

Agata KRZESIŃSKA¹

Suevit (impaktyt) w kolekcji meteorytów dr. Jacka Siemiątkowskiego

Suevite in the Jacek Siemiątkowski Collection

Abstract: Petrographic and microtextural analyses were done on the thin section of an impactite from the Jacek Siemiątkowski Collection of Meteorites (ING PAN OB Wrocław). Two types of textures, crystalline and glassy are distinguishable. In each of them, mineral and rock fragments are deformed in different way and to various degree. One can distinguish: biotite kink bands, irregularly fractured quartz grains, twins of feldspar crystals. Moreover there are visible textures such as planar deformation features in quartz and feldspar grains, diaplectic and polymineral – lechatelierytic glasses. All the observed textures may testify the origin of the rock. The slightly deformed fragments and strongly deformed ones developed during the compression phase of the crater formation at different distance from a projectile and the crater centre. This event was followed by excavation of deformed material and its redeposition in the crater filling. The rock was recrystallised afterwards, which is inferred from the presence of the decorated PDFs and subgrains in some dynamically recrystallised quartz grains.

Keywords: suevite, impactite, shock metamorphism, metastability

Wstęp

Kolekcja meteorytów dr. Jacka Siemiątkowskiego została w styczniu 2009 r. przekazana przez właściciela do Instytutu Nauk Geologicznych PAN. Zawiera ona płytki cienkie (w większości przypadków uniwersalne) i drobne fragmenty, przede wszystkim chondrytów, achondrytów oraz pseudometeorytów. Znajduje się w niej również płytka cienka skały impaktywowej, pochodzącej z krateru Nördlinger Ries w Niemczech.

Impaktyty to ogólne określenie skał zmetamorfizowanych podczas kolizji z ciałem kosmicznym. Energia uderzenia w czasie kilku sekund od momentu kolizji wywala ciśnienia znacznie przekraczające zakresy naprężeń deformacyjnych związanych ze znanymi procesami tektonicznymi i metamorfizmem, wskutek procesów wywołanych wewnętrzną aktywnością Ziemi (nawet 100 GPa dla ciśnień

¹ Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu, Podwale 75, PL-50449, agatakrz@rwarda.pan.pl

uderzeniowych w miejscu kolizji i do 10 GPa w dużych odległościach od niego, przy < 2 GPa dla najwyższych facji metamorfizmu regionalnego). Temperatura wyzwolona podczas uderzenia może przekroczyć 5000°C (maksymalne zakresy temperatur metamorfizmu regionalnego wynoszą $< 1000^{\circ}\text{C}$) (Melosh, 1989 *in*: French, 1998). Wskutek działania tak wysokich temperatur, gwałtownego przejścia fali uderzeniowej a także tarcia na powstających uskokach dochodzi do topienia pojedynczych minerałów lub całych skał otaczających miejsce kolizji. Rozchodzące się fale uderzeniowe powodują więc charakterystyczne zmiany w otaczających skałach, ogólnie nazywane metamorfizmem szokowym (uderzeniowym).

Proces metamorfizmu uderzeniowego zachodzi równocześnie z rozwojem krateru kolizyjnego, który dzielimy na trzy fazy:

I – faza kontaktu i kompresji

II – faza ekskawacji

III – faza modyfikacji

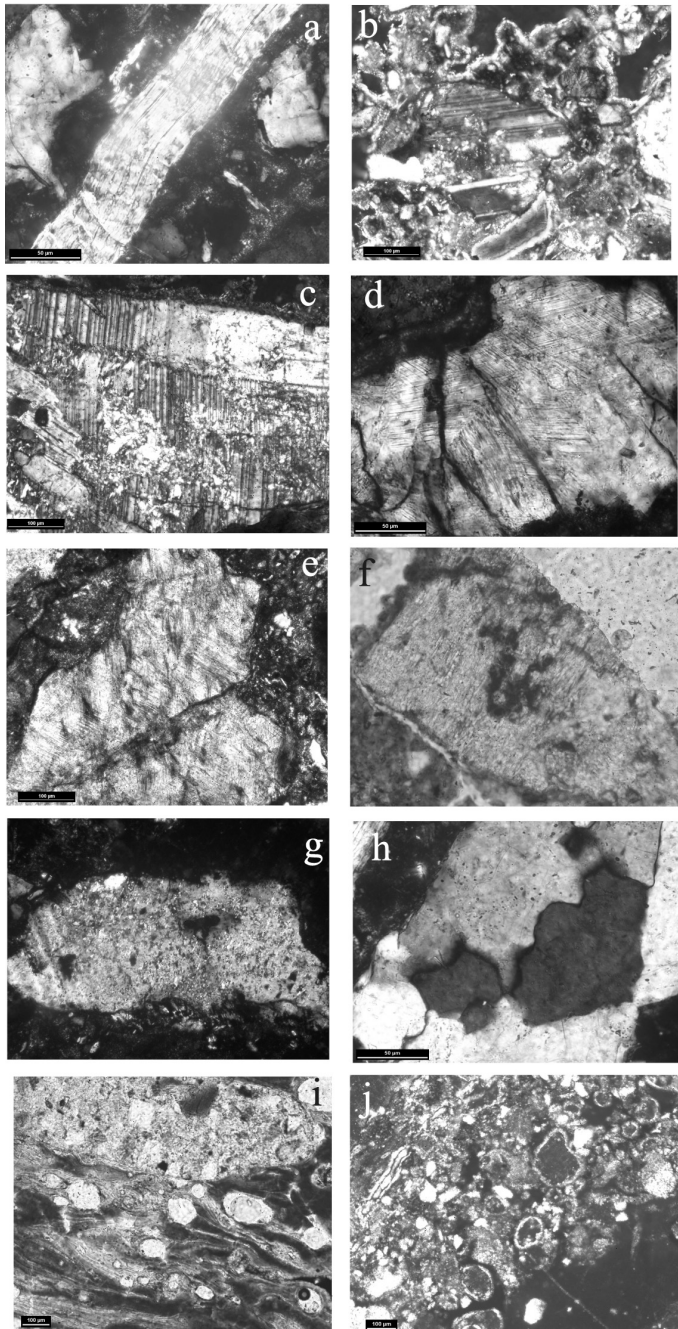
W fazie kontaktu, trwającej zwykle kilka sekund, dochodzi do gwałtownego, całkowitego stopienia pocisku i powstania fali uderzeniowej w skałach otaczających. W fazie ekskawacji fale uderzeniowe gwałtownie rozchodzą się w półsferze wokół obiektu uderzającego. Ten wbija się w podłoże, powodując płynięcie i przemieszczenia w obrębie metamorfizowanych skał. W fazie modyfikacji następuje grawitacyjne zsuwanie się przemieszczonych wcześniej skał wzdłuż krawędzi krateru (Melosh, 1989; French, 1998; Przybylski i Badura, 2004). Do skał uderzeniowych należą więc skały ze śladami wstrząsu uderzeniowego, brekcje uderzeniowe oraz stopy uderzeniowe.

W tej pracy podjęta jest próba scharakteryzowania mikrostruktur deformacyjnych występujących w skali płytki cienkiej. Wyniki analizy pozwalają na określenie przebiegu deformacji skały.

Petrografia i analiza mikrostrukturalna

Skała zbudowana jest z kwarcu, skaleni alkalicznych, plagioklazów, biotyту oraz podrzędnie muskowitu, w proporcjach typowych dla skały granitowej. W płytce cienkiej wyraźnie odróżniają się części odmienne teksturalnie: 1) zdeformowane minerały chaotycznie rozłożone w rozdrobnionym, krystalicznym matriks o podobnym co one składzie; oraz 2) szkliste matriks a w nim obłe, nadtopione fragmenty mineralne i skalne i/lub pęcherzyki powietrza.

We fragmentach o krystalicznym matriks (1) stopień deformacji poszczególnych minerałów jest zróżnicowany. Minerale oraz fragmenty skalne mają ostre, kątowe, lub lekko zaokrąglone zarysy i rozmiary rzędu 0,3–1,4 mm. Błaszki biotyту (0,2–0,7 mm) mają powyginane płaszczyzny łupliwości w formie fałdków załomowych (ryc. 1a). Część kryształów biotyту jest rozkruszona. Kryształy plagioklaz (0,3–1,3 mm) są zbliźniaczone polisyntetycznie (ryc. 1b i c). Zbliźniaczenia przypominają raczej bliźniaki wzrostowe (równoległe, naprzemiennie wygaszające światło lamelki) niż deformacyjne. Przekroje pojedynczych osobników bliźnia-



Ryc. 1. Struktury deformacyjne zaobserwowane w badanym suewicie

a. Fałdki załomowe w blaszce biotyту; b. zblźniaczenia polisyntetyczne plagioklazu; c. zblźniaczenia polisyntetyczne skalenia i lamelle szokowe PDF tworzące strukturę drabinkową; d. lamelle szokowe PDF w ziarnie kwarcu; e. dekorowane lamelle szokowe w ziarnie kwarcu; f. szkliwo diaplektyczne; g. zrekrystalizowane szkliwo diaplektyczne; h. zrekrystalizowany dynamicznie kwarc; i. szkliwo lechatelierytowe otaczające nadtopione klasty mineralne; j. fragment o szklistym matryks zawierający fragmenty mineralne i pęcherzyki powietrza

czych są bardzo wąskie (5–15 μm). W części skaleni pierwotne bliźniaki są wyraźnie zdeformowane (ryc. 1c): pofałdowane, porozsuwane i mogą zawierać poprzeczne, krótkie i wąskie (~ 1 μm) lamelle deformacyjne (PDF; ang. *planar deformation features*).

Wśród kwarców spotykane są ziarna nieregularnie spękanе, jak też ziarna o wąskich (1–2 μm szerokości), gęsto upakowanych lamellach deformacyjnych PDF – lamellach uderzeniowych. Nie są to otwarte spękania, ale zespoły równoległych, bardzo wąskich struktur amorficznych (ryc. 1d). W ziarnach tworzą one dwa zespoły, krzyżujące się ze sobą. Pasma te są równoległe do płaszczyzn krystalograficznych, np. do płaszczyzny zawierającej oś optyczną c (0001). Często brak jest całkowicie zachowanych lamelli szokowych, ale na ich istnienie wskazuje „linijny” rozkład drobnych (2–3 μm) inkluzji (ryc. 1e). Są to tzw. dekorowane lamelle szokowe PDF.

Spotykane są też ziarna o pokroju kwarcu lub skalenia (0,5–0,8 mm), czasem z reliktowymi lamellami szokowymi lub inkluzjami, jednak izotropowe (ryc. 1f). Brak jest w nich śladów typowego topienia i płynięcia. Zachowują one pokrój wyjściowego minerału i jego wewnętrzną teksturę, co jest charakterystyczne dla szkliw diaplektycznych powstałych przez gwałtowne stopnienie pojedynczych minerałów (Stöffler, 1984).

Niektóre ziarna szkliw diaplektycznych (ryc. 1g) zawierają bardzo drobne (10 μm) podziarna, wskazując na późniejszą rekrytalizację. Rekrytalizacja widoczna jest także w wielu kryształach kwarcu. Ziarna podzielone są na podziarna o nieregularnych kształtach i lobowatych granicach (ryc. 1h). Wygaszają one falisć światło. Są to cechy typowe dla kwarcu podlegającego dynamicznej rekrytalizacji, czyli rekrytalizacji pod wpływem naprężeń (Passchier i Trouw, 1994).

Zupełnie odmienne teksturalnie są części o szklistym matriks. Są to nieregularne, 2 mm–1,2 cm fragmenty o ostrych zarysach i różnym stopniu deformacji wewnętrznej. Zawierają obłe okruchy skały granitowej i minerałów. Szklista struktura matriks wyraźnie wskazuje na płynięcie. Szklivo jest heterogeniczne, wyróżniane są laminy o odmiennym składzie. Liczne są tu też pęcherze powietrza (0,1–0,5 mm), wskazujące na gwałtowne stygnięcie powstałego stopu oraz soczewki lub delikatne pasemka (szliry) szkliva krzemionkowego – lechatelierytu (ryc. 1i i j). Klasty te mają czerwonawą barwę w świetle przechodzącym – są wzbogacone w rozdrobnione tlenki żelaza. Tlenki żelaza tworzą także obwódki na pęcherzykach powietrza.

Dyskusja

Część opisanych mikrostruktur powstaje w warunkach nie wymagających udziału ciśnień uderzeniowych. Zaliczyć tu trzeba fałdki załomowe w blaszkach biotytów, nieregularne spękania kwarcu oraz zbliźniczenia skaleni (wzrostowe) (Passchier i Trouw, 1994; Singleton et al., 2009; Robertson et al., 1968; Stöffler, 1974).

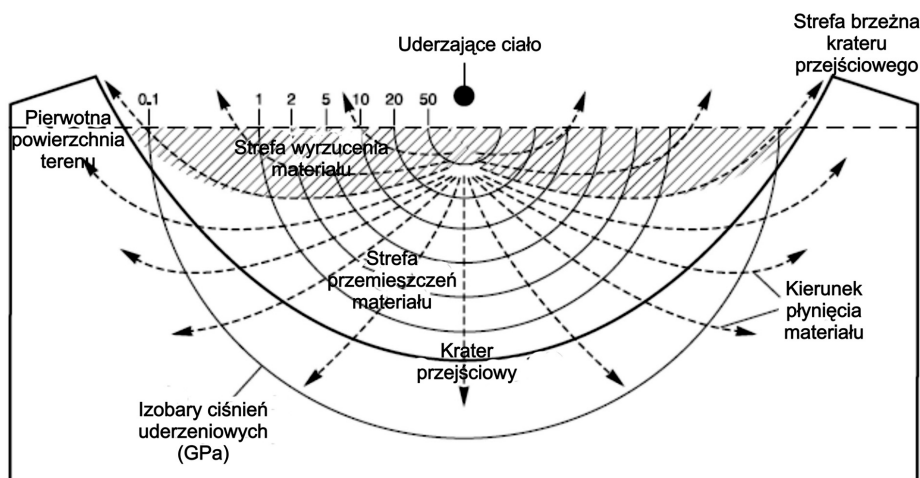
Jako skutek metamorfizmu uderzeniowego uznać należy lamelle szokowe kwarcu. Od lamelli deformacyjnych różnią się one szerokością (1–3 μm dla lamelli szokowych i 10–20 μm dla lamelli deformacyjnych), znacznie większą gęstością występowania oraz ułożeniem zgodnie z płaszczyznami krystalograficznymi (Serebrennikov et al., 1982; Goltrant et al., 1992). Obecność szkliw diaplektycznych, lechatelierytowych oraz bogatych w pęcherze stopów jest charakterystyczna dla deformacji uderzeniowej.

Podsumowanie

Opisane struktury deformacyjne przemawiają wyraźnie za uderzeniową deformacją wyjściowej skały. Jej skład mineralny sugeruje, że przed kolizją był to granit.

Skała ma teksturę brekcjową, przy czym poszczególne klasty różnią się między sobą zapisem działania ciśnienia uderzeniowego i/lub poudereniowej temperatury. I tak: najniższego ciśnienia doświadczyły fragmenty o zdeformowanych blaszkach biotyту i nieregularnie spękanych ziarnach kwarcu ($P < 2$ GPa). Silniejszej deformacji doznały te części, w których ziarna kwarcu zawierają lamelle szokowe. Ich powstanie bowiem (amorfizacja w pewnych, uprzywilejowanych płaszczyznach krystalograficznych) związane jest z ciśnieniami 8–35 GPa. Całe ziarna mineralne przeobrażone zostały w amorficzne szkliwa przy ciśnieniach 30–45 GPa, a klasty stopów impaktowych powstać musiały przy temperaturze poudereniowej 1700°C, która wyzwała się po przejściu fali uderzeniowej > 60 GPa.

Występowanie wspólnie w małej objętości skały (skała płytki cienkiej) klastów o tak zróżnicowanej historii deformacyjnej pozwala wnioskować jednoznacznie o genezie skały. 1) Materiał skalny został zdeformowany w fazie kompresji. Fala uderzeniowa podczas kompresji przebiega półsferycznie (ryc. 2) a wartości ciśnień



Ryc. 2. Schemat powstawania krateru impaktowego. Przebieg fali uderzeniowej przez skały podłoża, rozkład ciśnień uderzeniowych oraz kierunki przemieszczania się/płynięcia deformowanego materiału skalnego w kraterze (Hörz et al, 1991).

spadają wraz ze wzrostem odległości od „punktu” kolizji dając w efekcie rozkład deformacji: najsilniejsza w miejscu zderzenia i coraz mniejsza wraz z odległością od niego. 2) Podczas fazy ekskawacji nastąpiło wyrzucenie zdeformowanego w różnym stopniu materiału z krateru przejściowego (Stöffler D., 1971, Hörz et al., 1991; Dressler i Sharpton, 1997). 3) Materiał ten został ostatecznie zredeponowany we wnętrzu krateru, tworząc brekcję.

Skalę taką zaliczyć należy więc do suewitów: impaktytów bogatych w drobne fragmenty minerałów i skał o różnym stopniu deformacji oraz klastów stopów spojonych drobnoziarnistym, rozkruszonym i rozartym matriks o podobnym składzie mineralnym (Reimold et al., 1997; Von Engelhardt, 1997).

Opisywana skała była ponownie metamorfizowana (metamorfizm regionalny) po zdarzeniu impaktytowym. Świadczą o tym struktury rekrytalizacyjne (podziarna) kwarcu i szkliw amorficznych oraz występowanie dekorowanych lamelli szokowych PDF (French, 1998). Szkliwa diaplektyczne (także te, które budują lamelle szokowe w ziarnach kwarcu) są metastabilne w typowych ziemskich warunkach geologicznych. Stąd przy późniejszym dostarczeniu nawet niewielkiej energii mogą ulegać krystalizacji i ponownie stawać się minerałami, z których powstały (French, 1998).

Literatura

- Dressler B.O., Sharpton V.L., 1997. Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada. *Tectonophysics*, 275: 285–311.
- French B.M., 1998. Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock–Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. Lunar and Planetary Institute. 120 pp.
- Goltrant O., Leroux H., Doukhan J.-C., Cordier P., 1992. Formation mechanisms of planar deformation features in naturally shocked quartz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 74: 219–240.
- Hörz F., Grieve R.A.F., Heiken G., Spudis P., Bindler A., 1991. Lunar surface processes. Lunar Sourcebook: A User’s Guide to the Moon (Heiken G.H., Vaniman D.T. i French B.M., eds). Cambridge Univ., New York.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 1994. *Microtectonics*. Springer. 289 pp.
- Przybylski B., Badura J., 2004. Czy struktury koliste w Sudetach mogą mieć genezę uderzeniową? *Przegląd Geologiczny* 52: 971–978.
- Reimold W.U., Koehler C., Brandt D., 1997. Suevite at the Roter Kamm crater, Namibia. *Met. and Planet. Sci.* 32: 431–437.
- Robertson P.B., Dense M.R., Vos M.A., 1968. Deformation in rock-forming minerals from Canadian craters. *Shock Metamorphism of Natural Materials* French B.M. i Short N.M. (eds), Monografia. Baltimore.
- Serebrennikov A.I., Valter A.A., Mashkovtsev R.I., Scherbakova M.Y., 1982. The investigation of defects in shock-metamorphosed quartz. *Phys Chem Minerals* 8: 153–157.
- Singleton A.C., Osinski G.R., Moser D., 2009. A comparative Analysis of the Effects of Shock Metamorphism on Selected Minerals from Crystalline Rocks. *Abstract #5383 72nd Annual Meeting of the Meteoritical Society*.
- Stöffler D., 1971. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. *J. Geoph. Res.*, 76: 5541–5551.

- Stöffler D., 1974. Deformation and transformation of rock forming minerals by natural and experimental shock processes: II. Physical properties of shocked minerals. *Fortschr. Mineral.* 51: 256–289.
- Stöffler D., 1984. Glasses formed by hypervelocity impact. *J. Non-Crystall. Solids* 67: 465–502
- Von Engelhardt W., 1997: Suevite breccia of the Ries impact crater, Germany: Petrography, chemistry, and shock metamorphism of crystalline rock clasts. *Met and Planet Sci.* 32: 545–554.