drugie, uzupełnione wydanie swojej świetnej książki "Rock from space".

Artykuł o cięciu meteorytów żelaznych nie jest wcale tak abstrakcyjny w polskich realiach, jak mogłoby się wydawać. Znalezienie okazów meteorytu Morasko nie jest niemożliwe, o czym przekonało się już parę osób. Na giełdach minerałów pojawiają się okazy Sikhote-Alin. Ostatnio na warszawskiej giełdzie oferowano małe okazy meteorytu Henbury. Na niektóre giełdy minerałów na południu Polski przyjeżdża pewien handlarz z Niemiec oferujący meteoryty po umiarkowanych cenach. Ponadto warto wiedzieć, ile wysiłku wymaga przygotowanie efektownej płytki meteorytu z figurami Widmanstättena.

Ponieważ związki astronomów z meteorytami interesują mnie szczególnie, z przyjemnością polecam artykuł o początku historii meteorytu Gibeon i roli, jaką odegrał w tym John Herschel. Czytelnikom, którzy jeszcze Gibeona nie mają, zwracam uwagę na skromną ofertę na str. 17.

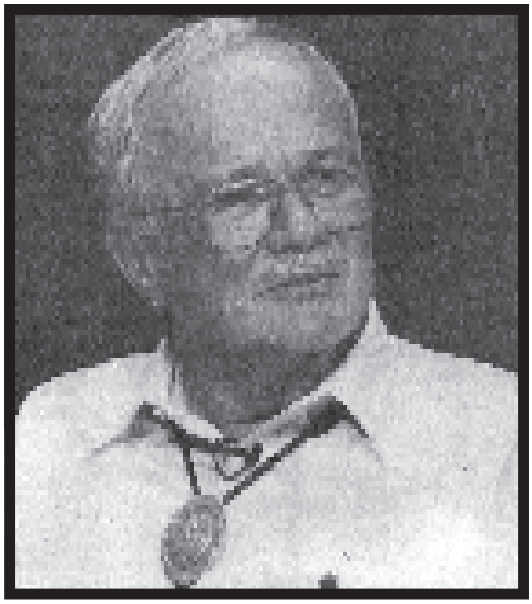
Ze względu na napięty plan zajęć redaktora do końca roku grudniowy numer „Meteorytu" ukaże się prawdopodobnie dopiero w połowie stycznia. Proszę o cierpliwość i wyrozumiałość.

Andrzej S. Pilski

Odszedł Eugene Shoemaker — astrogeolog

Nazwisko Shoemaker stało się znane każdemu, gdy w lipcu 1994 roku kometa Shoemaker-Levy 9 zderzyła się z Jowiszem. Dziewiątka wskazuje, że była to dziewiąta kometa odkryta przez Carolyn i Eugena Shoemakerów i Davida Levy. Małżeństwo Shoemakerów było też odkrywcami wielu planetoid. Wielu astronomów uważało więc Eugene Shoemakera za znanego astronoma.

Tragiczna wieść o wypadku, który zdarzył się 18 lipca na pustynnej drodze Terytorium Północnego w pobliżu granicy z Australią Zachodnią, pojawiła się w Internecie także na stronach poświęconych kometom. W czołowym zderzeniu samochodów na ostrym zakręcie drogi zginął Eugene Shoemaker jadący wraz z żoną do struktury uderzeniowej Goat Paddock. Jego żona Carolyn przeżyła wypadek i obecnie czuje się dobrze.



Eugene M. Shoemaker był jednym z najwybitniejszych geologów. Sławę zawdzięcza badaniom struktur powstałych w wyniku uderzeń meteoroidów w Ziemię, oraz badaniom Księżyca. Choć nie zajmował się badaniem samych meteorytów, był jednym z najbardziej znanych członków The Meteoritical Society.

Jednym z pierwszych dokonań Shoemakera było znalezienie niepodważalnych dowodów na meteorytowe pochodzenie słynnego Krateru Meteorytowego Barringera. W latach 50-tych przeprowadził on bardzo szczegółowe badania tego krateru. W pobranych przez niego próbkach E.C.T. Chao wykrył coesyt — wysokociśnieniową odmianę kwarcu. W 1960 roku Shoemaker odwiedził basen Ries w południowych Niemczech pobierając próbki, w których Chao znów stwierdził obecność coesytu. Obecność tego minerału stała się odtąd istotnym wskaźnikiem meteorytowego pochodzenia struktur, w których on występował.

Doświadczenie zdobyte przy badaniu Krateru Meteorowego wykorzystał Shoemaker do badania kraterów księżycowych. W roku 1962 wraz z Hackmannem zaprezentował on pierwszą geologiczną mapę Księżyca pokazując, jak z rozmieszczenia kraterów i struktur wokół nich można odczytać geologiczną historię naszego satelity. W tym czasie był już dyrektorem utworzonego przez siebie Wydziału Astrogeologii w Instytucie Geologicznym USA.

Shoemaker uczestniczył od początku w programie badań Księżyca: najpierw analizując zdjęcia zrobione przez sondy Ranger, a następnie obrazy przekazywane przez lądowniki Surveyor w latach 1963–1968. Jego marzeniem było prowadzenie osobiście badań geologicznych na Księżycu. Niestety nie pozwoliło mu na to zdrowie. Kierował więc z Ziemi badaniami geologicznymi Księżyca podczas pierwszych wypraw Apollo.

Po przejściu na emeryturę w 1993 roku Shoemaker związał się z Obserwatorium Lowella we Flagstaff, w stanie Arizona (niedaleko słynnego krateru), gdzie rozwinął wraz z żoną program poszukiwania przelatujących blisko Ziemi planetoid i komet. Nie zrezygnował jednak z badań struktur po uderzeniach wielkich meteorytów. Zginął mając 69 lat.

Fragment listu Carolyn Shoemaker ze szpitala w Alice Springs:

„Chociaż śmierć Gene'a jest wciąż dla mnie szokiem i wielką stratą dla nas wszystkich, Gene uważałby, że był to właściwy sposób odejścia. Opuścił nas robiąc coś, co bardzo lubił, z dala od wszelkich problemów tego świata, w kraju, który umiłował, mając u boku kobietę, która była jego życiową partnerką przez 46 lat i zmarł szybko. Rozmawialiśmy oboje o tym, że gdyby nasze życie miało już się zakończyć, to żyliśmy pełnią życia. Mieliśmy wspaniałe dzieci i blisko związaną ze sobą rodzinę. Nasze kariery naukowe przyniosły nam mnóstwo satysfakcji. Mieliśmy licznych przyjaciół w ciągu całego życia. A przede wszystkim byliśmy małżeństwem, w którym nasza wzajemna miłość nie znała granic."

Redaktor

Badanie płytek cienkich meteorytów

O. Richard Norton

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Część II

W pierwszym tegorocznym numerze „Meteorite!" (i „Meteorytu" — przyp. red.) rozpocząłem omawianie tematu meteorytowych płytek cienkich. Była tam krótka część poświęcona przygotowaniu płytek oraz mikroskopom potrzebnym do ich badania. Krótko omówiłem wygląd minerałów w płytce cienkiej przy skrzyżowanych polaroidach (XP). Po tym wstępie zaczęliśmy przyglądać się kilku chondrytom zwyczajnym i węglistym. Celowo rozpocząłem od meteorytów, które najczęściej znajdują się w większości kolekcji. Wprowadziłem i opisałem siedem typów chondr zależnie od ich tekstury i struktury. Była też tabela zestawiająca te typy. Zajrzenie do tego poprzedniego artykułu może pomóc w czytaniu dalszego ciągu. Ilustracje w artykule przedstawiają płytki cienkie meteorytów nie tylko jako przedmioty badań naukowych, ale także jako naturalne dzieła sztuki. W drugiej i ostatniej części omówimy dalsze przykłady płytek cienkich meteorytów, tym razem kilku innych chondrytów zwyczajnych, węglistych, achondrytów i mezosyderytów.

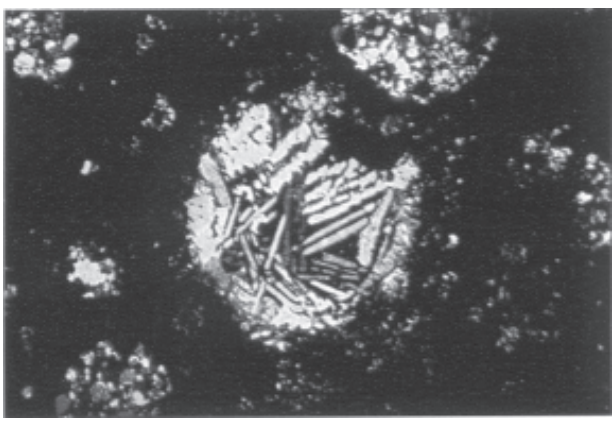
Przygotowując ten artykuł miałem sposobność wypróbować kilka innych mikroskopów stereoskopowych, które są idealne do badania płytek cienkich. Są one produkowane w Japonii pod nazwą Meiji. Istnieje wiele różnych modeli dwu- i trójokularowych, a niektóre są wyposażone w filtry polaryzacyjne i kamery do fotografowania. Są one rozprowadzane przez Microtek N.W. Inc., z siedzibą w stanie Washington. Adres firmy znajduje się na końcu artykułu.

Jeszcze o chondrytach zwyczajnych

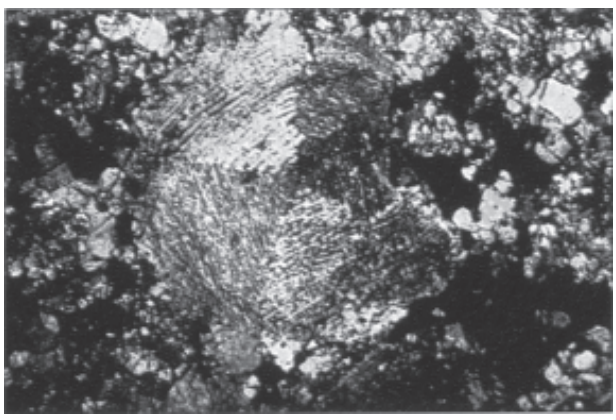
Chociaż chondry zostały podzielone na siedem podstawowych typów teksturalnych, muszę podkreślić, że istnieje niemal nieskończona różnorodność struktur chondr i nie istnieją dwie identyczne chondry. Powiedzenie „Już to kiedyś widziałem" z pewnością nie ma tu zastosowania. Różnorodność struktur w chondrytach (nie mówiąc o innych typach meteorytów) jest tak ogromna, że nigdy do końca nie poznasz ich. Gdy po raz pierwszy zacząłem badać chondry, nigdy nie miałem dość przykładów, które pomogłyby mi poznać tekstury i skład minerałny. Nic się nie zmieniło; to samo mogę powiedzieć dziś. Pamiętając o tym przyjrzyjmy się kilku innym, częściej spotykanym przykładom.

Zdjęcie 1 ukazuje typowy przykład pasiastej chondry oliwinowej (BO). Wiele takich chondr jest *monosomatycznymi* co oznacza, że składają się one z jednego kryształu, do którego należą zarówno wewnętrzne płytki jak i obwódka. Jednak na zdjęciu 1 widać kilka układów równoległych płytek o różnych barwach. Każdy układ należy do innego kryształu oliwinu, ustawionego pod innym kątem i mającego inny punkt wygaszania. Obwódka jest też innym kryształem oliwinu. Jest to tak zwana *polisomatyczna* pasiasta chondra oliwinowa, co oznacza, że składa się z więcej niż jednego kryształu. Kryształy znajdują się w izotropowym szkliwie, które na zdjęciu jest czarne. W rzadkich przypadkach polisomatyczne, pasiaste chondry oliwinowe mogą mieć zauważalną symetrię. Chondra na zdjęciu 2 ma cztery różne układy równoległych lamelek oliwinu ułożonych mniej więcej po 45° względem siebie (poszczególne paski spotykają się pod kątem bliskim 90°). Każda ćwiartka może mieć nieco inny skład. Prawa ćwiartka jest częściowo zniszczona i to co mogło być cienką obwódką, zrekrystalizowało przechodząc w ciasto skalne. Duży, szaroniebieski, anhedralny kryształ na dole, to ortopiroksen, prawdopodobnie hipersten.

Badając płytki cienkie chondrytów można czasem napotkać osobliwe elementy, które stanowią zagadkę dla specjalistów. Zdjęcie 3 przedstawia pasiastą chondrę oliwinową z obwódką i lamelkami wewnątrz niej stanowiącą jeden kryształ. Widać brakujący fragment w postaci okrągłego wcięcia. Ta osobliwa cecha jest w istocie dość powszechna, zwłaszcza w chondrytach węglistych. (Na zdję-



Fot. 1. Pasiasta chondra oliwinowa z kilkoma układami równoległych płytek osadzonych w szkliwie. XP. średn. 0,9 mm, 39x, chondryt węglisty CV3 Allende.



Fot. 2. Duża polisomatyczna chondra z czterema układami równoległych płytek oliwinu osadzonych w szkliwie i ułożonych w cztery ćwiartki. XP. średn. 2,1 mm, 39x, chondryt zwyczajny L6, Forrest 002.

ciu 1 także widać brakujący fragment). Prawie okrągłe wcięcia sugerują, że już istniejąca chondra (która nie była całkowicie stopiona) stykała się z płynną chondrą, gdy ta krystalizowała, zanim ona zastygła. Później coś usunęło wciśniętą chondrę. Możliwe też, że brakująca część została odłupana w wyniku zderzenia z inną chondrą.

Chondry z wgłębieniami mogą być powiązane ze złożonymi chondrami, czyli takimi, które tworzyły się parami i są powiązane przez wspólne struktury krystaliczne. Na zdjęciu 4 widzimy coś, co wygląda na układ zachodzących na siebie chondr BO. Obie składają się z trzech układów równoległych lamelek oliwinu mających identyczne barwy interferencyjne. Przy obracaniu analizatora obserwuje się wygaszanie w tym samym czasie. Brunatne paski w obu chondrach są idealnie nałożone na siebie, co sugeruje, że chondry rosły razem jak bliźniaki syjamskie. Brunatna obwódka górnej chondry przecina lamelki dolnej ale wciąż jest częścią jednego kryształu. Chondry mogły powstać w tym samym zdarzeniu ogrzewającym i połączyć się, gdy były jeszcze w stanie plastycznym, przed zastygnięciem.

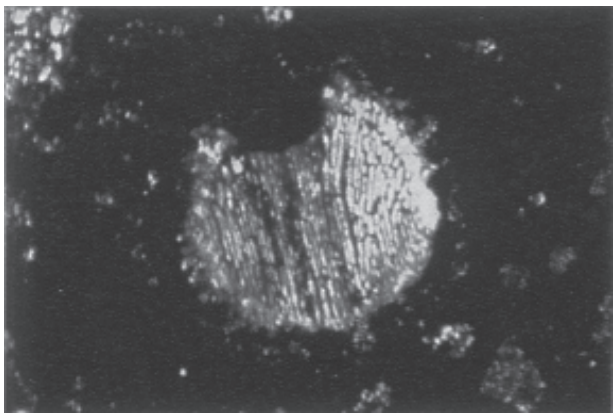
Niektóre kryteria rozpoznawania minerałów

Jednym z zadań petrologa jest zidentyfikowanie minerałów występujących w skale. Trochę ćwiczenia w badaniu płytek cienkich typowych ziemskich skał magmowych jak granity, dioryty, gabra i bazalty oliwinowe jest dobrym sposobem nauczenia się rozpoznawania minerałów. Ziarna minerałów są zwykle dość duże, dobrze wykształcone i mają wszystkie cechy charakterystyczne, które można napotkać w meteorytach: kształt kryształu, barwy interferencyjne, zbliźniaczenia, paski i wygaszanie. Płytki cienkie tych typowych skał magmowych są łatwo dostępne po umiarkowanych cenach w „Ward's Natural Science Establishment of Rochester, NY. Adres firmy jest na końcu artykułu.

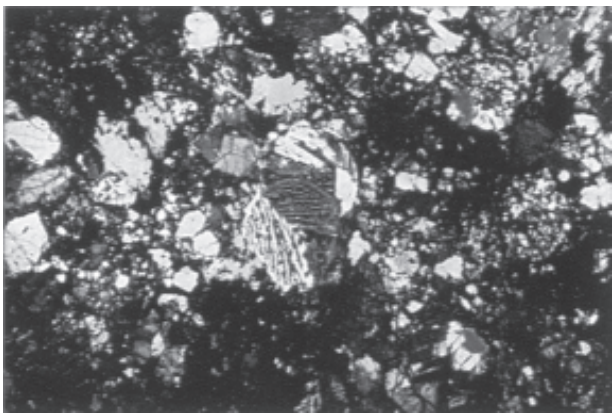
Niemal wszystkie meteoryty kamienne i mezosyderyty zawierają dwa rodzaje piroksenu: ortopiroksen, czyli piroksen rombowy, [$(Mg,Fe)SiO_3$ — zwykle bronzyt lub hipersten] i zawierający wapń klinopiroksen, czyli piroksen jednoskośny [$Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ — pigeonit]. Na szczęście mają one wystarczająco odmienne własności optyczne, co pozwala je rozróżnić. Kryształy ortopiroksenu zawsze mają niskie barwy interferencyjne (szare i brunatne) przy skrzyżowanych polaroidach. Czasem wykazują *pleochroizm* przy równoległych polaroidach zmieniając barwę od brązowej do zielonej podczas obracania okazu. Mają też często wielokrotne zbliźniaczenia wyglądające jak cienkie lub grube linie biegnące równolegle do osi kryształu (Fot. 5). Pojedyncze kryształy w cieście skalnym są zwykle anhedralne (bez ścianek kryształów), ale porfirowe chondry piroksenowe są często subhedralne (mające jedną lub więcej ścianek). Klinopiroksen ma często jasne barwy interferencyjne od środka do górnego końca drugiego rzędu, niebieskie lub karmazynowe, ale podobnie jak ich kuzyni, ortopirokseny, mają zwykle wielokrotne zbliźniaczenia (Fot. 6). Przy okazji proszę zwrócić uwagę na małe, jasno zabarwione kryształy oliwinu wewnątrz kryształów piroksenu na zdjęciu 6. Jest to tak zwana tekstura poikilitowa spotykana powszechnie w dużych kryształach piroksenu i oliwinu. Skład chemiczny ortopiroksenów i klinopiroksenów jest bardzo podobny i przerosty klinopiroksenu z ortopiroksenem i odwrotnie są często spotykane.

Plagioklazy ($NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$) są w chondrytach zwyczajnych zwykle minerałami pobocznymi i pojawiają się głównie w wyższych typach petrologicznych (powyżej 5). Tworzą się ze szkliwa o składzie plagioklazu w wyniku rekrystalizacji meteorytu. Odnalezienie plagioklazu w chondrytach zwyczajnych wymaga długich i żmudnych poszukiwań, ponieważ zwykle występują one jako małe ziarna ukryte w cieście skalnym między piroksenem i oliwinem.

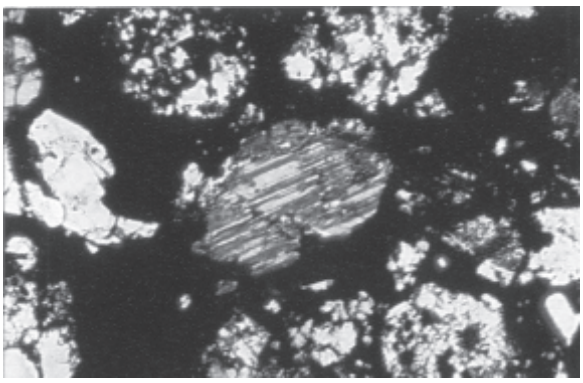
Aby zapoznać się z plagioklazem, spójrzmy na płytkę cienką ziemskiego gabra (Fot. 7). W próbce tej przeważają kryształy plagioklazu. Mają duże, płaskie kształty o niskim reliefie, rzadko mające kompletne ścianki kryształów. Mają zawsze bardzo niskie barwy interferencyjne, zwykle białe, różne odcienie szarości, a czasem bladożółte. Decydującą cechą charakterystyczną jest obecność wielokrotnych płaszczyzn zbliźniaczeń, które są widoczne jako równoległe paski, ciemne i jasne na przemian. Inne minerały w gabrze to ortopiroksen, augit (klinopiroksen zawierający wapń i glin) i oliwin. W chondrytach plagioklazy są zwykle spotykane w pobliżu chondr w petrologicznym typie 6, gdy w wyniku rekrystalizacji powstają większe ziarna. Chemicznym odpowiednikiem plagioklazu jest izotropowe szkliwo zwane maskelynitem. Jeden i drugi spotykany jest często w chondrytach wy-



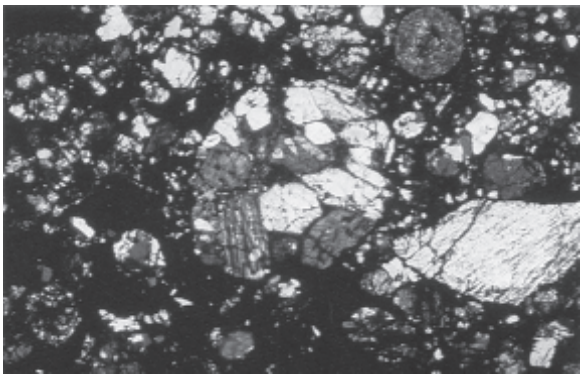
Fot. 3. Monosomatyczna pasiasta chondra oliwinowa o prawie równoległych paskach. Widać okrągłe wcięcie w górnej części. XP. średn. 1,1 mm, 39x, chondryt węglisty CV3 Allende.



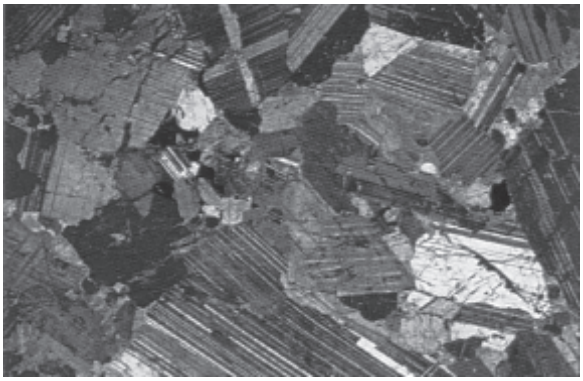
Fot. 4. Złożone pasiaste chondry oliwinowe ze wspólnymi paskami oliwinu. XP. średn. 0,6 mm, 39x, chondryt zwyczajny H5 Gao.



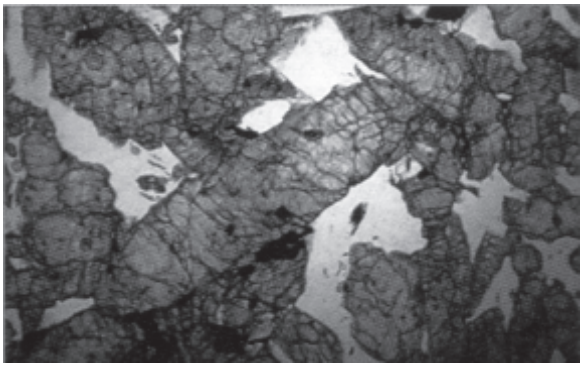
Fot. 5. Należący do ciasta skalnego pojedynczy kryształ ortopiroksenu mający niskie barwy interferencyjne i wielokrotne zbliźniaczenia. XP, 156x, chondryt zwyczajny H5 Faith.



Fot. 6. Porfirowa chondra piroksenowa (PP) z ciasno ułożonymi kryształami klinopiroksenu. W piroksenie małe inkluzje oliwinu. Czarne ziarna to troilit. XP. średn. 0,8 mm. 39x, chondryt zwyczajny H5 Faith.



Fot. 7. Płytka cienka ziemskiego gabra z przewagą płytek plagioklazu. Płytki mają wielokrotne zbliźniaczenia i barwy interferencyjne pierwszego rzędu (szare). Czarny, anhedralny kryształ bliski wygaszenia to piroksen; żółta jest mika. XP, 15x.



Fot. 8a. Płytka cienka shergottytu w świetle spolaryzowanym równolegle. Widoczne są duże paski klinopiroksenu, augitu, osadzone w przezroczystym szkliwie maskelynitowym. 39x, achondryt SNC Zagami.

sokich typów. Przy wyższym stopniu zmetamorfizowania, prawdopodobnie wywołanym zderzeniami, często plagioklaz jest przekształcany w maskelynit. Tak więc obecność maskelynitu jest wykorzystywana jako wskaźnik intensywności uderzenia. W szokowych skaleniach wygaszanie w krysztale podczas obracania analizatora nie jest jednorodne lecz faliste.

Dobry przykład maskelynitu jest widoczny w meteorycie SNC Zagami, shergottycie, jednym z trzech typów meteorytów z Marsa. Meteoryt, od którego pochodzi nazwa typu, Shergotty, był badany przez Tschermaka w XIX wieku i to w nim opisał on po raz pierwszy maskelynit. Na zdjęciach 8a i 8b pokazany jest ten sam fragment płytki cienkiej. Na zdjęciu 8a płytka jest oświetlona światłem spolaryzowanym równolegle. Dominują na nim duże, wydłużone paski klinopiroksenu augitu. Widać, że są one ułożone mniej więcej na boku, co jest cechą kumulatowych skał magmowych. W paskach widoczne są czarne, nieregularne ziarna magnetytu. Białe miejsca między nimi wypełnia szkliwo maskelynitowe. Jest ono izotropowe i przy skrzyżowanych polaroidach następuje wygaszanie. co widać na zdjęciu 8b. Augit ma tam niebieską barwę drugiego rzędu, natomiast ortopiroksen (u dołu z lewej) jest szary. Augit jest silnie spękany i zawiera inkluzje innych piroksenów mając teksturę poikilitową. Kryształ augitu u góry z prawej wykazuje proste zbliźniaczenie dzieląc się na część niebieską i brązową.

W bazaltowych achondrytach (HED) widać głównie plagioklaz i klinopiroksen. Meteoryty z tej grupy nazywane są bazaltowymi, ponieważ zawierają minerały występujące powszechnie w ziemskich bazaltach i często podobnie wyglądają pod mikroskopem. Dla porównania wybrałem płytkę cienką typowego ziemskiego bazaltu oliwinowego widzianego przy skrzyżowanych polaroidach (Fot. 9a). Szare igiełki z prostym zbliźniaczeniem, to kryształy plagioklazu. Między nimi jest jasno zabarwiony oliwin i mający niskie barwy interferencyjne (brązowy) piroksen. Proszę porównać to z teksturą eukrytu Millbillillie (Fot 9b). Listewki plagioklazu są uderzająco podobne pod względem kształtu i także są podobnie zbliźniaczone. Warto zauważyć, że duże kryształy plagioklazu zgrupowane są w jednej części otoczonej przez drobnoziarnisty plagioklaz. Takie zgrupowania nazywane są glomerokryształami a tekstura jest zwana glomeroporfirową, gdzie kryształy są znacznie większe niż kryształy otaczające zgrupowanie. Tekstura taka występuje powszechnie w Millbillillie i widać ją gołym okiem, jako gruboziarniste, ciemne obszary otoczone bardziej białymi polami. Przyglądając się uważniej zdjęciu 9b można dostrzec małe, jasno zabarwione ziarna oliwinu i brązowe ziarna piroksenu.

Plagioklaz jest ważnym minerałem skałotwórczym występującym licznie w mezosyderytach. Wygląda zwykle, jak kryształy plagioklazu w gabrze. Zdjęcie 10 przedstawia płytkę cienką mezosyderytu Vaca Muerta. Duże, anhedralne ziarna plagioklazu są widoczne dzięki płaszczyznom zbliźniaczeń i niskim barwom interferencyjnym (jasno niebieskoszare i białe). Duże ziarno u dołu z lewej jest bliskie wygaszenia (ciemnoszare). Przy lewym brzegu jest ziarno plagioklazu o prostym zbliźniaczeniu, podzielone na część jasnoszarą i białą. Pozostałe ziarna minerałów to ortopiroksen i klinopiroksen. Oliwin jest jasnoniebieski. W ziarnach widać liczne drobne spękania. Metal jest widoczny jako małe, czarne okruchy w niektórych ziarnach oraz w postaci więk-

szych fragmentów rozdzielających ziarna. W ortopiroksenie można zauważyć małe, jasno zabarwione kryształy oliwinu.

Zachęta do płytek cienkich

Badanie płytek cienkich meteorytów jest przyjemnością, która nie ma końca i taką, która znacznie zwiększa wartość twej rosnącej kolekcji. Ideałem byłoby, gdyby można było mieć z każdego meteorytu całkowity okaz, pięknie wypolerowaną płytkę ze skorupą i reprezentatywną płytkę cienką. Przy dzisiejszych cenach meteorytów, dla większości z nas nie jest to raczej możliwe ze względów finansowych. Na szczęście płytki cienkie wciąż jeszcze mieszczą się w budżecie większości kolekcjonerów (przynajmniej w USA — przyp. red.). Znam kilku kolekcjonerów, którzy skoncentrowali się wyłącznie na płytkach cienkich zamiast płytek lub całkowitych okazów. Mam nadzieję, że te dwa artykuły wzbudzą waszą ciekawość. Zostały one pomyślane tak, aby dać podstawy petrologii płytek cienkich i pomóc wam zacząć. Z pewnością nie wyczerpują one tematu. Autor ma nadzieję, że artykuły o płytkach cienkich będą ukazywać się nadal w „Meteorite!". Wydawca był uprzejmy przygotować pierwsze barwne wydania czasopisma, aby jak najlepiej pokazać płytki cienkie. Jeśli zachęciło to was do zajęcia się meteorytami w ten nowy i fascynujący sposób, to będzie to najlepsza nagroda za nasze starania.

Autor chciałby wyrazić wdzięczność dr Danie Johnson, kierującej Wydziałem Geologii Uniwersytetu Oregońskiego za możliwość skorzystania z ich znakomitego mikroskopu petrologicznego Zeissa. Wiele zdjęć pokazanych w obu artykułach wykonano przy pomocy tego sprzętu. Chciałbym też podziękować dr Bobowi Reynoldsowi, petrologowi skał magmowych z Central Oregon Community College za jego pomoc i zachętę.

Literatura

Wasson John T. (1993). Constraints on Chondrule Origins, *Meteoritics* **28**, 14-28.

Norton O. Richard (1997). Exploring Meteorite Thin Sections, Part one, *Meteorite!* **2**, 16-21.

Tschermak Gustav (1885). The Microscopic Properties of Meteorites, *Smithsonian Contribution to Astrophysics,* Vol. **4**, Number 6, Reprinted 1984.

MacKenzie W.S., C.H. Donaldson, and C. Guilford, 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, New York, John Wiley and Sons, Inc.

Dodd Robert T., 1981. *Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis*, New York, Cambridge University Press.

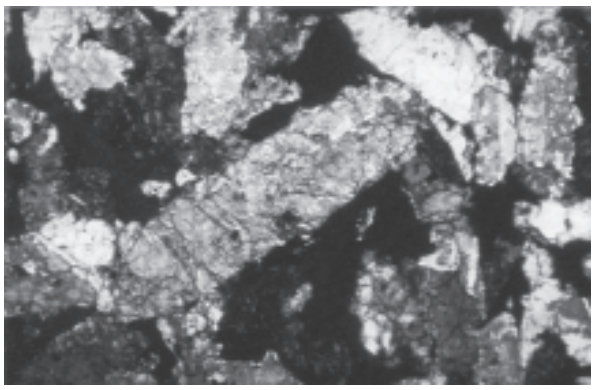
Dostawcy (w USA)

New England Meteoritical Services, P.O. Box 440, Mendon, MA 01756, nemsusa@delphi.com (oferuje płytki cienkie)

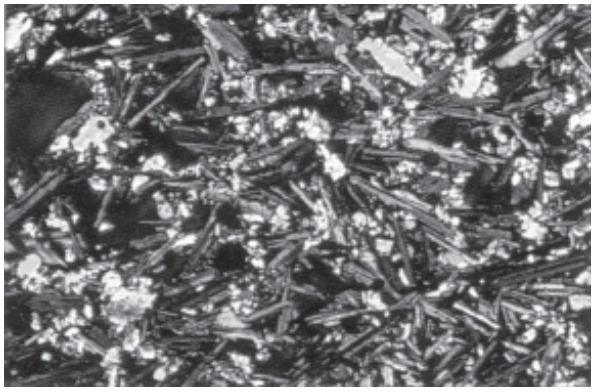
David New, P.O. Box 278, Anacortes, WA 98221 (oferuje płytki cienkie)

Ward's Natural Science Establishment, P.O. Box 92912, Rochester, NY 14692 (oferuje płytki cienkie skał ziemskich)

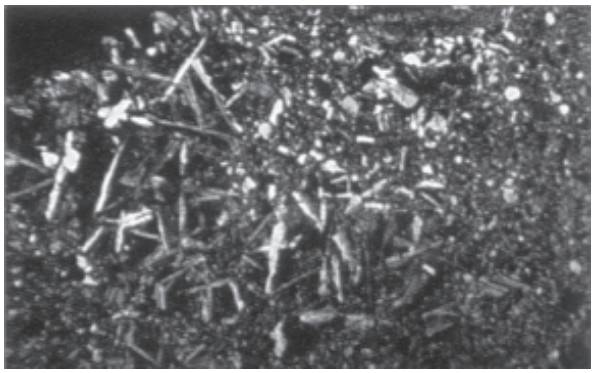
Microtek N.W., Inc. P.O. Box 2702, Gig Harbor, WA 98335 (oferuje mikroskopy stereoskopowe)



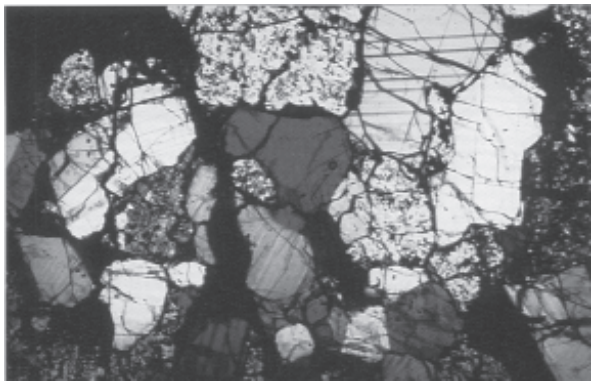
Fot. 8b. Ta sama płytka cienka, co na zdjęciu 8a, ale przy skrzyżowanych polaroidach. Paski augitu mają jasne barwy drugiego rzędu. Izotropowe szkliwo maskelynitowe jest czarne. XP, 39x, achondryt SNC Zagami.



Fot. 9a. Płytka cienka ziemskiego bazaltu oliwinowego. Dominuje plagioklaz widoczny jako długie jednokrotnie zbiźniaczone igiełki. Żółte ziarna to oliwin a czarne to magnetyt. XP. Pole ma 2 mm szerokości. Zdjęcie udostępnił Bob Reynolds.



Fot. 9b. Płytka cienka eukrytu, na której widać zgrupowanie dużych igieł plagioklazu wewnątrz drobnoziarnistego ciasta skalnego z plagioklazu i piroksenu. XP, 25x, eukryt Millbillillie.



Fot. 10. Płytka cienka mezosyderytu ukazuje duże, anhedralne ziarna plagioklazu i piroksenu. W plagioklazie widać proste i wielokrotne pasma zbliźniaczeń. XP, 39x, mezosyderyt Vaca Muerta.

Cięcie meteorytów żelaznych

Allan Langheinrich i William Kroth

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Podziwiamy nieraz duże, idealnie płaskie, wypolerowane i wytrawione powierzchnie meteorytów żelaznych. Rzadko myślimy wtedy, ile wysiłku potrzeba, aby prawidłowo doprowadzić meteoryt do tego stanu. Ten artykuł został przygotowany, aby pomóc tym, którzy próbują ciąć i trawić meteoryty oraz uświadomić kolekcjonerom, jak przebiega proces cięcia i jakie stwarza problemy. Wskazówki, jakie tu prezentujemy, są wynikiem 15 lat doświadczenia przy cięciu meteorytów w firmie „Lang's Fossils and Meteorites". Jeden z autorów (AL) ma ponad 20 lat doświadczenia zawodowego w przemyśle narzędziowym, gdzie specjalizował się w cięciu metalu. Niektóre wskazówki można wykorzystać przy przecinaniu znacznie mniejszych okazów meteorytów żelaznych, a nawet meteorytów kamiennych. Wyjawiamy tu niektóre „sekrety firmy", ale przykro nam patrzeć, jak niektórzy hobbyści, a nawet i kustosze w muzeach, niszczą meteoryty przy próbach przecinania. Uważamy, że przekazanie kilku wskazówek jest bardzo ważne, ponieważ nie tylko pomogą one poprawić wygląd okazów, ale i przedłużą czas ich życia w kolekcjach.

Cięcie meteorytów żelaznych jest znacznie trudniejsze, niż cięcie takiej samej wielkości kawałków metalu wytworzonego przez ludzi. Meteoryty żelazne są niejednorodnymi mieszaninami metalu i licznych inkluzji o różnym stopniu twardości i wytrzymałości. Rzadko zdarza się cięcie, które nie wymagałoby jakichś poprawek.

Wszystkie większe meteoryty żelazne przecinamy na dużej pile taśmowej do metalu z podajnikiem hydraulicznym. Ostrza mają 4,7 m długości, 2,5 cm szerokości i 0,9 mm grubości. Są one wysadzane węglikiem, przeważnie 4 zęby na cal (ostrza wysadzane w sposób ciągły wykorzystujemy do cięcia pallasytów i meteorytów żelaznych z krzemianami). Taką piłą można ciąć meteoryt żelazny o średnicy 40 cm. Poniższe rady wynikają z godzin cięcia prawie stu różnych typów meteorytów żelaznych.

Pewnie zamocuj okaz

Przecinanie jednej płytki trwa średnio od 4 do 10 godzin. Nie można więc oczywiście trzymać meteorytu w rękach. Meteoryty mają nieraz tak nieregularne kształty, że wyskakują z uchwytów piły. Jest też niezwykle ważne, aby zachować tę samą orientację meteorytu przy każdym cięciu, tak aby był krojony jak bochenek chleba i każda kolejna płytka miała wszędzie jednakową grubość (bez skosów). Dwukrotnie sprawdzamy, czy powierzchnia jest równoległa do ostrza i stołu piły wykorzystując kątownik mechanika, oraz kontrolujemy grubość płytki przynajmniej w trzech odległych punktach. Poprawianie krzywego cięcia, lub schodkowej powierzchni po cięciu nie tylko zabiera czas, ale jest kosztowne, ponieważ wartość okazu zależy od jego wagi. Aby mieć pewność, że okaz się nie przekręci podczas cięcia, umieszczamy go w pudle z licznymi uchwytami i całe pudło mocujemy w imadle piły. Czasem, jeśli okaz jest mocno zaokrąglony, lub po prostu słabo się trzyma, umieszczamy go w prostokątnym pudełku ze sklejki wypełniając puste miejsca szybko schnącym gipsem lub kitem stolarskim. Całość umieszczamy w imadle maszyny i każde cięcie jest wykonywane przez całe pudełko z meteorytem.

Wybierz odpowiednie ostrze, szybkość i nacisk cięcia

Właściwy wybór ostrza nie tylko pozwoli na uzyskanie najlepszego rezultatu cięcia (wymagającego najmniej czasu na szlifowanie), ale także zmniejszy zużycie piły i pozwoli na wykonanie największej liczby cięć jednym ostrzem. Ponieważ meteoryty różnią się pod względem twardości, wytrzymałości oraz liczby i rodzaju inkluzji, mamy pod ręką kilka OSTRYCH brzeszczotów. Typowe ostrze wystarcza do odcięcia jednej płytki o średnicy 40 cm typowego meteorytu żelaznego, takiego jak Gibeon. Odsyłamy je potem do wytwórni do naostrzenia i każdy brzeszczot umożliwia zwykle trzy cięcia, zanim stanie się zbyt zużyty stwarzając ryzyko pęknięcia w trakcie przecinania (często z fatalnymi skutkami). Trzeba starać się używać jednego i tego samego ostrza od początku do końca cięcia, ponieważ wtedy powierzchnia cięcia będzie najbardziej równa i ryzyko cięcia schodkowego jest najmniejsze. Wałki prowadzące ostrza trzeba umieścić jak najbliżej przecinanego okazu.

Jednym z najważniejszych parametrów piły taśmowej jest naprężenie ostrza. Większość dużych pił ma wbudowany wskaźnik naprężenia. Używamy też oddzielnego, ręcznego przyrządu do sprawdzania naprężenia. Należy je sprawdzać w regularnych odstępach czasu, szczególnie przy rozpoczynaniu cięcia nowym ostrzem oraz po pewnym czasie, gdy ostrze i maszyna się rozgrzeją. Skutkiem niewłaściwego naprężenia może być wypukła powierzchnia cięcia, nadmierna wibracja i pęknięcie ostrza.

Jesteśmy zdania, że dla każdego meteorytu istnieje optymalna prędkość cięcia. Skutkiem zbyt wolnego lub zbyt szybkiego cięcia może często być przedwczesne stępienie piły. Na ogół wstępnie ustalamy prędkość na około 3 stopy na sekundę. Obserwujemy ilość powstających odłamków, wibrację maszyny, temperaturę silnika, ostrza i okazu, a nawet dźwięk piły. Oświetlamy silną wiązką światła wyżłobienie w trakcie cięcia próbując zobaczyć na ile gładka jest powierzchnia cięcia. Bar-

dziej gładka powierzchnia oznacza krótsze szlifowanie i mniejszą stratę materiału.

Nacisk ostrza jest kontrolowany przez hydrauliczny suwak, który pozwala na posuwanie ostrza do przodu w określonym tempie. Nowe ostrze musi początkowo pracować przy zmniejszonym nacisku przez co najmniej 50 cali kwadratowych cięcia. Później nacisk można zwiększyć, tak aby cięcie było najbardziej efektywne. Najbardziej optymalna praca piły jest wynikiem wyważenia wielu parametrów, aby uzyskać najlepszą powierzchnię cięcia, możliwie krótki czas przecinania, jak najdłuższą pracę ostrza i umiarkowane zużycie maszyny.

Okaz i piła muszą być chłodzone

Nieuniknionym produktem ubocznym przy przecinaniu metalu jest ciepło powstające w wyniku tarcia. Ciepło to nie tylko powoduje przedwczesne zużycie ostrza, ale może też zmienić i zniszczyć powierzchniowe struktury w meteorytach takie jak figury Widmanstättena, inkluzje i fazy metalu. Staramy się utrzymać temperaturę okazu poniżej 120°C. Stosujemy różne metody chłodzenia. Najważniejszy jest płyn do cięcia — nie tylko chłodzi, ale i smaruje piłę i meteoryt. Stosujemy nie zawierający chloru, nietoksyczny, rozpuszczalny w wodzie olej do cięcia. Należy sprawdzić to w sklepie, ponieważ większość płynów do cięcia zawiera chlor. Stosujemy go w 5% rozcieńczeniu wodą destylowaną. Wprowadzenie chloru lub innych halogenków podczas cięcia jest odpowiedzialne za wiele późniejszych problemów z rdzewieniem. Raz wprowadzone do meteorytu nie dają się usunąć normalnymi sposobami i stale będą powodować niszczenie meteorytu.

Stosujemy także strumień zimnego powietrza skierowany pod ciśnieniem prosto w wyżłobienie. Większość dobrych sklepów z narzędziami oferuje takie pomysłowe urządzenia. Potrzebny jest tylko zwykły mały kompresor. Urządzenie to wykorzystuje prawo rozprężania się gazu do wytwarzania strugi lodowatego powietrza pod wysokim ciśnieniem, kierowanej bezpośrednio w wyżłobienie po cięciu. Chłodzi ona wnętrze meteorytu i usuwa przy okazji opiłki.

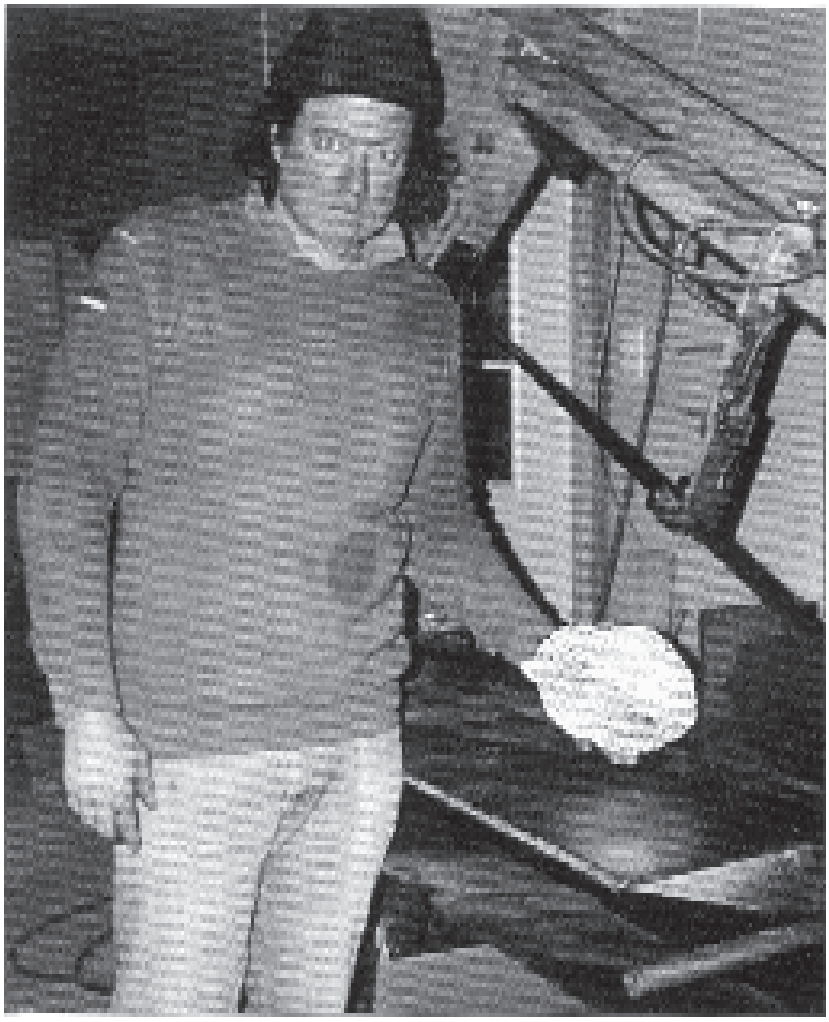
Na koniec, choć typowa piła taśmowa jest przystosowana do cięcia różnych materiałów, jesteśmy pewni, że producenci nigdy nie brali pod uwagę cięcia meteorytu o średnicy 40 centymetrów przez 14 godzin bez przerwy. Do chłodzenia silnika i tyłu przecinanego okazu stosujemy małe wentylatory typu okiennego.

Należy obserwować cały proces cięcia

Większość ludzi sądzi, że po rozpoczęciu cięcia można zostawić piłę bez nadzoru i wrócić po jakimś czasie znajdując ładnie odciętą płytkę leżącą obok okazu. Gdyby to było takie proste! Trzeba cały czas być w pobliżu i obserwować naprężenie ostrza, tempo cięcia, wielkość usuwanych opiłków, oraz czy cięcie przebiega prosto. Potrzebne są małe poprawki kompensujące zużycie ostrza i ewentualne napotkane inkluzje. Bardzo często podczas cięcia napotyka się na fragmenty meteorytu o różnej twardości, co wymaga pewnych zmian np w szybkości posuwu ostrza czy jego nacisku. W trakcie procesu przecinania sprawdzamy, czy regularnie dostarczany jest świeży olej i czy łożyska piły mają dość smaru. Jeśli cięcie przebiega normalnie, zwykle w tym czasie szlifujemy lub trawimy inne płytki, ale nieustannie mamy piłę na oku.

Ostateczne wykończenie

Jeśli wszystko idzie dobrze, powierzchnia cięcia wymaga minimalnego szlifowania zwykłą szlifierką pasową, a potem tarczową. Jeśli powierzchnia jest schodkowa lub daleka od płaskiej, używamy albo frezarki albo szlifierki, aby doprowadzić do płaskiej powierzchni. Znów podjęcie właściwych kroków dla uzyskania od razu płaskiej powierzchni oszczędza mnóstwo czasu i materii meteorytu, ponieważ ko-



Al Lang z przeciętym wielkim kawałkiem Toluki.

rygowanie powierzchni może szybko zniszczyć setki gramów (i pieniędzy).

Do szlifowania pasowego używamy zwykle papieru korundowego o gradacji 80 i szlifujemy dotąd, aż znikną wszystkie ślady cięcia i inne defekty. Kończymy szlifowanie, gdy pozostaną tylko drobne rysy po samym papierze ściernym. Papier zużywa się bardzo szybko i każdy pas wystarcza tylko na kilka minut skutecznego szlifowania. Używamy więc wielu pasków i zmieniamy je często. Dalej stosujemy zwykle szlifierkę tarczową używając papieru o gradacji 240, 320, 400 i ewentualnie 600. Przekonaliśmy się, że często uzyskujemy znakomite rezultaty szlifując tylko do gradacji 320. Na przykład Gibeon i Sikhote-Alin wyglądają po trawieniu bardziej efektownie, jeśli nie są zbyt mocno polerowane, a szlifowanie kończy się przy 320. Wyraźniejsze wzory w meteorytach żelaznych o wyższej kontrastowości, takich jak Carbo, uzyskuje się dzięki polerowaniu do gradacji 600.

Trawienie meteorytów żelaznych

Chociaż większość książek o meteorytach zawiera sporo informacji na temat trawienia, chcielibyśmy dodać kilka naszych własnych uwag i podkreślić kilka innych dobrze znanych zaleceń, które często nie są przestrzegane.

1. Po zakończeniu trawienia należy stosować kąpiel w bezwodnym alkoholu. Usunie to wszelką wodę pozostałą po trawieniu, która może być uwięziona w drobnych szczelinach. Stosujemy także bezwodny alkohol do sporządzania roztworu do trawienia. Należy pamiętać, aby *dodawać kwas azotowy do alkoholu*, a nie odwrotnie. Dodawanie jakiegokolwiek rozcieńczalnika do zlewki ze stężonym kwasem jest bardzo niebezpieczne, zwłaszcza w przypadku kwasu azotowego.

Do rozcieńczania należy stosować bezwodny alkohol etylowy lub izopropylowy. Alkohol metylowy nie nadaje się, ponieważ jest silnie trujący. Należy stosować kilka naczyń przenosząc wytrawiony okaz do coraz czystszej kąpieli alkoholowej.

2. Okaz należy ogrzać na gorącej płycie lub w piecu (do około 65°C), aby usunąć resztki wilgoci. Trzeba pamiętać, że alkohol ma bardzo niski punkt zapłonu (należy więc wytrzeć do sucha okaz przed umieszczeniem na gorącej płycie). Przed ogrzewaniem natryskujemy na okaz cienką warstwę oleju do konserwacji broni, aby zmniejszyć szansę, że podczas ogrzewania pojawią się drobne ślady rdzy. Żelazo było przed chwilą chemicznie trawione i nasączone alkoholem i jego czysta powierzchnia jest bardzo podatna na utlenianie zwłaszcza w podwyższonej temperaturze. Cienka warstwa oleju do konserwacji broni usunie wszelką wodę chroniąc powierzchnię przed rdzewieniem. Oczywiście warstewka ta będzie przeszkadzać w nałożeniu lakieru. Jeśli planujesz to (co odradzamy), nie stosuj oleju.

3. Pokrywanie bezbarwnym lakierem nie podoba nam się z kilku powodów. Przede wszystkim wiele z nich zawiera rozpuszczalniki, które mogą reagować z meteorytem i zapoczątkować proces korozji. Często nie stanowią one żadnej przeszkody dla wilgoci i rzadko wchodzą w drobne szczelinki między kryształami. Jeśli okaz nie jest całkowicie suchy, często zamykają one niewielkie ilości wody na dłużej i zaczyna się rdzewienie.

Przeprowadziliśmy wiele testów i kupiliśmy niemal każdy typ oleju ochronnego, jaki tylko mogliśmy znaleźć. Jeden w szczególności przewyższa wszystkie inne i wyłącznie jego używamy w naszej własnej kolekcji. Jest to G-76, firmowy olej do broni, który jest dostępny w większości sklepów z artykułami sportowymi w USA. Wnika on głęboko między płytki kryształów i powstrzymuje niemal każdy przypadek korozji. Jeśli nie ma go w pobliskim sklepie, poproś, aby zamówili. Wielu kolekcjonerom nie podoba się warstewka oleju i uważają taki okaz za niedopracowany. My patrzymy na to z punktu widzenia okazu — stabilny i odporny na korozję jest właśnie dla nas piękny.

Podsumowanie

Firma „Lang's Fossils and Meteorites" przecina i obrabia wszystkie typy meteorytów od roku 1981. Jesteśmy wyposażeni w różne piły taśmowe do meteorytów żelaznych i piły diamentowe o średnicy tarcz od 15 do 60 centymetrów do meteorytów kamiennych. Jeśli masz problemy z cięciem, z przyjemnością udzielimy odpowiedzi lub pomocy.

Napisz lub zadzwoń:

tel. (315) 894-0513,

fax (908) 764-0879,

e-mail: 73061.1637@compuserve.com,

adres: RD #2, Box 366A,
Ilion, New York, USA 13357.

Spytaj geologa

odpowiada Bernhard Spörli

Publikacja z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3.
Copyright © 1997 Pallasite Press

1. ***Czy w meteorycie Murchison znajdują się CAI i diamenty?***

CAI (wrostki bogate w wapń i glin) to wrostki minerałów wysokotemperaturowych spotykane w niektórych chondrytach węglistych i zwyczajnych. Przeważają wśród tych wrostków tlenki występujące w postaci takich minerałów jak spinel, korund i hibonit. Niektóre z nich utworzyły się 2 do 7 milionów lat wcześniej niż chondry. Uważa się, że niektóre CAI zarejestrowały wysokoenergetyczne wybuchy wywołane przez materię spadającą na powierzchnię młodego Słońca. CAI zawierają także przedsłoneczny skład izotopowy. Meteoryt Murchison zawiera dużą ilość takich inkluzji, które są szczegółowo badane. W niektórych z nich widać efekty topnienie w bardzo wysokich temperaturach około 2100°C.

Pierwotne meteoryty (włącznie z Murchison) zawierają też bardzo małe ziarna diamentu, grafitu i węglika krzemu, czyli tak zwane ziarna przedsłoneczne. Można wykazać, że kondensowały one z materii wypływającej z gwiazd będących w fazie czerwonych olbrzymów przed utworzeniem się naszego Układu Słonecznego. Badanie izotopów występujących w tych ziarnach dostarcza informacji na temat procesów nukleosyntezy w czerwonych olbrzymach.

2. Jak tworzy się szkliwo wulkaniczne?

Wszystkie skały wulkaniczne, jakie widzimy dziś na powierzchni Ziemi, powstały z magmy, która jest wynikiem stopienia materii dolnej części skorupy i płaszcza. Topnienie to jest niezwykle złożonym procesem, który w większości przypadków obejmuje w danym momencie tylko stosunkowo nieduże partie materii. W każdym przypadku taka partia materii doświadcza właściwej kombinacji wysokiej temperatury i obniżonego ciśnienia, tak że staje się całkowicie płynna, wznosi się przez skorupę i wydostaje na powierzchnię Ziemi jako lawa, gdzie natychmiast zaczyna być chłodzona przez różne procesy. Typowy bazalt na ogół jest wyrzucany w temperaturze 1200°C lub nieco wyższej. Normalnie lawa krzepnie w uporządkowany sposób, tak że każdy minerał wytrąca się w stałym, charakterystycznym przedziale temperatury. Jeśli jednak magma stygnie bardzo szybko, stop może zostać przechłodzony i zakrzepnąć w postaci szkliwa. Dzieje się tak dlatego, że jony w stopie nie zdążą ułożyć się w uporządkowane sieci krystaliczne reprezentujące minerały, zanim szybko rosnąca lepkość stopu uniemożliwi im poruszanie się.

Lawy mają bardzo różny skład chemiczny od bazaltowej, która ma stosunkowo niską zawartość tlenku krzemu i najmniejszą lepkość, do riolitowej, która ma najwyższą zawartość tlenku krzemu i największą lepkość. W przypadku bazaltu jest potrzebne szczególnie szybkie chłodzenie, aby uzyskać szkliwo, ponieważ jony mogą układać się w kryształy aż do dość niskiej temperatury.

Riolitowa lawa tworzy kopuły i krótkie, grube potoki. Z powodu bardzo wysokiej lepkości powstawanie szkliwa jest naturalną częścią normalnego procesu jej krzepnięcia i często już zaczyna się w kominie wulkanu. Podczas dalszego transportu powstałe warstwy obsydianu mieszają się z powstałym w wyniku wylewu ryolitem o pasowej strukturze oraz pumeksem tworząc efektowne struktury, które możemy zobaczyć na przykład w Dużych i Małych Szklanych Górach w Północnej Kalifornii.

3. Z czego składają się skały ziemskiego płaszcza?

Schodząc w głąb Ziemi napotykamy najpierw skorupę o grubości od 10 do 60 km, a następnie płaszcz do głębokości około 2900 km, poniżej której znajduje się metaliczne jądro. Płaszcz i wewnętrzne jądro są w zasadzie stałe, ale zewnętrzna część jądra jest stopiona. Skorupa i płaszcz składają się z minerałów będących krzemianami i tlenkami, przy czym ze wzrostem głębokości maleje zawartość krzemionki a rośnie gęstość. Jądro składa się ze stopów. Litosfera, którą tworzą płyty tektoniczne pokrywające powierzchnię Ziemi, obejmuje skorupę i najbardziej zewnętrzną część płaszcza.

Dysponujemy niestety tylko próbkami z najbardziej zewnętrznej części płaszcza, bezpośrednio na przykład w postaci inkluzji wyrzuconych z głębokości nawet 200 km w kimberlitowych kanałach eksplozyjnych i pośrednio przez odtworzenie historii bazaltowego wulkanizmu, który ogólnie bierze swój początek w płaszczu (warto zauważyć, że według nowych koncepcji dotyczących fontann w płaszczu, mamy być może próbki z głębszych warstw, niż sądziliśmy dotychczas). Skały górnego płaszcza są także bezpośrednio widoczne w tak zwanych „ofiolitach" (płytach oceanicznej litosfery wypchniętych na ląd przez siły tektoniczne), tak jak w masywie Troodos na Cyprze.

Z powyższych przypadków wiemy, że górna część płaszcza jest domeną skał ultrazasadowych, wśród których dominuje perydotyt, skała zawierająca oliwin, piroksen oraz granat lub spinel. Później ciśnienie i metamorfizm przeobraziły część tej materii w serpentynit.

Aby uzyskać jakieś wskazówki na temat składu głębszych części płaszcza, potrzebujemy rozważań geofizycznych i porównań z meteorytami. Ponieważ minerały muszą dostosować się do ogromnego wzrostu ciśnienia, oliwin, piroksen i granat z górnej części płaszcza są przeobrażane w polimorfy wysokociśnieniowe takie jak perowskit, magneziowustyt i g-spinel. Tam, gdzie te minerały upakowują się ciaśniej, obserwujemy dwie nieciągłości w tempie wzrostu prędkości fal sejsmicznych w miarę jak posuwamy się w głąb płaszcza. Obserwuje się w płaszczu znaczną poziomą niejednorodność spowodowaną tektoniką płyt. Płyty litosfery, które w strefie subdukcji wchodzą w głąb Ziemi, wytwarzają strefy zaburzeń sięgające przynajmniej 700 km w głąb. Konwekcja w płaszczu powoduje przemieszczanie tych „zanieczyszczeń".

Strzeżcie się końca czerwca

John M. Saul i Aniece C. Lawniczak

(Artyku[3] z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Każdego roku, w okresie od 13 do 30 czerwca Ziemia wraz z Księżycem przelatuje przez mniej więcej ten sam obszar Układu Słonecznego. Rozmaite obserwacje spadków meteorytów i innych zjawisk, z których nie wszystkie łatwo wyjaśnić, sugerują, że ten właśnie obszar jest szczególnie zatłoczony kosmicznym gruzem, czasem całkiem pokaźnej wielkości.

Przede wszystkim jest to pora roku, w której nastąpiła słynna katastrofa tunguska. 30 czerwca 1908 roku coś spadło z nieba na Syberię. Uderzenie było ogromne. Niektórzy mówią, że jego energia była największa w pisanej historii. Nie powstał jednak krater i do czasu pierwszej wizyty naukowców prowadzonych przez Leonida Kulika w 1927 roku na miejscu katastrofy nie słyszano o żadnych fragmentach meteorytu.

Nie wiemy, co napotkała Ziemia tego czerwcowego dnia, ale najbardziej rozsądną możliwością wydaje się mała kometa lub kruchy, albo spękany meteoryt.

Ziemia i Księżyc wędrują razem przez Kosmos i w skali Układu Słonecznego można je traktować jako jeden „punkt". Inaczej mówiąc, wszystko co trafia w Księżyc można traktować, jako coś, co omal nie trafiło w Ziemię. W 1987 roku Jack Hartung odkrył, że na Księżycu nastąpiły dwa niezwykłe zjawiska, niemal w tym samym momencie roku co eksplozja tunguska. Hartung stwierdził, że sejsmografy umieszczone na Księżycu zarejestrowały wyjątkową, jedyną w swoim rodzaju „burzę meteoroidową" trwającą od 22 do 26 czerwca 1975 roku; bombardowanie obiektami, z których każdy ważył, jak wyliczono, od 5 do 50 kg. Korzystając z danych całkiem innego rodzaju Hartung odnotował także zdarzenia zapisane niegdyś przez Gerwazego z Canterbury w dniu, który według dzisiejszego kalendarza odpowiada dacie 25 czerwca 1178 roku, mianowicie „rozszczepienie górnego rogu" młodego Księżyca „więcej niż tuzin razy", z którego środka wyrzucany był „ogień" i „iskry".

Komentując to w 1994 roku I.A. Ahmad zauważył, że „Mnisi z Canterbury nie byli pierwszymi ludźmi donoszącymi o „rozszczepieniu Księżyca". W roku 617 kilku towarzyszy proroka Mohameta opisało zjawisko obserwowane z doliny Mina niedaleko Mekki zadziwiająco podobnymi słowami... Dosłowne tłumaczenie z arabskiego brzmi „Księżyc rozszczepił się na dwa". Jakieś dwa wieki później imam Bukari i jego uczeń imam Muslim zebrali odpowiednio trzy i sześć informacji o ludziach z Mekki, którzy obserwowali Księżyc „rozszczepiony na dwa".

Przyznając, że spisujący te obserwacje mieli motywację religijną, Ahmad podkreśla, że obserwatorzy uderzenia w Księżyc, jeśli istotnie to było to, należeli do „dwóch antagonistycznych grup — muzułmanów i poliiteistów...". Jedno ze źródeł muzułmańskich stwierdza:

Byliśmy wraz z Wysłańcem Boga (pokój niech będzie z nim) w dolinie Mina, gdy Księżyc rozszczepił się na dwa. Jedna z jego części była poza górą, a druga była z tej strony jej. Wysłaniec Boga (pokój niech będzie z nim) powiedział do nas: „Spójrzcie."

Ahmed sam zastanawia się, co mogły znaczyć słowa „poza górą" i „z tej strony jej". Biorąc pod uwagę niedokładność przeliczania z dawnego kalendarza islamskiego na gregoriański dochodzi do wniosku, że „...najbardziej prawdopodobną datą jest albo 26–27 maja, albo 26–27 czerwca."

Wydaje się więc, że wysokoenergetyczne zderzenia zachodziły na Ziemi lub Księżycu pod koniec czerwca w latach 1178, 1908, 1975 i być może także w roku 617. Takie wydarzenia występują tak niezwykle rzadko, że trudno oczekiwać przypadkowej koncentracji trzech czy czterech z nich między 22 a 30 czerwca.

Jeszcze jedna obserwacja może mieć pewien związek, choć nie jest pewne, jak bardzo jest ona rzadka czy niezwykła: Charles Messier — znany ze swego katalogu mgławic i gromad gwiazd — zanotował, że przez około pięć minut przed południem 17 czerwca 1777 roku obserwował dużą liczbę czarnych globul przechodzących przed Słońcem.

Nasuwa się podejrzenie, że Ziemia i Księżyc co roku o tej porze przechodzą przez stosunkowo zatłoczony obszar Kosmosu. Ale czym zatłoczony? Jedyną oczywistą wskazówką dostarczoną przez wysoką energię zjawiska i nikłe pozostałości po eksplozji tunguskiej jest to, że w tej części Kosmosu były (i ciągle są!) spore kawałki jakiejś łatwo kruszącej się i szybko wietrzejącej, zawierającej niewiele metalu materii.

Materia ta może być lodowa, zgodnie z modelem „brudnej kuli śnieżnej" jądra komety. Jeszcze bardziej zwyczajna możliwość jest sugerowana przez krótkie ziemskie istnienie kawałka diogenitu Ellemeet. Pozostawiony na powietrzu ten podobny do bazaltu meteoryt kamienny rozsypał się w pył w ciągu 20 miesięcy, najwidoczniej dlatego, że był chemicznie niestabilny w warunkach, które przeważają na powierzchni naszej planety.

Meteoryty kamienne dzielimy na dwie grupy: chondryty i achondryty. Wśród achondrytów istnieje duża podgrupa oznaczona „HED" złożona z howardytów, eukrytów i diogenitów. Są one powszechnie, choć być może nieprecyzyjnie traktowane jako stanowiące naturalny zespół. Ogólnie HED są skałami podobnymi do bazaltu, pochodzącymi spoza Ziemi. Eukryty uważa się za bazalty, które powstały na lub przy powierzchni jednego lub więcej ciał pozaziemskich; podobnie diogenity, choć uważa się, że pochodzą one z większych głębokości. Howardyty z definicji są złożonymi, polimiktycznymi, brekcjowymi mieszaninami materii eukrytowej i diogenitowej.

Meteoryty HED różnią się od siebie litologicznymi i petrologicznymi szczegółami i z przynależności do tej geochemicznej grupy — do której zali-

cza się ok 6% spadków meteorytów — niekoniecznie musi wynikać wspólna przeszłość w Kosmosie przed spadkiem na Ziemię. Obserwowane różnice między poszczególnymi HED mogą odzwierciedlać pochodzenie z różnych ciał macierzystych, wyrzucenie z różnych odległości od centrum uderzenia, wydobycie z różnych głębokości w wyniku uderzenia, lub bardziej złożony przebieg zderzenia.

Gdy zbada się poszczególne spadki meteorytów HED, łatwo zauważyć, że mimo geochemicznego podobieństwa, można wykryć lub przynajmniej podejrzewać, kilka różnych ich historii przed zderzeniem z Ziemią. Niektóre HED (w tym wszystkie howardyty) przeszły przez wiele epizodów fragmentacji, inne są kumulatami, a jeszcze inne są odmienne pod względem składu izotopowego. Gdy wyłączyć je z grupy HED, powstaje podgrupa oznaczona NUJ, której członkowie najprawdopodobniej mieli wspólną przeszłość przed spotkaniem z Ziemią. Upraszczając można podzielić HED na NUJ i inne.

Zarejestrowano od czternastu do szesnastu spadków NUJ o dobrze określonych datach. Dokładna liczba zależy od klasyfikacji diogenitów Manegaon i Johnstown zaznaczonych jako „spokrewnione z howardytami". Z tych 14–16 spadków siedem, (albo osiem jeśli uwzględnić Manegaon) zdarzyło się między 13 a 30 czerwca, czyli na odcinku 5% rocznej orbity Ziemi.

Prwdopodobieństwo, że 7 z 14 (lub 8 z 16) spadków wydarzy się przypadkowo w ciągu 0,05 roku jest zerowe z dokładnością do pierwszych sześciu miejsc po przecinku. Wynika z tego, że te spadki nie są przypadkowe, i że w ciągu krótkiego okresu w drugiej połowie czerwca każdego roku Ziemia przecina rój na ogół jednorodnych bazaltowych gruzów lub przynajmniej zbliża się do niego.

Wiek ekspozycji na promieniowanie kosmiczne dla sześciu spadków NUJ między 13 a 30 czerwca, dla których został wyznaczony, mieści się w przedziale 10–36 milionów lat. Sugeruje to, że jeśli meteoryty NUJ wywodzą się z jednego roju meteoroidów, to prawdopodobnie jest to rój, w którym zachodziły wielokrotne wewnętrzne zderzenia i fragmentacje w dłuższym okresie czasu. W takim przypadku meteoryty NUJ. które spadły na Ziemię w innych porach roku, mogą także być członkami tego samego roju meteoroidów, wyrzuconymi poza czerwcowe zgrupowanie w wyniku zderzeń.

Jedną z rozważanych możliwości jest hipotetyczne zderzenie stosunkowo kruchego ciała eukrytowo diogenitowego z bryłą metalu około 36 milionów lat temu. W roju pokruszonych kamieni, który w wyniku tego się utworzył, od czasu do czasu zachodziły później wewnętrzne zderzenia.

Dane te nie są sprzeczne z prezentowanymi przez Cruikshanka i jego współpracowników w 1991 roku dowodami na istnienie porozbijanych planetoid podobnych do Westy („Westoid"), które mają widma meteorytów HED i których orbity są najbliżej ziemskiej w lipcu i sierpniu. Takim planetoidom mogą towarzyszyć mniejsze fragmenty.

ORYX
3 rue Bourdaloue
75009 Paris, France

[Od redaktora „Meteorite!": Zgadliście? NUJ = JUN(E)]

Tabela: Daty spadków NUJ (krystalicznych i monomiktycznych zwyczajnych eukrytów i diogenitów, które nie były metamorfizowane)

Data spadku	Nazwa meteorytu	Diogenit lub Eukryt	Uwagi
13 czerwca 1819	Jonzac	E	
15 czerwca 1821	Juvinas	E	
17 czerwca 1870	Ibbenbüren	D	
23 czerwca 1939	Chervony Kut	E	
27 czerwca 1924	Bereba	E	
27 czerwca 1931	Tatahouine	D	
29 czerwca 1843	Manegaon	D	pokrewieństwo z howardytami
30 czerwca 1957	Ibitira	E	
06 lipca 1924	Johnstown	D	pokrewieństwo z howardytami
28 sierpnia 1925	Ellemeet	D	pozostawiony na miejscu spadku na holenderskiej wyspie Schouwen 0,5 kg kamień w ciągu 20 miesięcy zamienił się w kupkę pyłu. Jeśli fragmenty meteorytu Tunguskiego dotarły do Ziemi, czy zwietrzały w podobny sposób?
sierpień/wrzesień 1878	Haraiya	E	
24 października 1899	Peramiho	E	być może spadł 2 listopada 1899
12 listopada 1906	Kirbyville	E	
24 listopada 1910	Lakangaon	E	ma inny skład, więc może nie NUJ
30 listopada 1850	Shalka	D	
27 lutego 1949	Vetluga	E	ma inny skład, więc może nie NUJ

Spadek eukrytu Piplia Kalan

Narendra Bhandari

(Artykuł z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3. Copyright © 1997 Pallasite Press)

W ślad za wspaniałym niebieskim widowiskiem typu „światło i dźwięk", które oświetliło całą wieś Piplia Kalan w pustynnym stanie Rajasthan,w Indiach, po przerażających grzmotach, spadły na farmę dwa kamienie ważące 30 i 12 kg. Zdarzyło się to 20 czerwca 1996 roku około 20.15 czasu indyjskiego. Pod lśniącą, czarną skorupą, pokrywającą kamienie, skrywała się biaława skała zaliczana do rzadkiej grupy meteorytów: eukrytów. W zbiorach blisko 15000 meteorytów znajdujących się w różnych muzeach do tej rzadkiej grupy należy mniej niż 50. Siedem czy osiem eukrytów lub diogenitów należących do specjalnej podgrupy (NUJ) spadło w czerwcu i chociaż powód grupowania się spadków w czerwcu nie jest znany, ten ostatni spadek jeszcze bardziej wspiera koncepcję, że czerwiec jest ulubionym miesiącem spadania meteorytów z tej grupy.

Eukryty od dawna są obiektem zainteresowania naukowców. Najpierw sądzono, że pochodzą one z Księżyca, ale teoria ta została zdyskredytowana, gdy tylko na Ziemię przywieziono pierwsze próbki skał z Księżyca. Okazało się, że chemiczne podobieństwo jest słabym argumentem za wspólnym pochodzeniem, skoro izotopowe proporcje tlenu itp. w eukrytach nie pasują do księżycowych. Podobieństwo marsjańskich meteorytów do eukrytów było tak duże, że kiedyś zaliczano je do jednej grupy. Ta kolejna teoria trafiła do lamusa, gdy opublikowano wyniki misji Vikingów i skład izotopowy gazów szlachetnych i innych składników atmosfery Marsa nie dowodził wspólnego pochodzenia. Obecnie uważa się, że eukryty pochodzą z Westy, planetki poruszającej się w wewnętrznej części pasa planetoid. Koncepcja ta jest oparta na podobieństwie widma odbiciowego Westy i niektórych eukrytów, jak ten, który spadł w Nuevo Laredo.

Czy rzeczywiście mamy w ręku kawałki Westy? Pierwszym krokiem, aby się upewnić, jest scharakteryzowanie meteorytu najbardziej szczegółowo, jak można i zbadanie wszystkich jego aspektów jak skład mineralny, pierwiastki śladowe i parametry orbity.

Spadek meteorytu był tak widowiskowy, że ludzie z wioski łatwo mogli określić kierunek i wysokość jasnego, niebieskawo żółtego bolidu. Opierając się na kilku relacjach świadków wypytywanych przez naukowców z PRL (Physical Research Laboratory — przyp. red., aby nie było błędnych skojarzeń) można być pewnym, że meteoryt przybył z kierunku 315° na zachód od północy pod kątem 50±5°. Wyliczono, że radiant śladu meteoru miał współrzędne $\alpha = 9{,}7–10°$ i $\delta = 42–46°$. Aby jednak obliczyć orbitę meteoroidu nie wystarczy tylko radiant i moment spadku, ale także prędkość geocentryczna, którą z reguły uzyskuje się z ciągu zdjęć bolidu z zaprogramowaną, wirującą przysłoną. Ponieważ bolid nie został sfotografowany, ta metoda wyznaczenia prędkości nie była przydatna.

Szansą wyznaczenia prędkości geocentrycznej były ślady wytworzone w minerałach meteorytu przez ciężkie jądra promieniowania kosmicznego. Gęstość śladów jest bardzo czuła na ekranowanie, ponieważ ciężkie jony są szybko zatrzymywane, gdy przechodzą przez materię i dlatego pomiary gęstości śladów mogą pozwolić na wyznaczenie wielkości i kształtu meteoroidu w Kosmosie, zanim ablacja w atmosferze zniszczyła większą jego część. Wyniki rozkładu gęstości śladów otrzymane przez K.M. Suthara pokazały, że meteoroid ważył w Kosmosie około 175 kg i miał w przybliżeniu kształt elipsoidalny. Łączna masa dwóch znalezionych okazów wyniosła tylko 42 kg czyli około 132 kg lub 75% masy meteoroidu wyparowało w atmosferze.

E.J. Öpik wykazał wiele lat temu, że utrata masy wskutek ablacji jest czułą funkcją prędkości meteoroidu, a ściślej kwadratu jego prędkości. Zależność ta została później uściślona i korzystając z niej oceniliśmy prędkość geocentryczną meteoroidu Piplia na około 17 km/s. Zależność ablacji od prędkości jest tego rodzaju, że błąd w ocenie ablacji niewiele wpływa na ocenę prędkości. Umożliwiło to G.M. Ballabh'owi obliczenie prawdopodobnej orbity meteoroidu o następujących elementach: $\alpha = 2{,}47$ j.a., $i = 7{,}54°$, $e = 0{,}62$ oraz (okres) $p = 1420$ dni.

Wielka półoś i nachylenie orbity Piplia są bliskie elementom orbity Westy. Wysoka wartość mimośrodu jest konsekwencją uderzenia, które wyrzucając meteoroid Piplia Kalan z Westy skierowało go na orbitę przecinającą ziemską. Wydaje się więc istotnie prawdopodobne, że Piplia Kalan pochodzi z wewnętrznej części pasa planetoid.

Jest kwestią dyskusyjną, czy eukryty pochodzą z Westy, czy z ciał podobnych do niej zwanych Westoidami. Problem ten rozważano szczegółowo na niedawnej konferencji w Houston, ale wobec braku informacji na temat orbit eukrytów nie udało się dojść do konkretnych wniosków.

Określenie wielkości ablacji na podstawie gęstości śladów wymaga znajomości jeszcze jednego parametru zwanego wiekiem ekspozycji na promieniowanie kosmiczne czyli czasu, jaki meteoroid spędził w Kosmosie od momentu wyrzucenia go z ciała macierzystego. Mierząc spektrometrem masowym ilości różnych izotopów rzadkich gazów wytworzonych przez promieniowanie kosmiczne, S.V.S. Murty stwierdził, że meteoryt zawiera $3{,}44 \times 10^{-8}$ cc ^{38}Ar co odpowiada wiekowi ekspozycji 23 miliony lat. Wiadomo, że wiek ekspozycji eukrytów grupuje się wokół wartości 23 miliony lat i wiek ekspozycji Piplia jeszcze bardziej potwierdza koncepcję, że wiele eukrytów zostało wyrzuconych na orbity prowadzące ku Ziemi 23 miliony lat temu prawdopodobnie podczas tego samego uderzenia w ich ciało macierzyste.

Większość eukrytów nie powstała równocześnie z chondrytami

4,6 mld lat temu, ale później w wyniku magmatyzmu bazaltowego. Ze względu na wiek krystalizacji można je z grubsza podzielić na dwie grupy: starsze (~ 4,56 mld lat) i niektóre wyraźnie młodsze. Wiek meteorytu Piplia wyznaczony metodą Pu-Xe wskazuje, że nie mógł on powstać później niż słynny meteoryt Angra dos Reis, a prawdopodobnie utworzył się nawet około 40 milionów lat wcześniej. Tak więc Piplia należy do starej grupy eukrytów. Znacznie młodszy wiek (2,2 mld lat) uzyskany metodą K-Ar wskazuje na inne zdarzenie cieplne w życiu Piplia Kalan na jego ciele macierzystym, które spowodowało usunięcie większości izotopu ^{40}Ar.

Wiele dowiedziano się z badań petrograficznych skały oraz mikrosondą, które przeprowadzili V.K. Vaya i R. Natarajan. Skała składa się z wielu teksturalnie odmiennych okruchów. Fragmenty drobnoziarniste i gruboziarniste oddzielone cienkimi granicami i żyłkami są wyraźnie widoczne. Skała jest bardzo krucha. Tam, gdzie szklista skorupa obtopieniowa odłupała się, widać minerały takie jak plagioklaz i dwa rodzaje piroksenów. Rzadko występują okruchy metalu, ale minerały nieprzezroczyste jak ilmenit i chromit, występują dość licznie.

Pomiary zawartości różnych pierwiastków, które przeprowadzili P.N. Shukla i A.D. Shukla pokazują, że meteoryt składa się z typowych pierwiastków jak Si (22,3%), Fe (15,8%), Al (6,38%), Mg (3,84%), Ca (7,37%) oraz Ti, Na, K, Mn i Cr stanowiących podrzędne składniki. Wśród minerałów nieprzezroczystych stwierdzono obecność cyrkonów i różnych rodzajów spineli. Wizualnie można rozpoznać około sześciu różnych litologii, co widać na zdjęciu, które mają tekstury białawe, szare, piaskowe, gruboziarniste i drobnoziarniste. Wszystkie one mogą opowiedzieć nam, w jak skomplikowany sposób powstawał ten meteoryt poprzez akumulację różnych rodzajów materii i jej późniejsze przeobrażenia cieplne i pod wpływem promieniowania kosmicznego.

Badania pokazały więc, że występuje wiele złożonych procesów na powierzchniach małych planet, które w końcu prowadzą do powstania odmiennych teksturalnie ale jednak niezbyt różniących się chemicznie fragmentów, takich jakie znaleziono w eukrycie Piplia. Ciąg zdarzeń magmowych i termicznych, który doprowadził do powstania tego eukrytu, rozpoczął się wkrótce po utworzeniu się Układu Słonecznego. Jego ślady zachowały się w postaci chemicznych, mineralogicznych i izotopowych znaków szczególnych.

Autor jest profesorem Physical Research Laboratory w Navrangpura, Ahmedabad, Indie.

Kawałek meteorytu Piplia Kalan o rozmiarze ok. 10 cm i masie 435 g.

Johna Herschela analiza meteorytu żelaznego z Afryki południowo-zachodniej

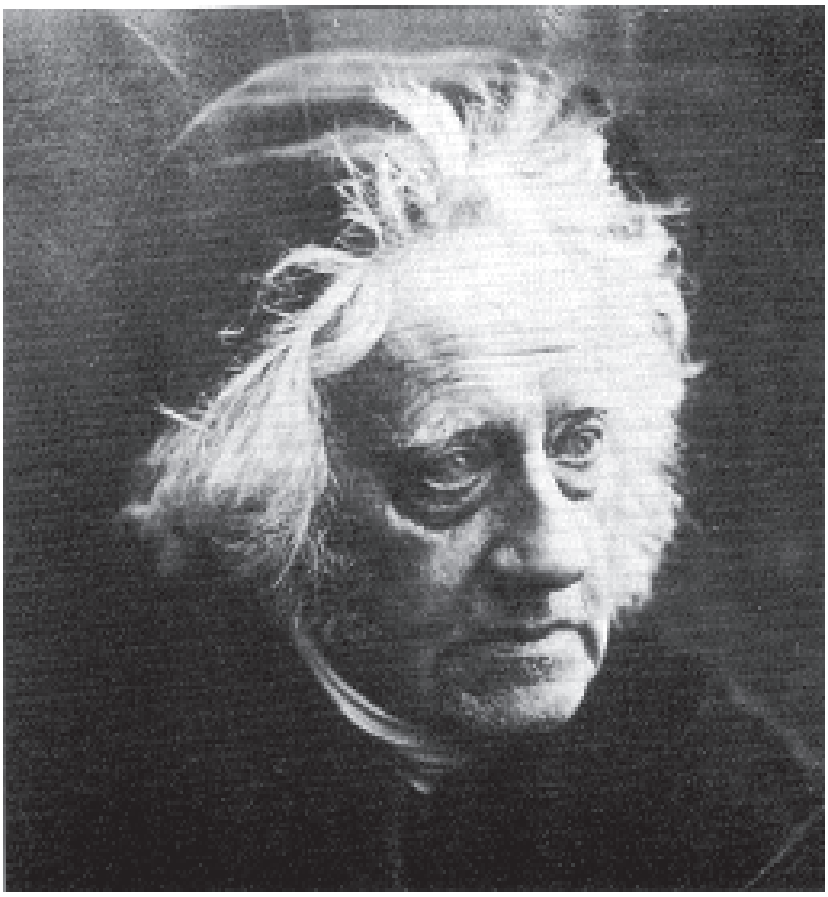
Garry J. Tee

(Artyku[3] z kwartalnika Meteorite! Vol. 3 No. 3. Copyright © 1997 Pallasite Press)

Sir John Frederick William Herschel (1792–1871) był jednym z najbardziej wszechstronnych uczonych XIX wieku mogącym poszczycić się istotnymi osiągnięciami w dziedzinie matematyki, filozofii nauki, chemii, optyki, fotografii, geomagnetyzmu, astronomii, organizacji nauki, metrologii, meteorologii i meteorytyki. Od 1834 do 1838 roku prowadził rozległe badania astronomiczne południowego nieba w swym obserwatorium w Feldhausen niedaleko Capetown. Zanim Karol Darwin wyruszył w podróż dokoła świata na Beagle, był pod wielkim wpływem traktatu Herschela *A Preliminary Discourse on the Study of Natural Philosophy.* Darwin odwiedził Herschela w Feldhausen 15 czerwca 1836 roku.

Sir James Edward Alexander (1803–1885) był szkockim generałem, który walczył w licznych wojnach przeciw skolonizowanym ludom w różnych częściach Brytyjskiego Imperium (i nie tylko).

Alexander rozpoczął swą ekspedycję do Afryki południowo-zachodniej w Capetown 8 września 1836 roku. 10 września „po śniadaniu w Królewskim Obserwatorium i wypiciu strzemiennego zaszczycili mnie swym towarzystwem odprowadzając przez kilka mil Sir John Herschel, major Michell K.H. Inspektor Generalny (obecnie mój teść), Dr Murray, naczelny oficer medyczny, pan Maclear, astronom królewski, pan George Thompson podróżnik południowoafrykański i pan J. Wingate kolega szkolny i nieoceniony przyjaciel. Rozstałem się z tymi gentlemanami (których wszystkich darzę ogromnym szacunkiem) z niewielką nadzieją zobaczenia ich ponownie."



Portret fotograficzny Johna Hershela wykonany w 1867 roku przez Julię M. Cameron. (National Portrait Gallery)

Wszyscy członkowie ekspedycji Alexandra przeżyli ciężką i niebezpieczną podróż na północ aż do zatoki Walvisch i wrócili do Capetown 21 września 1837 roku. Alexander opisał Great Fish River w Namibii, która płynie na południe wpadając do rzeki Orange, a była bardzo słabo znana z kilku krótkich wzmianek niektórych wcześniejszych podróżników. 23 lutego 1837 roku Alexander dotarł do wschodniego brzegu Great Fish River i przekroczył ją na około 27°S i 18°E. Alexander szkicował z grubsza trasę swej wyprawy między rzeką Orange i zatoką Walvisch (których szerokości i długości geograficzne są znane) oceniając kierunek i czas trwania podróży przez wóz ciągnięty przez woły.

Alexander przywiózł do Capetown trochę okazów przyrodniczych. W swej książce z 1838 roku, w dodatku *Okazy mineralogiczne*, Alexander stwierdza, że znalazł liczne bryły żelaza rozrzucone na wschodnim brzegu Great Fish River. Sporządzona przez Alexandra mapa jego wyprawy zawiera uwagę „liczne bryły żelaza" przy wschodnim brzegu Great Fish River, ale około 80 km od jego trasy. Przypuszczalnie oparł się on na doniesieniach wcześniejszych podróżników. Dodatek w książce Alexandra zawiera pracę Herschela na temat bardzo małego okazu żelaza ze wschodniego brzegu Great Fish River. Wyjątki z tego dodatku są cytowane poniżej. W pracy Herschela gran oznacza jednostkę masy równą 0,0648 grama.

Okazy mineralogiczne

... Sir John Herschel odczytał przed Instytutem Literatury i Nauki Afryki Południowej, którego był pre-

zesem, następującą notatkę na temat badań chemicznych okazu rodzimego żelaza ze wschodniego brzegu Great Fish River, który podarowałem Instytutowi.

„Badany okaz ważył początkowo 21,79 grana, z czego oddzielono 3,12 grama i poddano pobieżnemu badaniu wstępnemu w celu wykrycia, czy zawiera on nikiel. Ilość ta okazała się jednak zbyt mała, tak że w następnej próbie wykorzystano całą resztę.

Żelazo okazało się kowalne i ciągliwe; wyraźnie doskonałej jakości, o nieco bardziej białym i srebrzystym połysku niż metal w swej zwykłej postaci. Wyraźnie też było mało podatne na utlenianie, która to cecha jest obserwowana w żelazie, o którym zwykle sądzi się, że jest niewątpliwie pochodzenia meteorowego.

[Herschel opisał następnie praktyczne szczegóły swej analizy i kontynuował] ... pozostała ciecz miała ten szczególny bladozielony odcień, który cechuje roztwory niklu.

Obecność tego metalu została potwierdzona przez stężenie roztworu typową metodą i wyznaczenie ilości niklu, a mianowicie 0,86 grana czyli 4,61 procent analizowanego okazu.

Tak więc okazuje się, że okaz przywieziony przez kapitana Alexandra jest podobnie meteorowego pochodzenia, jak pozostałe bryły rodzimego żelaza niklonośnego znajdowane w innych miejscach, którym takie pochodzenie przypisuje się bez dalszych dowodów.

Wszystkie takie okazy były jednak, o ile mi wiadomo, odosobnionymi, pojedynczymi bryłami. To co stanowi szczególną i ważną cechę tego odkrycia kapitana Alexandra, to stwierdzony przez niego fakt obfitego występowania tego rodzimego żelaza, rozrzuconego na powierzchni znacznego obszaru kraju. Jeśli wszystkim im przypisać pochodzenie meteorowe, musiał tam spaść deszcz żelaza, a ponieważ nie można wyobrazić sobie żadnego powodu eksplozji bryły żelaza i trudno znaleźć siłę zdolną rozerwać na kawałki zimny blok tej bardzo ciągliwej materii, musimy z konieczności dojść do wniosku, że musiał on przybyć w postaci zlepionej i zostać rozrzucony pod działaniem powietrza, albo też w stanie płynnym lub przynajmniej zmiękczonym."

W 1837 roku niektórzy naukowcy wciąż uparcie odrzucali pojęcie meteorytów. Herschel jednak interpretował wynik swej chemicznej analizy okazu Alexandra jako dowód, że był on podobny do innych brył żelaza niklonośnego, które Herschel akceptował jako meteoryty, które zderzyły się z Ziemią. Termodynamiki wtedy jeszcze nie wymyślono, tak że przekształcenie energii kinetycznej w ciepło nie było rozumiane i dlatego fragmentacja bryły żelaza na wiele małych kawałków była dla Herschela zagadką. Herschel podkreślał znaczenie faktu znalezienia wielu małych brył żelaza na znacznym obszarze kraju stwierdzając istnienie pierwszego znanego obszaru rozrzutu meteorytów żelaznych.

Ta ogromna elipsa rozrzutu meteorytów żelaznych w Namibii jest obecnie znana jako teren spadku meteorytów Gibeon (występujących także pod wieloma innymi nazwami). *Catalogue of Meteorites* (str. 149) opisuje meteoryt Gibeon jako „Znaleziony w 1836 r., znany wcześniej" i powołuje się na pracę Alexandra w *Journal of the Royal Geographical Society of London*, 1838, str. 24. Liczne duże okazy Gibeona znajdują się w rozmaitych zbiorach. Wśród nich jest ważący 12613 kg okaz z Muzeum w Windhoek w Namibii.

OFERTA

***Gibeon, oktaedryt drobnoziarnisty IVA* — kilkugramowe całkowite okazy, niektóre z „okienkiem", w którym widać figury Widmanstättena — cena 2 zł/gram.**

***Mt. Tazerzait, chondryt zwyczajny L5* — kilkugramowe płytki polerowane z jednej strony — cena 11 zł/gram**

Zamówienia prosimy kierować pod adres: Andrzej S. Pilski, skr. poczt. 6, 14-530 Frombork.

Nowiny

Następny krewny Baszkówki (?)

Kilka miesięcy temu redaktor wypatrzył w katalogu aukcyjnym Philipsa zdjęcie oferowanej na sprzedaż płytki chondrytu L5 Tjerebon, która wydała mu się bardzo podobna do chondrytów Baszkówka i Mt. Tazerzait. Poprosił Rolfa Bühlera ze Swiss Meteorite Laboratory o porównanie okazów tych meteorytów. Przed kilkoma dniami pojawił się oczekiwany e-mail, w którym Bühler potwierdził, że podobieństwo jest uderzające. Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie postanowił zakupić od Swiss Meteorite Laboratory płytkę tego meteorytu i włączyć do programu badań chondrytu Baszkówka kwestię wspólnego pochodzenia obu meteorytów. Chondryt Tjerebon spadł 10 lipca 1922 roku w Indonezji. Znaleziono dwa okazy po ok. 8 kg każdy. Jest bardzo słabo przebadany i jego fragmenty są tylko w nielicznych zbiorach muzealnych. Większość jest w zbiorach prywatnych lub zaginęła.

Konferencja w Państwowym Instytucie Geologicznym

Kolejna konferencja poświęcona badaniom meteorytów odbędzie się 3 grudnia br. (środa) w sali konferencyjnej Państwowego Instytutu Geologicznego przy ul. Rakowieckiej 4 w Warszawie. Przewidywane są referaty: „Niezwykły głaz z Łapina na Pomorzu" i „Meteoryt Baszkówka — nietypowy przedstawiciel chondrytów grupy L" oraz, tradycyjnie, ożywiona dyskusja. Instytutowi przyznano grant na badania Baszkówki, dzięki czemu badanie tego meteorytu nabiera tempa.

Wystawa meteorytów w Muzeum Ziemi PAN w Warszawie

Wystawa miała zostać otwarta 6 października, ale otwarcie się opóźnia i o kolejny termin trzeba pytać w Muzeum Ziemi (tel. 629-80-64). Warto ją będzie zobaczyć, gdyż Muzeum pokaże swe najładniejsze okazy ze wspaniałą, ponad trzykilogramową płytą pallasytu Esquel na czele. Będą też liczne okazy meteorytów Pułtusk i Łowicz, efektowna płytka meteorytu Świecie, spory fragment Baszkówki z polerowaną powierzchnią przekroju i wiele innych. Autorką wystawy jest dr Teresa Hanczke.

Streszczenia

OPOWIEŚĆ KU PRZESTRODZE O RÓŻNORODNOŚCI W METEORYTACH ŻELAZNYCH IAB

G.K. Benedix, T. J. Mc Coy i K. Keil

Meteoryty żelazne typu IAB cechują się dużymi różnicami w zawartości pierwiastków syderofilnych i występowaniem inkluzji zawierających krzemiany. Są one powiązane z winonaitami i mogą mieć związek z meteorytami żelaznymi IIICD. Jedną z najbardziej interesujących cech tych meteorytów jest różnorodność morfologii, mineralogii i tekstur inkluzji zawierających krzemiany tak w obrębie jednego meteorytu jak i w różnych meteorytach tego typu. Różnorodność ta została zauważona przez badaczy już wcześniej, ale ostatnio odnalezione i sklasyfikowane meteoryty IAB jeszcze bardziej ją powiększyły. Chociaż ta różnorodność utrudnia nasze starania, aby poznać pochodzenie tej grupy meteorytów, to w końcu muszą w niej kryć się istotne wskazówki do rozwiązania zagadki ciała macierzystego meteorytów IAB i winonaitów. Modele mające wyjaśnić pochodzenie tych grup meteorytów opierają się albo na częściowym stopieniu i krystalizacji frakcyjnej podczas tworzenia się jądra bogatego w siarkę, albo na stopieniu regolitu chondrytowego poprzednika w wyniku zderzeń. Alternatywna teoria próbująca wyjaśnić pochodzenie meteorytów IAB i winonaitów odwołuje się do częściowego stopienia chondrytowego poprzednika, niecałkowitej dyferencjacji i powstania jądra, rozpadu w wyniku zderzenia, ponownego połączenia się fragmentów jądra i płaszcza i powolnego stygnięcia z towarzyszącym temu metamorfizmem. Nasze badania okazów i płytek cienkich meteorytów IAB ujawniły dużą rozmaitość inkluzji, które zostały tymczasowo podzielone na pięć typów, choć mamy świadomość, że w niektórych meteorytach inkluzje mają cechy kilku typów. Typy te omawiamy szczegółowo poniżej.

Meteoryty IAB bogate w siarczki: Do tego typu należy Mundrabilla, niezwykły meteoryt zawierający przerosty metalu i troilitu o teksturze dendrytycznej. Tekstura ta powstała w wyniku szybkiej krystalizacji stopu zachodzącej w tempie ok. 5°C na rok. Rzadko spotykane, kanciaste, centymetrowej wielkości inkluzje krzemianów w troilicie są podobne do kanciastych inkluzji krzemianowych w innych meteorytach IAB. Do powstania Mundrabilli doprowadziła szybka krystalizacja izolowanego zbiornika stopu ubogiego w krzemiany po ponownym zlepieniu się ciała macierzystego.

Niechondrytowe inkluzje krzemianowe: Do tego typu zaliczamy gruboziarniste, bazaltowe inkluzje w meteorycie Caddo County, troktolitowe inkluzje w Ocotillo i bogate w oliwin okruchy w winonaitach. Ich mineralogie i tekstury wskazują, że te inkluzje powstały w wyniku częściowego topnienia. Inkluzje troktolitowe mogą wskazywać na wydłużony okres krystalizacji frakcyjnej.

Inkluzje zaokrąglone: Te zaokrąglone lub ameboidalne inkluzje składają się głównie z troilitu lub grafitu i czasem zawierają kanciaste inkluzje krzemianowe. Występują one np. w meteorytach Toluca, Odessa i Canyon Diablo (oraz Morasko, ale krzemianów tam jeszcze nie stwierdzono — przyp. tłum.). W licznych okazach meteorytu Toluca występuje różnorodność rozmieszczenia inkluzji, ich budowy i mineralogii. W mniejszych okazach inkluzje występują rzadko lub wcale. Bogate w troilit inkluzje o nieregularnych kształtach zawierają często kanciaste okruchy krzemianów, podczas gdy okruchy bogate w grafit są bardziej zaokrąglone i uboższe w krzemiany. Te inkluzje tworzyły się prawdopodobnie w powoli krystalizujących zbiornikach stopu po ponownym zlepieniu się.

Kanciaste inkluzje krzemianowe: Do tego typu zaliczamy większość inkluzji znalezionych w takich meteorytach IAB jak Lueders i Campo del Cielo (zob. okaz w Olsztyńskim Planetarium — przyp. tłum.). Krzemianowe okruchy stanowią do 40% skały i przypominają bardzo winonaity. O ograniczonym częściowym topnieniu tych krzemianów świadczą obszary bogate i ubogie w plagioklaz. Te meteoryty IAB powstały przypuszczalnie w wyniku wymieszania podczas katastrofalnego rozbicia, przy czym zimniejsze krzemiany wpadły w stopiony metal i spowodowały jego szybką krystalizację, w wyniku czego zachował się skład metalicznego stopu.

Inkluzje bogate w fosforany: W meteorycie IAB San Cristobal o wysokiej zawartości niklu występują inkluzje krzemianowe zawierające brianit. Meteoryty IIICD Dayton i Carlton o wysokiej zawartości niklu także zawierają inkluzje bogate w fosforany. Wysoka zawartość niklu i liczne nietypowe fosforany (np. brianit) są prawdopodobnie wynikiem frakcjonalnej krystalizacji dużych zbiorników płynnego metalu.

Każdy z powyższych typów ilustruje różnorodność procesów takich jak topnienie, metamorfizm i zderzenie, które oddziaływały na ciało macierzyste meteorytów IAB i winonaitów.

DAR AL GANI 262: PIERWSZY KSIĘŻYCOWY METEORYT Z SAHARY

A. Bischoff i D. Weber

10 kwietnia 1997 r. otrzymaliśmy wiadomość, że (prawdopodobnie) znaleziono pierwszy księżycowy meteoryt na Saharze. Wstępne badania wkrótce po znalezieniu pokazały, że Dar al Gani 262 istotnie jest trzynastym meteorytem księżycowym: polimiktyczną brekcją anortozytową z księżycowych wyżyn.

Dar al Gani 262 znaleziono 23 marca 1997 r. w libijskiej części Sahary. Znaleziony okaz ważył 513 g. Tak więc jest to jeden z największych meteorytów księżycowych. Dar al Gani 262 jest polimiktyczną brekcją zawierającą liczne okruchy o jasnej barwie osadzone w spoistym, drobnoziarnistym cieście skalnym. Niektóre okruchy mają rozmiary do 1 cm.

Mineralogia: Przygotowano dwie płytki cienkie. Skała jest umiarkowanie zwietrzała i zawiera kilka pęknięć wypełnionych ziemskim kalcytem i czasem siarczanem baru. Poza tymi wypełnionymi pęknięciami całą płytkę cienką przecinają liczne żyłki powstałe w wyniku stopienia skały przy zderzeniu.

Dar al Gani 262 zawiera okruchy bardzo podobne do innych brekcji regolitowych z wyżyn księżycowych. Najczęściej występującymi rodzajami skały są anortozyty i brekcje anortozytowe, granulity i skaleniowe brekcje zderzeniowe drobnoziarniste do mikroporfirowych. Dar al Gani 262 zawiera kilka fragmentów szkliwa (częściowo zrekrystalizowanego) i dwie kulki szkliwa. Składniki maficzne znajdowane w innych meteorytach księżycowych zdarzają się tu bardzo rzadko. W drobnoziarnistym cieście skalnym brekcji i w żyłkach pozderzeniowych występują cząstki metalu Fe-Ni o różnej zawartości niklu (5 – 26% wagowo). Ciasto skalne Dar al Gani 262 jest dobrze skonsolidowane i porowatość jest bliska zeru.

Plagioklazem w całej skale jest anortyt (przeważnie $An_{>95}$). Oliwiny i ubogie w wapń pirokseny mają różny skład (odpowiednio Fa_{20-71} i Fs_{26-63}). Jako minerały akcesoryczne występują ilmenit, troilit i spinel tytanowy i chromowy.

Efekty szokowe: Jak w przypadku wszystkich polimiktycznych brekcji zderzeniowych okruchy minerałów i skał pochodzą z nieznanej liczby zderzeń i wykazują różny stopień przeobrażeń szokowych. Większość utworów szokowych wynika z procesów, które występowały przez zestaleniem się brekcji i wyrzuceniem jej z Księżyca (np. tworzenie się brekcji zderzeniowych, brekcji anortozytowych i kulek). Dar al Gani 262 zawiera okruchy bogate w maskelynit (anortozyty) nie obserwowane w QUE 93069. Ponieważ jednak okruchy te występują blisko fragmentów, w których skaleń wykazuje tylko słabe faliste wygaszanie, powstanie maskelynitu już w tej skale jest wykluczone. Większość oliwinów ma równoległe spękania; w kilku przypadkach

widoczne są mozaiki. Te utwory szokowe wskazują, że cała skała musiała doznać ciśnień 15 – 20 GPa. Żyłki biegnące przez wszystkie rodzaje skały z pewnością powstały po jej zestaleniu.

Podsumowanie: Jak już pokazano, skała w wysokim stopniu składa się ze skaleni. Wstępna rentgenowska analiza chemiczna dała następujące zawartości pierwiastków (w % wagowo): Mg 2,4; Al 15,2; Si 20,3; Ca 13,1; Fe 3,5. Według tych danych Dar al Gani miałby najwyższą zawartość Al i Ca spośród meteorytów księżycowych. Wartość Ca jest jednak prawdopodobnie zafałszowana obecnością ziemskiego kalcytu, który wypełnia pęknięcia w meteorycie. Dane mineralogiczne i chemiczne mogą dać ograniczenia na obszary Księżyca, z których meteoryt może pochodzić. Obszarem źródłowym Dar al Gani 262 musi być teren wyżyn pozbawiony maficznych fragmentów pozderzeniowych i składników mórz księżycowych.

WIELOKROTNE SPADKI I NIEZWIĄZANY Z NIMI CHONDRYT H5 NA OBSZARZE ROZRZUTU PALLASYTU IMILAC W CHILE.

M. Killgore i J.F. McHone

Wstęp: Już w 1822 roku znajdowano pallasyty na pustyni Atacama w Chile. Chociaż od tego czasu miejsce znajdowania meteorytów Imilac było często odwiedzane, trudno spotkać rzetelne dane na temat dokładnych miejsc występowania i liczby znalezionych okazów. W wyniku ekspedycji w roku 1973 dokładne współrzędne i szkicową mapę głównego obszaru występowania pallasytu Imilac opublikował Buchwald. Fragmenty pallasytu znajdowano rozrzucone na powierzchni 200 × 400 m. wydłużonej w kierunku z północnego zachodu na południowy wschód. Koncentrację fragmentów przy północnym, wyżej położonym brzegu i kawałki znajdowane nawet dość daleko na wschód od głównego obszaru uznano za wynik działania erozji i skutek lotu meteoroidu z północnego wschodu. Nie zidentyfikowano krateru uderzeniowego, a pojedynczy dół o średnicy 8 m i stromych zboczach uznano za pozostałość po dawnych pracach górniczych. Od chwili jego odkrycia obszar rozrzutu pallasytu Imilac był terenem poszukiwań meteorytów, które trwają do dziś.

Obecne wyniki: Mimo działalności zbieraczy meteoryty i pierwotna powierzchnia zachowały się stosunkowo dobrze w tym suchym pustynnym otoczeniu. Killgore odwiedził to miejsce na początku roku 1996 i dysponując nowoczesnymi przyrządami do nawigacji i wykrywania metalu zweryfikował i poszerzył wcześniejszą pracę Buchwalda. Systematyczne przeszukiwanie wykrywaczem metalu pokazało, że pozostałe liczne fragmenty meteorytu nie są rozrzucone przypadkowo. Są one raczej wymieszane z glebą do głębokości około 20 cm od powierzchni i występują wzdłuż linii przypominających promienie. Jeden zestaw rozchodzących się promieni jest związany z dołem uznanym wcześniej za wykopany przez ludzi. Biegną od niego przynajmniej cztery promienie, o długości do 80 m, w kierunkach NE, ENE, ESE i SE. W odległości 40 m od środka dołu te pasy fragmentów meteorytowych mają około 3 m szerokości. Bliżej dołu zbiegają się one i stają się coraz szersze łącząc się w końcu przy wschodniej krawędzi dołu. Po zachodniej stronie dołu w zasadzie brak meteorytowych promieni. Te rozchodzące się promieniście struktury wyraźnie wskazują, że dół powstał w rzeczywistości wskutek uderzenia pojedynczego meteorytu. W wyniku jego trajektorii biegnącej ukośnie z zachodu lub południowego zachodu promienie fragmentów i wyrzuconej gleby ułożyły się na przedłużeniu kierunku lotu około 74° wg kompasu.

Jakieś 200 m w kierunku, skąd przyleciał meteoryt (154°) od tego pierwszego krateru znajduje się mniejsza, dobrze zachowana i nie wspominana wcześniej kołowa depresja o średnicy 2 m i głębokości 0,8 m. Utwór ten jest otoczony niemal nienaruszonym wałem, a warstwy pod wewnętrznymi zboczami są łagodnie pochylone w kierunku od środka. Osady we wschodnim zboczu od strony pierwszego krateru są silniej nachylone i pokryte częściowym wałem wyrzuconego gruzu skalnego. Choć zagłębienie to wydaje się wykopane, w gruzie skalnym występują fragmenty meteorytu.

Dalsze 500 m w kierunku, skąd przyleciał meteoryt i na linii prostej z dwoma poprzednimi zagłębieniami znajduje się drugie nie opisane dotąd zagłębienie. Jest ono najmniejsze, o wymiarach 1,5 × 1 m, wydłużone w kierunku lotu i podobnie jak poprzednio częściowy wał gruzu skalnego z fragmentami meteorytów znajduje się tylko po stronie wschodnio-północnowschodniej za wydźwigniętym nieco w górę wałem krateru.

Niezwiązany meteoryt: Grupę nietypowych fragmentów meteorytu znaleziono na powierzchni o średnicy 10 m w odległości 68 m na północny północny zachód od największego krateru. Próbka spośród znalezionych 53 fragmentów ważących łącznie 783 g została sklasyfikowana przez F. Wlotzka z Instytutu Maxa Plancka w Moguncji jako chondryt zwyczajny H5. Stopień zwietrzenia i zasypania fragmentów wskazuje, że jest to wcześniejszy spadek poprzedzający spadek pallasytu.

Wnioski: Trzy zagłębienia ułożone wzdłuż jednej linii na terenie spadku pallasytu Imilac interpretuje się tu, jako powstałe w wyniku uderzeń meteorytów. Wszystkie trzy cechują się asymetrycznym rozkładem gruzu skalnego i fragmentów meteorytu, które zostały wyrzucone w tym samym wschodnio północno wschodnim kierunku, czyli zgodnie z kierunkiem lotu. Największy krater o średnicy 8 m, uznany wcześniej za wykopany przez ludzi, jest w środku szeregu zbiegających się promieni utworzonych przez fragmenty meteorytu. Dwa pozostałe zagłębienia znajdują się na linii biegnącej z WSW na ENE i przechodzącej przez największy krater. Chondryt H5 znaleziony na terenie spadku Imilac prawdopodobnie spadł wcześniej.

Od redaktora: *Wybrałem tę publikację, aby pokazać, że właściwie zorganizowane poszukiwanie meteorytów owocuje nie tylko okazami na sprzedaż, ale i pracami naukowymi. Pierwszy z autorów, Marvin Killgore, prowadzi Southeast Meteorite Laboratory w Arizonie i był często wymieniany w relacjach z targów w Tucson.*

METEORYTY ŻELAZNE Z KRZEMIANAMI I ZWIĄZANE Z NIMI METEORYTY KAMIENNE: PODOBIEŃSTWA I RÓŻNICE DOTYCZĄCE POCHODZENIA.

T. J. Mc Coy, G.K. Benedix i K. Keil

W ostatnich 10 latach kilka grup meteorytów przeszło od roli skromnych odnośników w katalogach meteorytów dotyczących zwykle pojedynczych przypadków do roli znaczących grup, które mogą zwiększyć naszą wiedzę o pochodzeniu i ewolucji Układu Słonecznego. Należą do nich grupy IAB, IIE, IIICD, i IVA meteorytów żelaznych oraz acapulcoity, lodranity i winonaity spośród meteorytów kamiennych. Grupy te pochodzą z czterech lub pięciu odrębnych ciał macierzystych (IAB — winonaity ±IIICD, IIE, IVA, acapulcoity — lodranity). Wydaje się jednak, że na tych niezależnych ciałach zachodziły podobne procesy, które doprowadziły do powstania tych meteorytów. Dokonamy przeglądu tych procesów oraz podobieństw i różnic między tymi grupami meteorytów.

Materia wyjściowa: Modalne składy mineralne podobne do składu chondrytów sugerują, że większość tych grup wywodzi się z materii chondrytowej. Przypuszczenie to jest najsilniej uzasadnione w przypadku inkluzji krzemianowych w meteorytach żelaznych IIE oraz acapulcoitów i winonaitów, gdzie zachowały się reliktowe chondry, a najsłabiej w przypadku silnie frakcjonowanych meteorytów żelaznych IVA. Sugerujemy, że ciała macierzyste tych grup wyglądały inaczej niż znane typy chondrytów, chociaż zaproponowano istnienie pewnych powiązań między krzemianami z typu IIE i chondrytami typu H, oraz krzemianami

z typu IVA i chondrytami L lub LL. Ponadto znaleziono dowody istnienia pierwotnych różnorodności w mineralogii, składzie mineralnym i izotopów tlenu a nawet korelacje między nimi w acapulcoitach i lodranitach oraz meteorytach żelaznych IAB i winonaitach. Istnienie tych różnorodności i ich zachowanie mimo silnego ogrzewania, jest godną uwagi cechą tych ciał macierzystych.

Ogrzewanie i częściowe topnienie: Wszystkie te grupy były ogrzane do temperatur umożliwiających częściowe topnienie. Stopień topnienia waha się od eutektycznego topnienia Fe,Ni-FeS (acapulcoity, niektóre winonaity, niektóre IIE) do rozległego częściowego topnienia krzemianów i przemieszczania się magmy (lodranity, niektóre IAB i IIE). IVA mogły doznać jeszcze silniejszego topnienia. Proponujemy, że źródłem ciepła dla tego topnienia nie były zderzenia (^{26}Al, indukcja elektromagnetyczna).

Mieszanie i brekcjacja: acapulcoity-lodranity nie są brekcjami, ale mieszanie fragmentów skał o różnej budowie grało ważną rolę przy powstawaniu pozostałych grup. Rozległe mieszanie stałych krzemianów i płynnego metalu występowało w meteorytach żelaznych IAB, IIE, IIICD, IVA i winonaitach. W większości przypadków z wyjątkiem może meteorytów żelaznych IVA, to mieszanie prawdopodobnie wystąpiło jako skutek (wielokrotnych?) procesów zderzeniowych, w tym być może katastrofalnego rozpadu i ponownego zlepienia się ciał macierzystych.

Efekty stygnięcia: Stygnięcie po osiągnięciu maksymalnych temperatur i ewentualnym zderzeniowym mieszaniu w meteorytach żelaznych IAB, IIE i IIICD wytworzyło szereg utworów. Meteoryty żelazne IAB i IIICD o wysokiej zawartości niklu są wynikiem krystalizacji frakcyjnej dużych zbiorników stopu metalu. Zrekrystalizowane tekstury krzemianów i zrównoważony skład mineralny w IAB-winonaitach, IIE, IIICD i acapulcoitach-lodranitach są wynikiem metamorfizmu. Redukcja maficznych krzemianów jest powszechną cechą lodranitów i IAB-winonaitów i wytworzyła się podczas metamorfizmu. Na koniec gruboziarniste inkluzje magmowe w niektórych meteorytach żelaznych IAB i IIE oraz acapulcoitach-lodranitach krystalizowały podczas powolnego stygnięcia.

Szok po zestaleniu: Efekty szokowe są w większości tych grup stosunkowo niewielkie. Ważnym wyjątkiem są meteoryty żelazne IIE, gdzie wstrząs po zestaleniu spowodował przetopienie istniejących inkluzji krzemianowych i być może wywołał dalsze frakcjonowanie.

Te cztery lub pięć ciał macierzystych, z których pochodzą omawiane meteoryty, utworzyło się z chondrytowych, czasem heterogenicznych, obiektów, które w różnym stopniu zostały ogrzane, częściowo stopione i w których wystąpiło przemieszczanie się magmy. W wielu przypadkach w pobliżu maksymalnej temperatury wystąpiło mieszanie się różnych fragmentów skał wskutek zderzeń. Stygnięcie i krystalizacja spowodowały znaczne przeobrażenia, a efekty szokowe po zestaleniu są w większości przypadków niewielkie.

TWORZENIE CHONDRYTÓW POPRZEZ TURBULENCJĘ I FALE UDERZENIOWE W MGŁAWICY SŁONECZNEJ

J. A. Wood

Dowodziłem wcześniej, że w mgławicy słonecznej najbardziej prawdopodobnym źródłem ciepła dla składników chondrytów były fale uderzeniowe w gazie i że turbulencja była mechanizmem, który powodował łączenie stałej materii w poprzedniki chondr i chondryty. Tutaj rozważane są dwa ważne aspekty tych mechanizmów tworzących chondry: (1) Koncentracja cząstek przez odwirowywanie z wirów turbulencyjnych jest selektywna ze względu na wielkość cząstek. Cuzzi i in. stwierdził, że proces ten wybiera i koncentruje obiekty o wielkości chondr, co jest ważnym odkryciem dla meteorytyki, ale nie wyjaśnił łączenia się cząstek pyłu w poprzedniki chondr. Ta praca pokazuje, że wielkość cząstek wybieranych przez odwirowywanie zależy od ciśnienia gazu: bardziej rozrzedzony gaz koncentruje mniejsze cząstki. Pionowy rozkład ciśnień w mgławicy w stadium opadania ku centralnej płaszczyźnie jest od 3×10^{-5} bara w płaszczyźnie centralnej do 6×10^{-8} bara przy powierzchni mgławicy. O ile chondry mogą koncentrować się w pobliżu płaszczyzny centralnej, to pył o średnicy ok. 10 mm koncentruje się najbardziej wydajnie przy powierzchni dysku. (2) Fale uderzeniowe mogły mieć czasem możliwość oddziaływania z obszarami, w których zostały zgromadzone przez turbulencję stałe cząstki (obojętne jakiej wielkości). Ogrzewanie szokowe byłoby w tym przypadku szczególnie skuteczne, ponieważ duża gęstość cząstek hamowałaby wypromieniowywanie ciepła. Skala czasowa stygnięcia chondr może być określona przez tempo w jakim koncentracja cząstek zostanie całkowicie rozproszona przez zmieniający się kształt turbulencji i cząstki będą w stanie wypromieniowywać ciepło.

Masa stałych cząstek w strefie koncentracji w wyniku turbulencji może być całkiem duża ($10^{11} – 10^{13}$ kg), co oznaczałoby, że ich przyspieszanie i ogrzewanie przez falę uderzeniową powoduje, że traci ona znaczną ilość energii. Jeśli tak, to cząstki, do których fala uderzeniowa dotrze najpierw, będą przyspieszane bardziej, niż cząstki znajdujące się głębiej w koncentracji, do których fala dociera już wyhamowana w wyniku oddziaływania z wcześniejszymi cząstkami. Im dalej w głąb koncentracji, tym mniej będą cząstki przyspieszane. Wypadkowym efektem będzie powstawanie względnych prędkości cząstek przyspieszanych przez szok i w efekcie dalsze zgęszczanie chmury cząstek wzdłuż osi równoległej do kierunku ruchu fali uderzeniowej. Ponadto jeśli fala uderzeniowa była najbardziej osłabiona i spowolniona tam, gdzie koncentracja cząstek była największa, to pojawi się lokalne zakrzywienie czoła fali i tendencja do zakręcanie wokół chmury cząstek. To zakrzywienie będzie dodawać przyspieszanym cząstkom składową ruchu skierowaną do wewnątrz powodując dalszą ich koncentrację i ogniskowanie. To zbieranie razem cząstek w ośrodku, który już jest znacznie skoncentrowany, może mieć decydujące znaczenie dla zapoczątkowania zlepiania się chondrytów, oraz bardziej drobnoziarnistych skupień, które stały się chondrami i innymi składnikami chondrytów.

Materiały VII Seminarium Meteorowo-Meteorytowego

są do nabyciaw Olsztyńskim Planetarium i Obserwatorium Astronomicznym (adres: Aleje J. Piłsudskiego 38, 10-450 Olsztyn, w cenie 7zł za egzemplarz plus koszt wysyłki.