

Agnieszka JASTRZEBSKA¹

**ZMIANY SZOKOWE W METEORYTACH ŻELAZNYCH
NA PRZYKŁADZIE METEORYTÓW MORASKO I JANKOWO DOLNE
SHOCK EFFECTS IN IRON METEORITES –
MORASKO AND JANKOWO DOLNE METEORITES**

Abstract: Iron meteorites are the only ones to be linked with terrestrial impact craters. As studies show, over half of all iron meteorites shows signs of being shocked some time in their history to pressures over 130 kb. This paper is a short review of main shock metamorphism features in iron meteorites. Mechanisms leading to forming shock metamorphism features are described and examples of application of shock metamorphism studies are given.

Keywords: Shock metamorphism, iron meteorites, Morasko, Jankowo Dolne meteorites

WSTĘP

Znaczna część odnajdywanych fragmentów meteorytów z Moraska i Jankowa Dolnego wykazuje wyraźne zmiany szokowe.

Do powstania systematycznych badań wywołanych szokowo zmian w meteorytach żelaznych przyczyniły się obserwacje przeprowadzone przez H. H. Niningera (1956), dotyczące różnic pomiędzy okazami meteorytu Canyon Diablo znalezionymi na otaczających Krater Barringera równinach oraz okazami pochodzącymi z obrębu samego krateru.

Meteority żelazne są na razie jedynym typem meteorytów, dla których znaleziono powiązanie z ziemskimi kraterami impaktowymi (Lipschutz 1968). Podczas uderzenia takiego meteorytu w powierzchnię Ziemi, efekty metamorfizmu pojawiają się oczywiście nie tylko w skałach ziemskich, w które następuje uderzenie, ale także w obrębie ciała samego meteorytu. Jednak nie tylko ziemskie zdarzenie impaktowe powoduje powstanie metamorfizmu szokowego – może on być także rezultatem przedziemskich zderzeń meteoroidów.

Po uformowaniu meteoroidu żelaznego w lity obiekt, istnieje kilka sytuacji, w których może on zostać zszokowany:

- pierwszą z nich jest kolizja rozbijająca jego ciało macierzyste i redukująca jego średnicę do rzędu dziesiątek do tysięcy kilometrów;
- następnie meteoroid może doznać wtórnych kolizji w czasie swego orbitowania wokół Słońca. Badania zawartości nuklidów kosmogenicznych w meteorytach pokazują, że takie wtórne kolizje nie są niczym niezwykłym;
- ostatnia możliwość to - tak jak w przypadku meteorytu Canyon Diablo - uderzenie w Ziemię dostarczające energii kinetycznej wystarczająco dużej, aby mogło dojść do eksplozji.

W rzeczywistości, niewiele meteorytów żelaznych uderza w Ziemię z energią wystarczająco wysoką, aby wytworzyć krater impaktowy. Jednocześnie z badań prowadzonych przez Jaina, Gordona i Lipschutza (1972) oraz Jaegera i Lipschutza (1967a)

¹ ul. Akacjowa 27/19, 43-178 Ormontowice. jastrzebska.a@gmail.com

wynika, że znacznie ponad połowa wszystkich meteorytów żelaznych wykazuje oznaki zszokowania w ciśnieniach przekraczających 130 kb.

Głównymi efektami szoku możliwymi do mikroskopowego zaobserwowania w obrębie meteorytu są:

- deformacje **kruche** na granicach fazowych oraz w obrębie kamacytu;
- deformacje **plastyczne** - deformacje ślizgowe, linie Neumanna oraz tzw. struktury matowe;
- deformacje **termiczne** – przemiany martenzytowe oraz rekrytalizacja kamacytu.

MECHANIZM POWSTAWANIA DEFORMACJI KRUCHYCH I PLASTYCZNYCH

Deformacje plastyczne przeważają w obrębie meteorytów nad deformacjami kruchymi. Wynika to oczywiście z plastycznych właściwości metalu.

Deformacje kruche to szczeliny na granicach faz i elementów strukturalnych oraz inne szczeliny i brekcjonowanie (Fig. 1). Z ich powstawaniem mamy do czynienia w warunkach wyjątkowo niskich temperatur (w przypadku żelaza temperatura ta wynosi około -190°C), a więc podczas zderzeń w przestrzeni kosmicznej. Meteoryty poddane deformacjom kruchym

w kosmosie w czasie przelotu przez atmosferę lub uderzenia w Ziemię najłatwiej ulegają rozpadowi (Semenenko & Tertichnaya 1996).

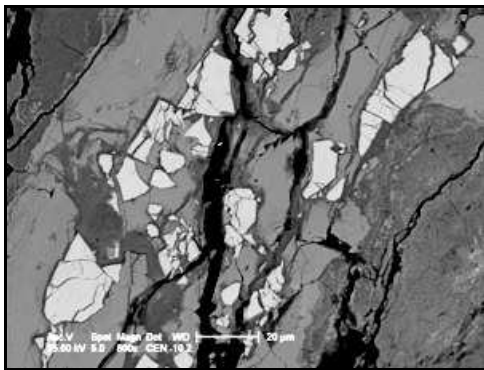


Fig. 1. Pokruszone ziarno schreibersytu w otoczeniu tlenków i wodorotlenków żelaza w zwietrzalej części meteorytu Morasko. Obraz BSE, mikroskop skaningowy.

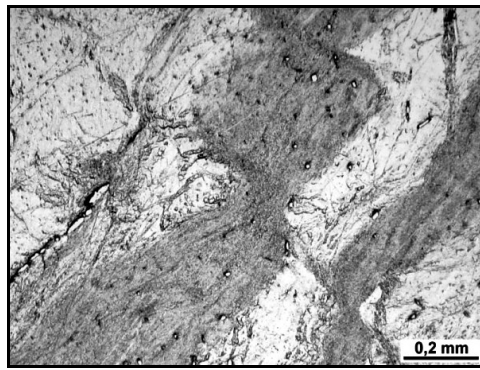


Fig. 2. Strefy deformacji ślizgowych (ciemne) w obrębie kamacytu w meteorycie Jankowo Dolne. Widoczne nieliczne jasne wrostki rhabdytu. Mikroskop do światła odbitego, światło spolaryzowane, 1 nikol. Powierzchnia trawiona nitałem.

Wśród **deformacji plastycznych** można wydzielić:

- deformacje ślizgowe będące wynikiem oddziaływania ciśnienia na ciało meteorytu w warunkach podwyższonych temperatur;
- zbliżnięcia czyli linie Neumanna powstające w obrębie kamacytu wskutek gwałtownie przyłożonego i krótkotrwałego ciśnienia.

Deformacje ślizgowe

Poślizg pojawia w obrębie metalu wzdłuż określonych kierunków krystalograficznych (najgęściej upakowane płaszczyzny), co powoduje przemieszczenia jednych płaszczyzn atomów względem sąsiednich. W ten sposób tworzą się pasma poślizgu, i mówimy że żelazo doznaje deformacji plastycznej (Fig. 2).

Mechanizm ten można by przyrównać to przesuwających się względem siebie kart do gry złożonych w talię (Fig. 3). Deformacje plastyczne są odpowiedzialne za podatność metalu na obróbkę za pomocą kucia.

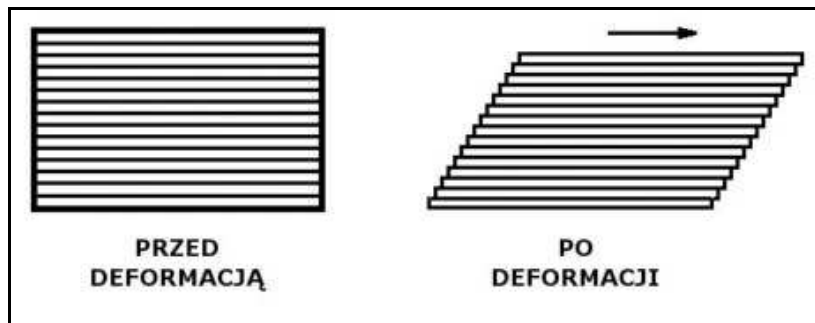


Fig. 3. Deformacja plastyczna wzdłuż płaszczyzn poślizgu (za: Uhlig 1955).

Linie Neumanna

Kiedy mamy do czynienia z gwałtownym uderzeniem lub szokiem, mechanizmem deformacji plastycznej jest powstanie zblizniaczeń (Fig. 5, Fig. 6). Atomy w sieci krystalicznej ulegają nagłemu przemieszczeniu, dając lustrzane odbicie układu atomów po drugiej stronie zblizniaczenia (Fig. 4).

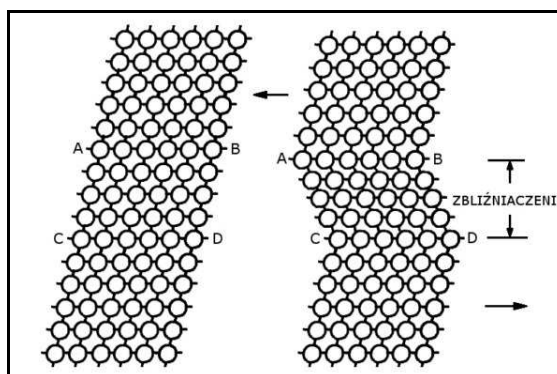


Fig. 4. Deformacja plastyczna przez zblizniaczenie (za: Uhlig 1955).

Krystalograficznie, linie Neumanna są zblizniaczeniami wzdłuż płaszczyzn (112), powstającymi w wewnętrznie centrowanej sieci krystalicznej kamacytu. Dużo rzadziej pojawiają się one w taenicie, ponieważ jego zewnętrznie centrowana sieć krystaliczna wykazuje raczej skłonność do rozładowywania napięcia deformacjami ślizgowymi wzdłuż płaszczyzny (111).

Powstawaniu linii Neumanna w żelazie sprzyja niska temperatura. Po zanurzeniu w ciekłym azocie, do ich wytworzenia wystarczy powolna deformacja, podczas gdy w temperaturze pokojowej potrzeba silniejszego szoku, na przykład wywołanego przez pocisk. Wraz ze wzrostem temperatury do powstania bliźniaków mechanicznych potrzeba coraz wyższego ciśnienia, a po przekroczeniu ok. 600°C linie Neumanna w ogóle się nie wytworzą. Podobnie po ogrzaniu metalu z liniami Neumana w temperaturze około 600°C linie te zanikają (Uhlig 1955).

Tworzeniu się linii Neumanna sprzyjają domieszki krzemu lub fosforu w stopie żelaza.

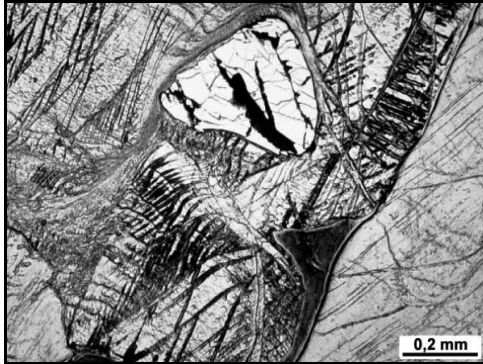


Fig. 5. Linie Neumanna w kamacycie. Duże jasne ziarno w górnej części zdjęcia to cohenit, w części dolnej - zwietrzały taenit. Meteoryt Morasko. Światło odbite, spolaryzowane, 1 nikol. Powierzchnia trawiona nitałem.

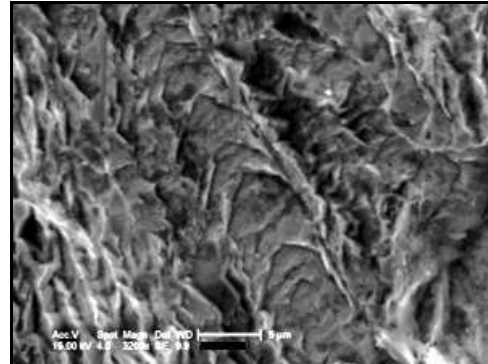


Fig. 6. Linia Neumanna w meteorycie Morasko widoczna pod mikroskopem skaningowym. Obraz BSE. Powierzchnia trawiona nitałem.

MECHANIZM POWSTAWANIA ZBLIŻNIACZEŃ MECHANICZNYCH

Linie Neumanna są wynikiem przechodzenia przez ciało meteorytu fali ciśnienia, przemieszczającej się w obrębie metalu z prędkością około 5000 m/sek. Przesuwający się front chwilowo przemieszczonych atomów ścina kryształ wzdłuż płaszczyzn sieci krystalicznej najbardziej podatnych na ścinanie, powodując powstawanie zblizniaczeń. Taki mechanizm powstawania sugerowałby tworzenie się prostych, równoległych linii (Fig. 7). Linie Neumanna bywają jednak zakrzywione, poprzerywane i poprzemieszczane, co jest związane z odbijaniem, rozpraszaniem lub uginaniem przechodzącej przez meteoryt fali na granicach ziaren lub nieciągłościach faz, a także na geometrycznych granicach samego meteorytu. Ponowne przejście takiej odbitej lub ugiętej fali powoduje zaburzenia w pierwotnym układzie linii (Uhlig 1955).

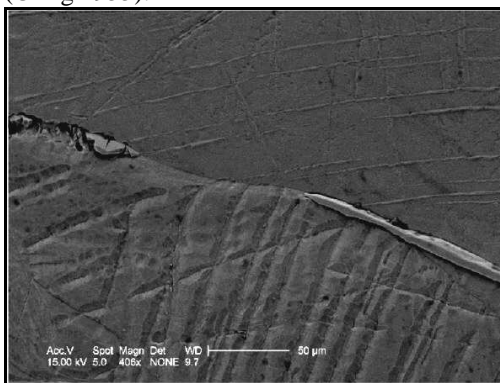


Fig. 7. Różnica w wyglądzie linii Neumanna w sąsiadujących ziarnach kamacytu o różnej orientacji krystalograficznej względem płaszczyzny preparatu. Meteoryt Morasko. Obraz BSE. Powierzchnia trawiona nitałem.

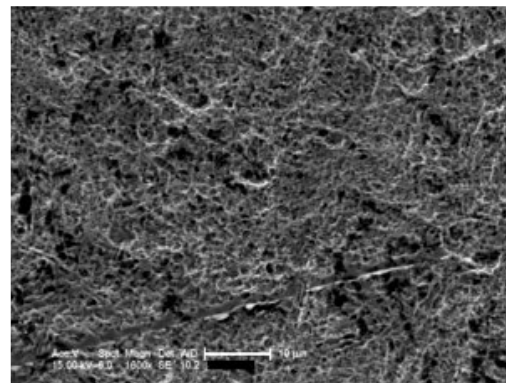


Fig. 8. Obraz BSE. Mikroskop skaningowy. Struktura matowa w wytrawionym nitałem okazie meteorytu Jankowo Dolne.

STRUKTURY MATOWE

Przy ciśnieniach około 130 kb pojawia się wskaźnik ciśnienia przypominający bezwęglowy martnezyt. Jest to drobnoziarnista matowa struktura (Fig. 8), powstająca w wyniku podwójnego przekształcenia: żelaza α do gęsto upakowanej, heksagonalnej fazy żelaza ϵ , które na powrót zamienia się w żelazo α . Struktura ta ma charakter bardziej gruboziarnisty w okazach zszokowanych do 400-600 kb (Lipschutz 1968). Użyteczność tej struktury jako wskaźnika ciśnienia jest jednak w pewien sposób ograniczona, ponieważ przy obserwacji pod mikroskopem kruszcowym ujawnia się ona tylko w ziarnach kamacytu, mających korzystną orientację w stosunku do wypolerowanej powierzchni meteorytu. Jednak zbadanie próbki za pomocą dyfrakcji rentgenowskiej ujawnia jej obecność niezależnie od orientacji ziarna (Heymann et al. 1966, Jaeger & Lipschutz 1967a, 1967b).

POLIKRYSTALICZNOŚĆ KAMACYTU

Struktury matowe w kamacycie przy badaniu rentgenowskim ujawniają swój polikrystaliczny charakter. Działanie ciśnienia wpływa na pewien „preferowany nieład” w układzie powstałych krystalitów – uporządkowanie, które w przedziale 190-800 kb maleje wraz ze wzrostem ciśnienia. Po przekroczeniu granicy 800kb uporządkowanie zanika, pozostawiając tzw. „nieład przypadkowy”, który nawet przy użyciu technik rentgenowskich jest nie do odróżnienia od struktur powstałych pod wpływem wygrzewania metalu (Jaeger & Lipschutz 1968) (por. Fig. 9).

ZMIANY TERMICZNE

Oddziaływanie na ciało meteorytu podwyższonej temperatury zazwyczaj zacierza lub całkowicie usuwa wskaźniki ciśnienia, powodując częściową lub całkowitą rekrytalizację kamacytu (Fig. 9). Zjawisko to może dotyczyć całego ciała meteorytu (na przykład w przypadku pogrzebania w rozgrzanym materiale wyrzuconym z miejsca uderzenia) lub tylko jego zewnętrznych stref (rozgrzanych podczas przelotu przez atmosferę) (Fig. 10). Innymi zmianami termicznymi są na przykład tworzenie obwódek dyfuzyjnych wokół ziaren cohenitu (austenit lub martensyt) lub rekrytalizacja troilitu (Lipschutz 1968, Axon et al. 1977).

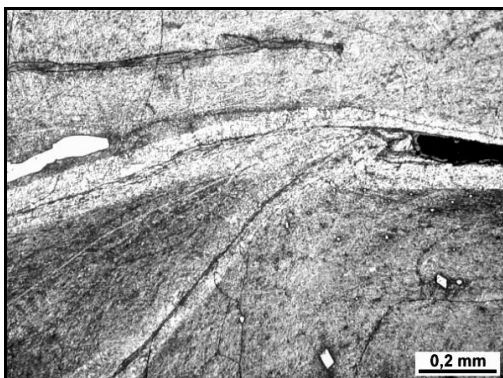


Fig. 9. Zrekrytalizowany termicznie (wzdłuż spękań) i szokowo kamacyt o różnych rozmiarach krystalitów. Widoczne jasne ziarno schreibersytu po lewej stronie zdjęcia oraz wrostki rhabdytu. Meteoryt Morasko. Mikroskop do światła odbitego, światło spolaryzowane, 1 nikol. Powierzchnia trawiona nitalem.

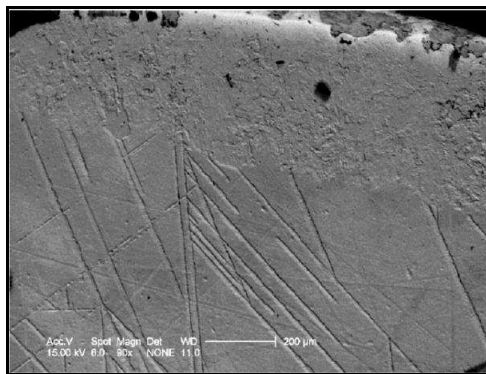


Fig. 10. Zrekrytalizowany termicznie kamacyt w części zewnętrznej meteorytu Morasko – widoczny zanik linii Neumanna. Obraz BSE, mikroskop skaningowy. Powierzchnia trawiona nitalem.

DIAMENTY METEORYTOWE

Metamorfizm szokowy może także powodować tworzenie się w meteorytach diamentów (Lipschutz & Anders 1961). Ich powstawanie wiąże się z rozpadem cohenitu lub rekrytalizacją grafitu.

CELOWOŚĆ BADAŃ ZMIAN SZOKOWYCH

Na podstawie obserwacji zmian szokowych w meteorytach można wysnuć wiele wniosków dotyczących ich przedziemskiej historii.

Jaeger i Lipschutz (1967b) na podstawie badań zawartości galu i germanu, tempa ochładzania oraz wieku wystawienia na promieniowanie kosmiczne 65 zszokowanych oktaedrytów wysnuli wniosek, że za większość efektów szokowych w tych meteorytach była odpowiedzialna pojedyncza kolizja pomiędzy planetoidami, która miała miejsce 650 ± 60 milionów lat temu. W kolizji tej brały udział dwa ciała, z których jedno (mniejsze) było ciałem macierzystym dla oktaedrytów, drugie natomiast dało początek chondrytom hiperstenowym. Powstałe w jej wyniku fragmenty zostały skierowane na orbity przecinające orbitę Marsa, a stamtąd przez ostatnie miliony lat były wysyłane w wyniku perturbacji, na orbity przecinające orbitę ziemską. Kolizją tą tłumaczy się fakt dominacji chondrytów hiperstenowych oraz średnioziarnistych oktaedrytów wśród spadających i odnajdywanych meteorytów. Meteoryty Morasko i Jankowo Dolne noszą wyraźne ślady zmian szokowych. Ich geneza wydaje się być związana z historią kosmiczną jak i spotkaniem z powierzchnią Ziemi.

LITERATURA

- AXON H. J., COUPER W. R. D., KINDER J., 1977. New shock effects in the phosphide and carbide phases of Canyon Diablo iron meteorites. *Nature* 267. 414–415.
- HEYMANN D., LIPSCHUTZ M. E., NIELSEN B., ANDERS E., 1966. Canyon Diablo meteorite: metallographic and mass spectrometric study of 56 fragments. *Journal of Geophysical Research* 71. 619-641.
- JAEGER R. R., LIPSCHUTZ M. E., 1967a. The pressure history of some iron meteorites. *Nature* 213. 975–977.
- JAEGER R. R., LIPSCHUTZ M. E., 1967b. Implication of shock effects in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31. 1811–1832.
- JAEGER R. R., LIPSCHUTZ M. E., 1968. X-Ray diffraction of kamacite from iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32. 773–779.
- JAIN A. V., GORDON R. B., LIPSCHUTZ M. E., 1972. Hardness of kamacite and shock histories of 119 meteorites. *Journal of Geophysical Research* 77. 6940-6954.
- LIPSCHUTZ M. E., 1968: Shock effects in iron meteorites. a review. *Shock Metamorphism of Natural Materials*. 571-583. Mono, Baltimore.
- LIPSCHUTZ M. E., ANDERS E., 1961. The record in the meteorites – IV. Origin of diamonds in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32. 773–779.
- NININGER H. H., 1956. Arizona's Meteorite Crater. American Meteorite Museum, Sedona, Arizona.
- SEMENENKO V. P., TERTICHNAYA B. V., 1996. The deformation structures in the nickel-iron of the meteorites. *Mineralogicheskij Žurnal* 18. 38–44.
- UHLIG H. H., 1955. Contribution of metallurgy to the origin of meteorites. Part II – The significance of Neumann bands in meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 7. 34–42.