

Tomasz BRACHANIEC¹, Zbigniew TYMIŃSKI², Adam BROSZKIEWICZ³

Powstawanie kraterów impaktowych i ich rodzaje

Formation of impact craters and their types

Abstract: Craters form after meteoroid or asteroid impact on celestial bodies surface are created during three different periods: contact/compression, excavation and modification stage. Depending on its size the craters can be divided into three main types: simple, complex and multi-ring craters. The enormous energy released during the impact forms evident records in basis as shatter cones or breccias and affect the surrounding rock (visible only in micro scale) by shock metamorphism, which has no equivalent in the Earth's geological processes.

Keywords: impact, simple crater, complex crater, multi-ringed crater

Świat naukowy powszechnie zaakceptował fakt spadania na powierzchnię Ziemi kosmicznych okruchów skalnych na początku XIX wieku (Biała 2003), czego dowodem są m. in. kratery meteorytowe różnej wielkości i formy. Duże impakty niejednokrotnie wpływały w znaczący sposób na rozwój i kształtowanie się Ziemi. W 1970 roku D.J. McLaren wysunął hipotezę, według której wielkie wymieranie na granicy franu i famenu miałyby być spowodowane spadkiem dużego ciała kosmicznego. Początkowo nie spotkało się to jednak z większym zainteresowaniem. Dopiero publikacja W. i L.W. Alvarezów (1980), w której przedstawili oni dowody geochemiczne na powiązanie wymierania późno kredowego z uderzeniem asteroidy, przyczyniła się do poszukiwania kraterów, których wiek pokrywałby się z granicą fran/famenu. Opublikowane w 1992 oraz 1994 roku prace P. Claeysa sugerowały, że impaktem inicjującym wymieranie dewońskie był 52 km krater Siljan w Szwecji. W 1995 roku H. Leroux wraz z zespołem doniósł o znalezisku szo-

¹ Uniwersytet Śląski; Wydział Nauk o Ziemi; Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii; ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; tribal216@gmail.com

² Pracownia Komet i Meteorów, Polska Sieć Bolidowa; Narodowe Centrum Badań Jądrowych, OR Polatom; zbyszek.tyminski@gmail.com

³ Tomaszów Mazowiecki; email: latimeria7@o2.pl

kowych kwarców w mega brekcji Alamo w Nevadzie, które jednoznacznie świadczą o spadku asteroidy. Mimo to wiek badanych osadów określony na ok. 370 mln lat, wykluczył jej związek z kryzysem f/f. Obecnie przyjmuje się, że późno dewońskie wymieranie było spowodowane nałożeniem się różnych czynników środowiskowych, m.in. zmianą poziomu mórz, ochłodzeniem klimatu oraz eutrofizacją. Również obecnie jesteśmy świadkami kosmicznych zderzeń, w tym tych wieloskalowych. W lipcu 1994 roku kometa Shoemaker–Levy 9, ulegając wcześniejszej fragmentacji, uderzyła w Jowisza (Spencer i Mitton 1995). W 1947 w atmosferę ziemską nad Syberią wszedł meteor, który eksplodował nad górami Sikhote Alin, dając największy deszcz meteorytów żelaznych XX wieku. Oszacowano, że początkowa masa meteoroidu wynosiła ok. 100 ton (Krinov 1966). Szacuje się, że każdego dnia taka sama ilość materii kosmicznej dociera do powierzchni Ziemi (Taylor 1992; Love i Brownlee 1993). Statystycznie jednak duże ciało kosmiczne uderza w Ziemię raz na kilkaset tysięcy lat, pozostawiając krater, którego jednak mechanizm powstawania nie jest do końca znany. Od początków lat 70-tych XX wieku zagadnienie to stało się przedmiotem licznych opracowań (m.in. French 1968a, 1990b, 1998; Shoemaker 1977; Nicolaysen i Reimold, 1990, Dressler i in. 1994; Koeberl i Henkel 2005; Reimold i Jourdan 2012; Collins i in. 2012).

Energia impaktu

Energia uderzenia podczas impaktu jest energią kinetyczną, którą można obliczyć ze wzoru:

$$E_k = \frac{1}{2} mv^2$$

gdzie: m – masa ciała, v – prędkość ciała.

W przypadku meteoroidów prędkość przelotu przez atmosferę ziemską wynosi średnio kilkadziesiąt km/s, co oznacza, że nawet dla małych ciał energia ta jest duża. W przypadku kamiennych meteoroidów o wielkości poniżej 100 m silne hamowanie w ziemskiej atmosferze powoduje przeważnie rozpad ciała i tym samym dyssypację energii, dzięki czemu zjawisko nie jest w stanie wyprodukować krateru. Natomiast impakt ciała o średnicy kilku kilometrów może w kilka sekund wyzwolić energię większą, niż wszystkie ziemskie procesy geologiczne typu: trzęsienia ziemi, wulkanizm czy ruchy tektoniczne w ciągu setek lub nawet tysięcy lat (French 1998). W chwili uderzenia energia kinetyczna przekształcana jest w fale wysokociśnieniowe, które rozchodzą się promieniście od punktu uderzenia przez skały podłoża z prędkością kilku km/s (Melosh 1989). Asteroida średnicy kilkuset metrów wyzwala energię rzędu kilku milionów ton trotylu, czyli równą wybuchu bomby wodorowej, dużego trzęsienia ziemi lub wybuchu wulkanu, co jednak w skutkach ma charakter lokalny (Kring 1997). Impakty ciał mających kilka czy kilkanaście kilometrów wyzwalają tak dużą energię, że przechodzi ona przez skały podłoża, atmosferę, biosferę czyniąc w każdym z tych środowisk ogromne spustoszenia. Alvarez i inni (1980), Sharpton i Ward (1990), Kring (1993) oraz Ryder i inni (1996) twierdzą, że ciepło wytworzone z energii impaktu Chicxulub

w płytkim morzu spowodowało wyparowanie węglanów i ewaporatów, co doprowadziło do uwolnienia do atmosfery węglanów i siarczanów, które łącząc się z pyłem doprowadziły do opadów kwaśnych deszczy oraz globalnego ocieplenia. Teorię tę potwierdza zdarzenie z połowy września 2007 roku, kiedy to w pobliżu miejscowości Carancas w Peru został wybity niewielki krater o średnicy 14 m uwalniając do atmosfery toksyczne opary (Kenkmann 2009). Energia kinetyczna wspomnianego wcześniej meteoru Sikhote Alin podczas jego rozerwania w atmosferze wynosiła ok. 4000 t TNT, czego skutkiem było rozerwanie masy głównej ciała na tysiące fragmentów (Krinov 1966). Sławny bolid tunguski z 1908 roku również eksplodując w atmosferze wyzwolił energię równą 15 mln ton TNT, która docierając do powierzchni Ziemi powaliła ok. 2000 km² lasu (Krinov 1966).

Metamorfizm szokowy

Metamorfizm szokowy jest jednym z ważniejszych kryteriów określania genezy struktury impaktowej ze względu na swą unikatowość w zapisie geologicznym. Od lat 60-tych XX wieku skały i minerały zmienione szokowo są traktowane jako niepodważalny dowód na impakt (Grieve 1991; Grieve i in. 1995; Grieve i Pesonen 1992, 1996). Wszelkie dane dotyczące zmian w minerałach i wpływu szoku impaktowego na skały zostały uzyskane na drodze analiz laboratoryjnych (French i Short 1968; Roddy i in. 1977; Stöffler 1972; Kieffer i Simonds 1980; Melosh 1989; Stöffler i Langenhorst 1994).

Maksymalne ciśnienie wytworzone podczas impaktu dużego ciała kosmicznego może wynosić >100 GPa (French 1998). Ciśnienie o podobnej wartości towarzyszące ziemskim procesom geologicznym panuje na głębokości do 1000 km (French 1998). Fala uderzeniowa poruszająca się z prędkością kilku km/s przechodzi przez minerały w ciągu mikrosekund. Deformacja szokowa odzwierciedla warunki stresu oraz prędkość odkształceń. Ponadto fale uderzeniowe przenoszą energię podnoszącą temperaturę skał. Ciśnienia szokowe o mniejszych wartościach (~2–10 GPa) wytwarzają tzw. stożki uderzeniowe (Milton 1977; Roddy i Davis 1977), o wyższych natomiast (10–45 GPa) wysokociśnieniowe odmiany krzemionki, tj. coesyt i stiszowit (Stöffler 1972). Ciśnienia rzędu 50 GPa powodują topnienie skał, z kolei te około 100 GPa i więcej całkowite wyparowanie (French 1998).

Etapy szokowego metamorfizmu

Na podstawie różnych efektów szoku impaktowych fal uderzeniowych wyróżniono następujące etapy metamorfizmu szokowego (Chao 1967; Stöffler 1966, 1971, 1984; Stöffler i Langenhorst 1994):

1. <2 GPa – powstawanie szczelin w skałach i ich brekcjonowanie
2. 2 GPa – 30 GPa – powstają stożki uderzeniowe
3. 8 GPa – 30 GPa – wstępne deformacje w kwarcu
4. 25 GPa – 40 GPa – powstają coesyt i stiszowit

5. 35 GPa – 60 GPa – selektywne wytapianie minerałów, głównie skaleni; zniszczenie oryginalnych struktur i tekstur skał
6. 60 GPa – 100 GPa – wytopienie wszystkich minerałów
7. >100 GPa – całkowite wyparowanie skał

Niepodważalnym dowodem na impakt dużego ciała kosmicznego jest obecność minerałów szokowych. Pod wpływem fal uderzeniowych minerały mogą być przekształcone w wysokociśnieniowe odmiany minerałów. Ciśnienie potrzebne do powstania stiszowitu występuje na głębokościach ok. 300–400 km (French 1998). Zidentyfikowany kwarc szokowy od początku lat 60-tych XX wieku jest niepodważalnym dowodem na zapis geologiczny impaktu. Posłużył do zinterpretowania genezy krateru Ries w Niemczech (Chao i in. 1960; Shoemaker i Chao 1961). Przegląd danych na temat kwarcu szokowego znajduje się m.in. w publikacji Wójcik-Tabol (2012). Diament jako wysokociśnieniowa odmiana węgla powstała z grafitu również wskazuje na impakt dużego ciała kosmicznego (Masaitis 1998; Hough i in. 1995; Koeberl i in. 1997). Dużo rzadziej niż kwarc w skałach poimpaktowych można spotkać zszokowane skalenie, pirokseny oraz amfibole (Stöffler 1972).

Tworzenie się krateru

Na skutek erozji i ruchów tektonicznych większość dużych struktur uderzeniowych jest mocno zatarta i odkrycie ich genezy zawdzięczamy przeprowadzanym w warunkach laboratoryjnych testom (Holsapple i Schmidt 1982, 1987) oraz badaniom geologicznym tych najlepiej zachowanych (Shoemaker 1963; Schultz i Merrill 1981). Wielkość krateru wiąże się ściśle z wielkością meteoru uderzającego w Ziemię ale również z dynamiką spadku. Obiekty mające kilka metrów średnicy i mniej wchodzące w atmosferę są mocno wyhamowywane przez opór powietrza powodujący ablację, przez co znaczna część ich początkowej masy ulega wyparowaniu. Jeśli mimo to uda im się dolecieć do powierzchni, powstały krater jest niewiele większy od wielkości samego ciała z racji niewielkich już wtedy rozmiarów meteorytu i niewielkiego pędu. Wyjątek stanowi wspomniany wcześniej krater w Carancas, gdzie przy kilku metrowej średnicy meteoroidu (H4/5) i wyjątkowo małej prędkości oraz płaskiemu kątowiu wejścia ($V_0 \sim 12\div 14$ km/s, $K < 20^\circ$) powstał krater zderzeniowy o średnicy dużo większej od impaktora (Kenkmann 2009). Tego typu krater stowarzyszone są przeważnie ze spadkami ogromnych brył żelaznych lub żelazo-kamiennych (np. Haviland Dalgara, Sikchote-Alin, Whitecourt) a przy spadku ciał kamiennych praktycznie się nie zdarzają.

Asteroidy i duże meteory podczas przelotu przez atmosferę nie podlegają znacznemu zmniejszeniu prędkości kosmicznej, przez co ich uderzenie powoduje powstawanie olbrzymich struktur poimpaktowych. Wytworzone podczas impaktu fale szokowe o ogromnej energii nie mają swych ziemskich odpowiedników (Melosh 1989). Ciśnienie w miejscu uderzenia może osiągnąć nawet 100 GPa

(1 GPa = 1×10^9 Pa), co jest stukrotnie większą wartością, niż wartości ciśnienia tworzące w ziemskich skałach odkształcenia plastyczne (French 1998).

Etapy powstania krateru

I. Stadium kontaktu / kompresji

Etap ten zaczyna się natychmiast po zetknięciu z powierzchnią Ziemi czoła asteroidy. Obiekt nie wbija się w nią na więcej niż dwukrotność swojej średnicy tworząc półkoliste zagłębienie (Kieffer i Simonds 1980; Melosh 1989). Wytworzona wtedy fala uderzeniowa o ogromnej energii i ciśnieniu zostaje wyemitowana w skały otaczające, powodując ich odparowanie oraz deformacje. Doświadczenia przeprowadzone przez Melosha (1989) oraz Robertsona (1975) wykazały, że energia fali uderzeniowej maleje proporcjonalnie do zwiększającej się odległości od punktu uderzenia. Gigantyczne ciśnienie w pobliżu impaktu wynosić może kilkaset GPa, kilka kilometrów od tego punktu ok. 10–50 GPa, natomiast od kilkudziesięciu do nawet kilkuset km dalej może dochodzić do 1 GPa (Kieffer i Simonds 1980). Rozchodząca się fala uderzeniowa powoduje kompresję skał otaczających, szczególnie silną w pobliżu impaktu oraz szybki wzrost temperatury wystarczający do stopnienia impaktora a w przypadku dużych kraterów nawet do jego odparowania. Etap kontaktu/kompresji trwa bardzo krótko, szacuje się, że dla ciała średnicy 50 km ok. 2 sekund (Melosh 1989). Schemat omawianego stadium został przedstawiony na figure 1.

II. Stadium krateru początkowego / przejściowego

Po wbiciu się w podłoże materia impaktora znajduje się w półkolistym zagłębieniu, najczęściej poniżej poziomu gruntu. Rozchodzące się fale uderzeniowe powodują kruszenie się i przemieszczenie materiału skalnego, co prowadzi do powstania symetrycznego zagłębienia wokół obiektu (fig. 2). Fale uderzeniowe kierujące się ku powierzchni powodują niszczenie materiału skalnego a następnie jego wynoszenie poza tworzącą się w ten sposób krawędź krateru przejściowego, zwiększając tym samym jego średnicę (Melosh 1989). Z powstającego krateru przejściowego kolejne serie skalne wyrzucane ku górze mogą osiągać prędkość kilku km/s a będąc deponowane dalej od tych poprzednich mogą tworzyć charakterystyczne wały otaczające krater (Kieffer i Simonds 1980; Melosh 1989). Z racji bardzo wysokiego ciśnienia fali uderzeniowej biegnącej ku powierzchni a co za tym idzie rozległemu wyniesieniu materiału skalnego krater przejściowy może mieć średnicę ok. 20–30 razy większą niż średnica asteroidy (French 1998). Wnętrze powstałego krateru wypełnione jest stopem, powstałym na skutek topnienia mas skalnych. Gdy energia fali uderzeniowej jest mniejsza od wytrzymałości mechanicznej skał następuje koniec etapu drugiego. Jest on dłuższy od pierwszego – szacuje się, że dla 200 km krateru trwa ok. 2 minuty (Melosh 1989). Zazwyczaj głębokość struktury w tej fazie wynosi ok. 30% jej średnicy (Croft 1985).

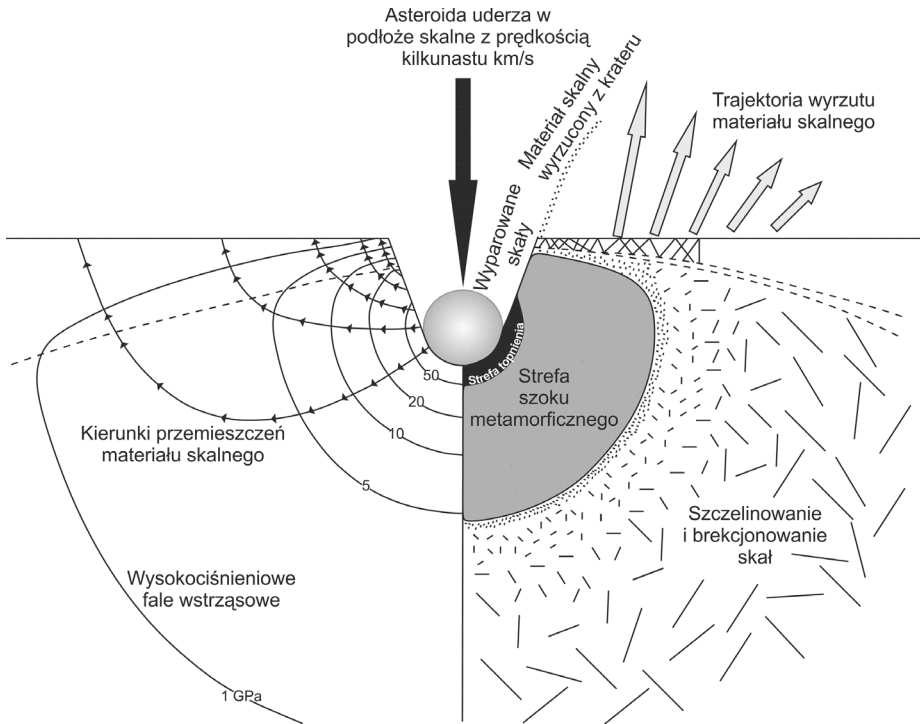


Fig. 1. Stadium kontaktu/kompresji. Zilustrowany przebieg wysokiściennych fal wstrząsowych oraz kierunki przemieszczeń materiału skalnego. Asteroida po wbiciu się w podłoże skalne na maksymalną głębokość dwukrotnie większą od swojej średnicy może ulec całkowitemu stopieniu bądź wyparowaniu. Fale uderzeniowe tworzą półkolistą strefę, które różnią się między sobą wartością przeniesionego ciśnienia. Ciśnienie od 50–5 GPa to tzw. strefa szoku metamorficznego. Skały poddawane natomiast ciśnieniu rzędu 5–1 GPa ulegają masowemu szczelinowaniu i brekcjonowaniu. Pod koniec etapu kontaktu/kompresji następuje wyrzut materiału z krateru oraz skał podłoża, co zapoczątkowuje stadium II -formowania krateru przejściowego (zmodyfikowane z Melosh 1989; French 1998).

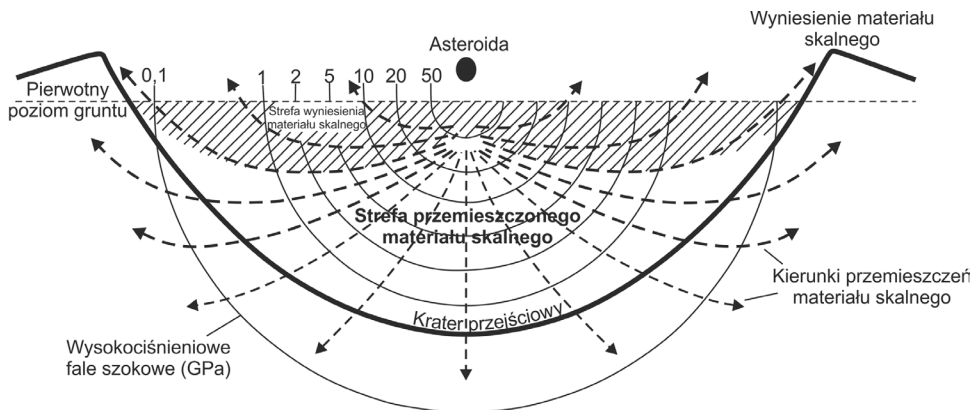


Fig. 2. Stadium formowania krateru przejściowego. Zilustrowany teoretyczny przekrój przez podłoże skalne podczas powstawania krateru przejściowego. Rozchodzące się promieniście od punktu zderzenia fale uderzeniowe powodują przemieszczenia materiału skalnego a także jego wynoszenie za nowo powstałą krawędź krateru, powodując tym samym zwiększanie jego średnicy (zmodyfikowane z Grieve 1987; French 1998).

III. Etap modyfikacji

Rozpoczyna się natychmiast po zakończeniu etapu drugiego. Najważniejszym aspektem są tu grawitacyjne ruchy mas skalnych, które powodują modyfikację struktury. Uważa się (Melosh 1989), że dla dużych kraterów trwają one ok. kilku minut. Kolejne zmiany strukturalne oraz morfologiczne następują już w wolniejszych procesach geologicznych, takich jak np. erozja czy ruchy tektoniczne. Długa erozja może całkowicie zatrzeć morfologię krateru. W geologicznej przyszłości może on zostać także wypełniony osadami młodszymi, co również znacznie utrudnia jego identyfikację. Szacuje się, że ok. 33% wszystkich znanych współcześnie kraterów zostało odkrytych dzięki badaniom geofizycznym, mającym na celu poszukiwania głównie ropy naftowej (Grieve 1991).

Typy kraterów

Stopień w jakim zostanie zmodyfikowany krater przejściowy zależy od jego wielkości oraz rodzaju skał w których został utworzony. Małe struktury zmieniają swą morfologię głównie na skutek zapadania się ścian krateru. W większych formach zmiany mogą obejmować głównie wypiętrzenie centralnej części dna krateru oraz wału okalającego strukturę. W zależności od stopnia modyfikacji wyróżniamy trzy typy kraterów:

Kraterzy proste

Przyjmują formę zagłębień w kształcie miski. Mają do kilku kilometrów średnicy (French 1998). Jak wspomniano wcześniej modyfikacje strukturalne (fig. 3) polegają na zapadnięciu się ścian krateru oraz redepozycji materiału skalnego wyrzuconego z krateru. W rezultacie średnica struktury może wzrosnąć o 20% względem krateru przejściowego, natomiast w fazie modyfikacji jego głębokość maleje o ok. 50%, co jest spowodowane wypełnieniem oberwanych grawitacyjnie mas skalnych (Melosh 1989) oraz brekcją impaktową utworzoną z płynnego stopu mieszaniny skał.

Przykładami kraterów prostych mogą być te znajdujące się w rezerwacie Moraśko, koło Poznania, które są najprawdopodobniej jedynymi tego typu strukturami w Polsce.

Kraterzy złożone

Większe kraterzy przybierają bardziej złożone formy morfologiczne niż kraterzy proste. Charakteryzują się wypiętrzeniem centralnej części dna krateru, płaskim dnem i dużymi formami skalnymi okalającymi krater (Grieve 1991). Duży impakt wyzwała fale wstrząsowe o tak dużej energii, że są one w stanie wynieść skały dna krateru (Grieve i in. 1981). W fazie modyfikacji (fig. 4) skały na obrzeżeniu krateru zapadają się do środka wzdłuż powstałych uskoków tworząc tarasy. Doświadczalnie proces powstania krateru złożonego przedstawił Melosh (1989) oraz Taylor

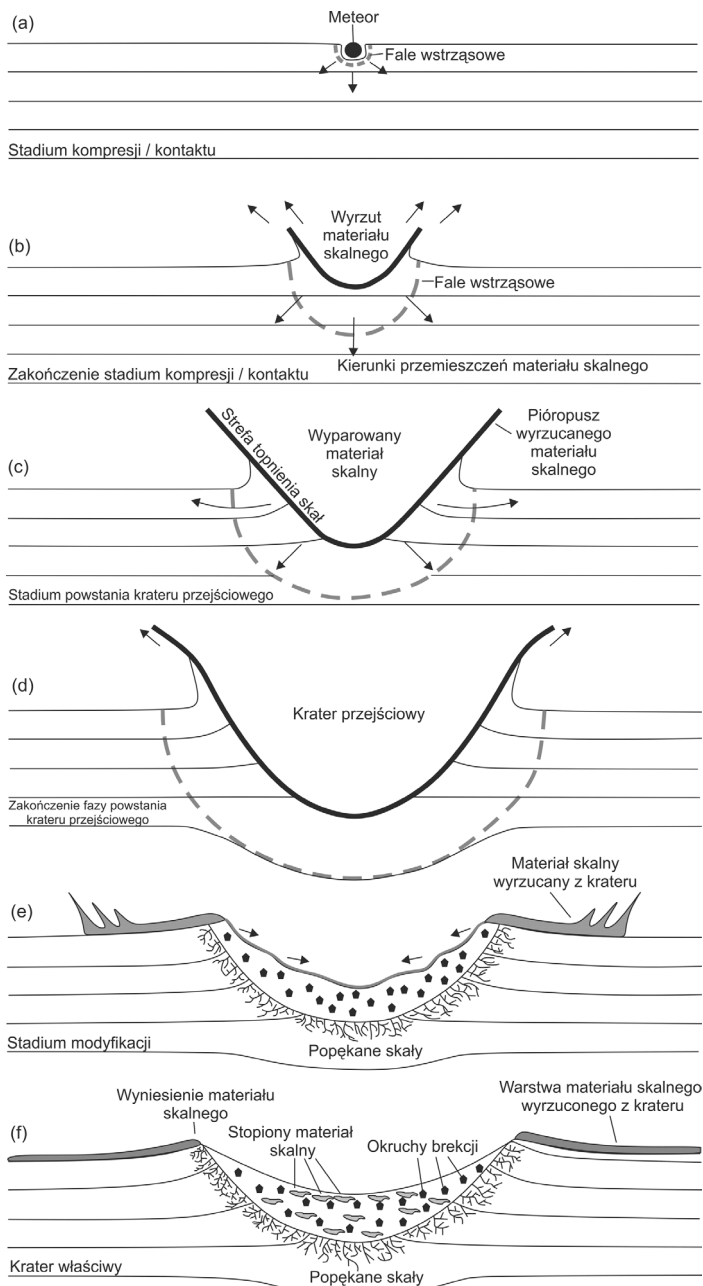


Fig. 3. Etapy powstania krateru prostego: a) stadium kontaktu/kompresji – meteor uderza w podłoże wywołując fale wstrząsowe, b) – rozpoczęcie tworzenia się krateru przejściowego, dalsza ekspansja fali uderzeniowej, c) – na skutek wyparowania / topnienia / wyrzutu / przemieszczenia materiału skalnego powstaje krater przejściowy, d) – zakończenie fazy powstania krateru przejściowego, wyrzucany materiał skalny powoduje podniesienie się krawędzi krateru, e) – na skutek topnienia i ścierania bloków skalnych ze sobą zaczynają tworzyć się brekcje impaktowe. Deponowany poza krawędź struktury materiał zaczyna tworzyć grube pokłady, e) – finalny krater właściwy w kształcie misy wypełniony brekcją impaktową oraz stopionym materiałem skalnym. Stadia a – d trwają ok kilku sekund, etapy e i f do paru godzin (zmodyfikowane z French 1998).

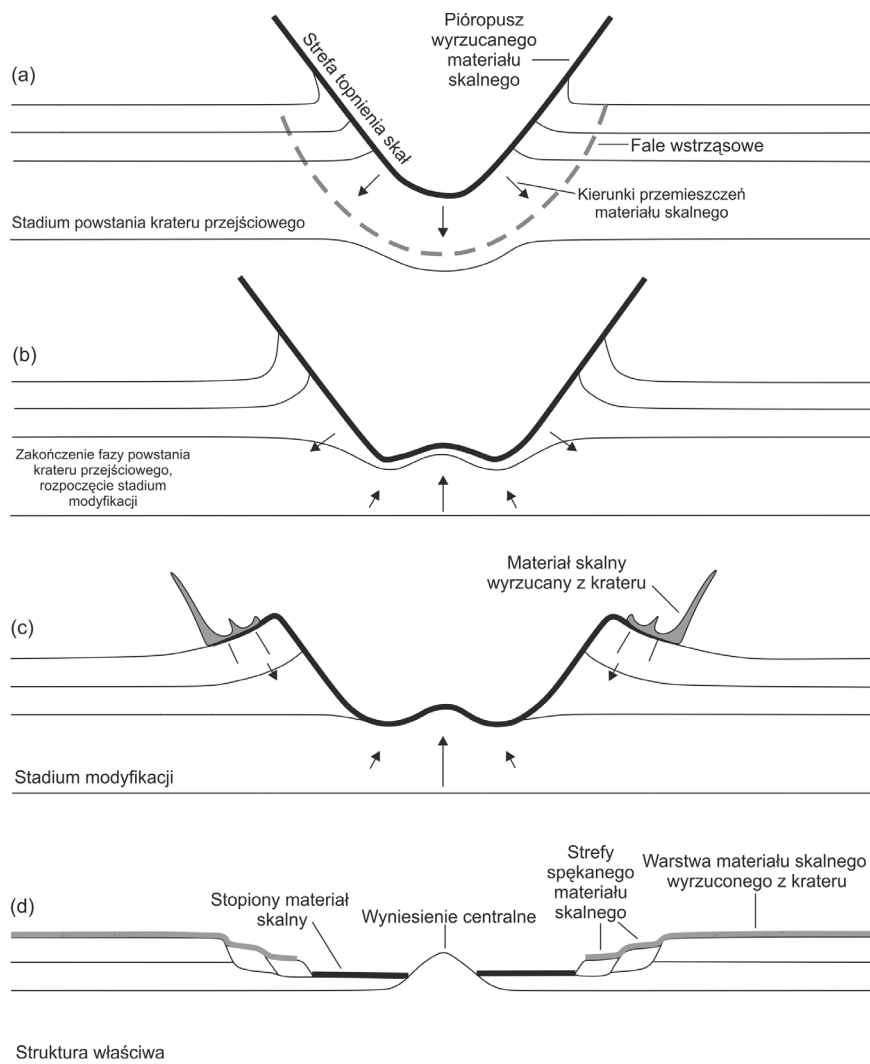


Fig. 4. Etapy powstania krateru złożonego: a) proces tworzenia się krateru przejściowego w strukturze typu złożonego jest identyczny jak w przypadku krateru prostego (Fig. 3c, d); b) na skutek działania fal następuje wstępne wyniesienie skał dna krateru dzięki ogromnej sile fal wstrząsowych; c) zaczyna formować się wyniesienie centralne oraz następuje wyrzut materiału poza krawędź krateru. Jego wnętrze wypełnia płynny stop skalny; d) właściwy krater złożony charakteryzuje wyniesienie centralne na płaskim dnie struktury. Na zboczach krateru materiał skalny jest spękany wzdłuż powstałych uskoków. Zewnętrzne obrzeżenie struktury utworzone z rozrzuconego materiału skalnego może mieć średnicę dwa razy większą niż średnica samego krateru (zmodyfikowane z French 1998).

(1992). Według nich najważniejszą cechą form złożonych jest zjawisko wynoszenia materiału skalnego poza krawędź a następnie zapadanie się do środka jego części. Badacze stwierdzili także, że proces powstania wyniesienia centralnego może trwać kilka minut.

Przykładem krateru złożonego jest położona w zachodniej części Bawarii (Niemcy) struktura Steinheim (3,7 km średnicy), sąsiadująca z oddalonym o ok. 42 km

na północny wschód kraterem Ries (24 km średnicy). Od 1963 roku, kiedy zaczęto stosować radiometryczne metody wyznaczania wieku osadów (Gentner i in. 1963) udowodniono, że obydwie struktury oraz pola rozrzutu mółdawitów zostały utworzone na skutek jednego impaktu 15 mln lat temu (Gentner i in. 1963; Bolten i Müller 1969; Gentner i Wagner 1969; Staudacher i in. 1982; Stöffler i Ostertag 1983; Lange 1996). Najprawdopodobniej kratery te powstały na skutek spadku asteroidy binarnej, składającej się z dwóch fragmentów liczących 1500 metrów (Ries) oraz 150 metrów średnicy (Steinheim; Stöffler i in. 2002). Steinheim utworzony został w skałach osadowych, mających 1180 metrów miąższości. Pod grubymi pokładami trzeciorzędu znajdują się twory jury, triasu oraz w niewielkich ilościach permu. Poniżej znajduje się podłoże krystaliczne skał magmowych, głównie gnejsy, granity oraz bazalty orogenezy Hercyńskiej (Hüttner i Schmidt-Kaler 1999). Charakterystyczne wyniesienie centralne ma wysokość kilkudziesięciu metrów. Figura 5 przedstawia morfologię (a) oraz topografię (b) krateru Steinheim.

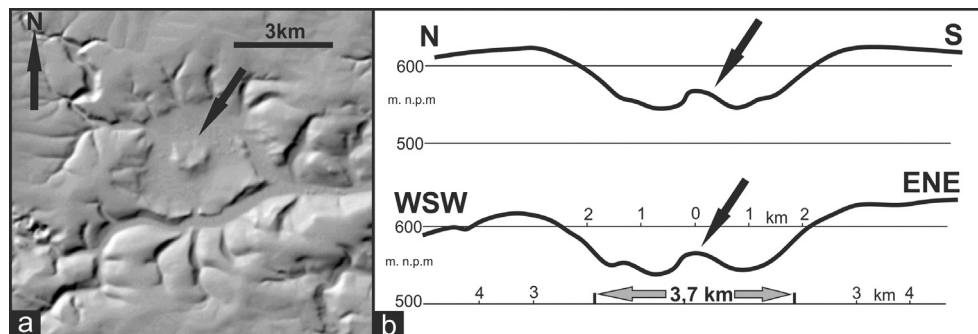


Fig. 5. Krater Steinheim. a) Mapa reliefowa z charakterystycznym wyniesieniem centralnym zaznaczonym strzałką. Zdjęcie pochodzi z <http://www.impact-structures.com>. b) Topografia struktury (materiały Prof. Korda Ernstsona – <http://www.impact-structures.com>).

Kratery wielopięścieniowe

Są to największe struktury impaktowe, jakie można spotkać. Mają od kilkuset do kilku tysięcy kilometrów średnicy (Schultz i Merrill 1981; Melosh 1989). W przeciwieństwie do kraterów prostych i złożonych struktury te mają wygląd wzajemnie się okalających pierścieni (fig. 6), z których największy jest ogniwem zewnętrznym, zaś mniejsze wewnętrznymi. Kratery wielopięścieniowe zostały utworzone na skutek zderzenia ciał o średnicach dochodzących do kilkuset kilometrów, co miało miejsce głównie na początku tworzenia się Układu Słonecznego. Struktury te można obserwować m.in. na: Księżycu, Marsie, Merkury i księżycach Jowisza (French 1998). Nie do końca jest jednak znany mechanizm powstawania tych struktur, choć z całą pewnością są one świadectwem największych i najgwałtowniejszych zderzeń kosmicznych (Schultz i Merrill 1981; Melosh 1989).

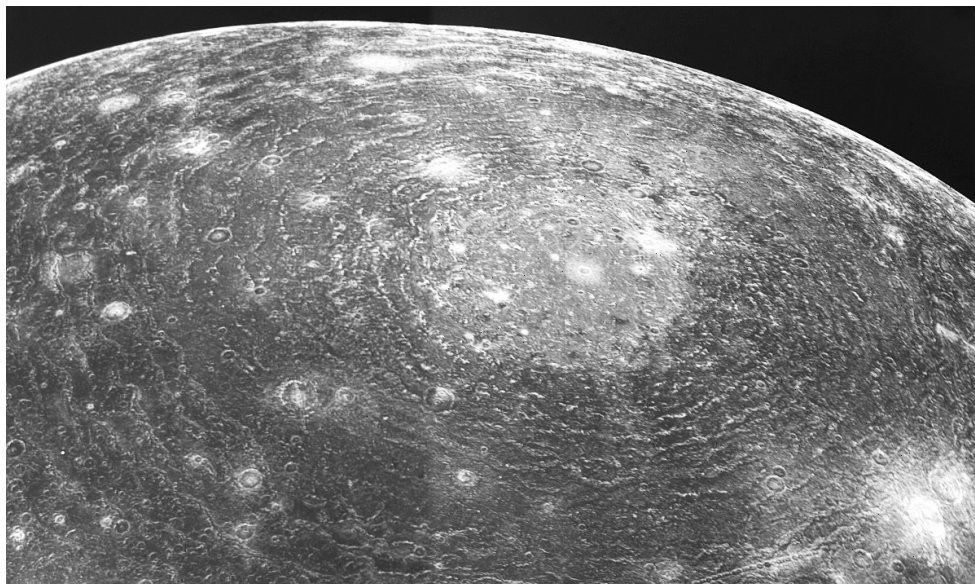


Fig. 6. Wielopierścieniowy krater Valhalla znajdujący się na Callisto, księżycu Jowisza. Struktura ma średnicę ok. 600 km i otoczona jest co najmniej 15 koncentrycznymi pierścieniami. Średnica skrajnego pierścienia wynosi około 3000 km, zatem zajmowany obszar pomieściłby powierzchnię USA. Zdjęcie wykonane przez sondę Voyager 1 w 1979. Źródło zdjęcia <http://en.wikipedia.org>.

Z uwagi na ziemską erozję nie można stwierdzić z całą pewnością, że struktury te występują na Ziemi, choć przypuszcza się, że należy do nich krater Chicxulub, znajdujący się na płw. Jukatan.

W 1980 roku Ganapathy zasugerował, że powstał na skutek spadku najprawdopodobniej planетки chondrytowej o średnicy ok. 10 km. Datowania wykazały, że ta 180 kilometrowa struktura jest równowiekowa z wymieraniem późno kredowym (Sharpton i in. 1992). Śladami tamtego impaktu w zapisie kopalnym są przede wszystkim: anomalie geochemiczne platynowców (m.in. Alvarez i in. 1980; Crocket i in. 1988; Schmitz i in. 1988; Ebihara i Miura 1996; Premović 2009; Racki i in. 2011), mikrotektyty (m.in. French 1998; Glass i Simonson 2012) oraz minerały szokowe (m.in. Boher i in. 1987; McHone i in. 1989; French 1998; Alvarez 2003; French i Koeberl 2010).

Ziemijskimi kraterami wielopierścieniowymi mogą być następujące struktury (French 1998):

- Manicouagan, średnica 100 km, Kanada,
- Popigai, śr. 100 km, Rosja,
- Vredefort, śr. > 200 km, Południowa Afryka,
- Sudbury, śr. > 200 km, Kanada.
- Chicxulub, śr. 180 km, Meksyk.

Według Sharptona i innych (1993, 1996b) oraz Morgana i innych (1997) Chicxulub jest najlepiej zachowanym kraterem wielopierścieniowym na Ziemi. Nie do końca jest jednak znany mechanizm powstawania tych struktur, choć z całą pew-

nością są one świadectwem największych i najgwałtowniejszych zderzeń kosmicznych (Schultz i Merrill 1981; Melosh 1989; Spudis 1993). Nie jest też oczywiste czy mniejszy krater może stać się wielopierścieniowym poprzez zwiększanie swojej średnicy (Herrick i in. 1997).

Podsumowanie

Na chwilę obecną (luty 2014) na Ziemi zidentyfikowano 183 kratery impaktowe, w tym 75 mających więcej niż 10 km średnicy i 13 mających ponad 50 km średnicy (dane z Earth Impact Database). Największe impakty powodowały deformacje skał skorupy ziemskiej o objętościach wynoszących tysiące m³ (m.in. Dence 1971; Grieve i Cintala 1992; Dressler i Reimold 2001), a konsekwencje wywołane spadkiem miały zasięg globalny. Były to m.in.: zmiany klimatu, uwarunkowań oceanograficznych, rozprzestrzenianie drobnego materiału poimpaktowego po kuli ziemskiej czy anomalie geochemiczne. Obserwacja uderzenia komety Shoemaker-Levy 9 w Jowisza, które miało miejsce w 1994 roku, pozwoliło na uświadomienie naukowcom jakim niszczycielskim, a zarazem ważnym procesem geologicznym kształtującym planety są zderzenia ciał kosmicznych. Odkrywanie i badania nowych kraterów są niezmiernie ważne dla geologii impaktów, gdyż uzupełniają bazy danych dotyczącą procesów powstawania, jak i rodzajów kraterów meteorytowych.

Literatura

- Alvarez W., 2003, *Comparing the evidence relevant to impact and flood basalt at times of major mass extinctions*, *Astrobiology*, 3, s. 153–161.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V., 1980, *Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction*, *Science*, 208, s. 1095–1108.
- Biała J., 2003, *Meteoryt L'Aigle i narodziny meteorytyki*, [w:] Ł. Karwowski, A. Gurdziel (red.), *Materiały II Seminarium Meteorytowego Olsztyn 2003*, Polskie Towarzystwo Meteorytowe, Sosnowiec, s. 6–15.
- Bland P.A., Artemieva N.A., 2006, *The rate of small impacts on Earth*, *Meteoritics & Planetary Science*, 41, s. 607–631.
- Boher B.F., Modreski P. J., Foord E.E., 1987, *Shocked quartz in the Cretaceous – Tertiary boundary clays: Evidence for a global distribution*, *Science*, 236, s. 705–709.
- Bolten R., Muller D., 1969, *Das Tertiärium Nordlinger Ries und in seiner Umgebung*, *Geologica Bavarica*, 61, s. 87–130.
- Chao E.C.T., 1967, *Impact metamorphism*, [w:] H. P. Abelson (red.), *Researches in Geochemistry*, John Wiley and Sons, New York, s. 204–233.
- Chao E.C.T., Shoemaker E.M., Madsen B.M., 1960, *First natural occurrence of coesite*, *Science*, 132, s. 220–222.
- Claeys P., Casier J.G., 1994, *Microtektite-like impact glass associated with the Frasnian-Famennian boundary mass extinction*, *Earth and Planetary Science Letters*, 122, s. 303–315.
- Claeys P., Casier J.G., Margolis S.V., 1992, *Microtektites and mass extinctions: Evidence for a Late Devonian asteroid impact*, *Science*, 257, s. 1102–1104.

- Collins S.G., Melosh J.H., Osinski R.G., 2012, *The impact – cratering process*, Elements, 8, s. 25–30.
- Crocket J.H., Officer C.B., Wezel F.C., Johnson G.D., 1988, *Distribution of noble metals across the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: Iridium variation as a constraint on the duration and nature of Cretaceous/Tertiary boundary events*, Geology, 16, s. 77–80.
- Croft S.K., 1985, *The scaling of complex craters*, 15th Proceedings Lunar and Planetary Conference, Journal of Geophysical Research, 90, s. C828–C842.
- Dence M.R., 1968, *Shock zoning at Canadian craters: Petrography and structural implications*, [w:] B.M. French, N.M. Short (red.), *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Mono Book Corporation, Baltimore, s. 169–184.
- Dence M.R., 1971, *Impact melts*, Journal of Geophysical Research, 76, s. 5552–5565.
- Dence M.R., Grieve R. A. F., Robertson P. B., 1977, *Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations*, [w:] D. J. Roddy, O. R. Pepin, B. R. Merrill (red.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s. 247–275.
- Dressler B.O., Sharpton V.L., 1997, *Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada*, Tectonophysics, 275, s. 285–311.
- Dressler B.D., Reimold W.U., 2001, *Terrestrial impact melt rocks and glasses*, Earth-Science Reviews, 56, s. 205–284.
- Dressler B.D., Grieve R.A.F., Sharpton V.L. (red.), 1994, *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*, Geological Society of America Special Paper, 293, s. 348.
- Dressler B.O., Sharpton V.L., Schuraytz B.C., 1998, *Shock metamorphism and shock barometry at a complex impact structure: Slate Islands, Canada*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 130, s. 275–287.
- Ebihara M., Miura T., 1996, *Chemical characteristics of the Cretaceous–Tertiary boundary layer at Gubbio, Italy*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, s. 5133–5144.
- French B.M., 1968, *Shock metamorphism as a geological process*, [w:] B. M. French, N. M. Short (red.), *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Mono Book Corporation, Baltimore, s. 1–17.
- French B.M., 1990, *25 years of the impact-volcanic controversy: Is there anything new under the sun or inside the Earth?*, Eos, Transactions, American Geophysical Union, 71, s. 411–414.
- French B.M., 1998, *Traces of Catastrophe. A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*, Lunar and Planetary Institute, Boulevard.
- French B.M., Short N.M., (red.), 1968, *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Mono Book Corporation, Baltimore.
- French B.M., Koeberl C., 2010, *The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why*, Earth-Science Reviews, 98, s. 123–170.
- Ganapathy R., 1980, *A major meteorite impact on the earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous – Tertiary boundary clay*, Science, 209, s. 921–923.
- Gault D.E., 1973, *Displaced mass, depth, diameter, and effects of oblique trajectories for impact craters formed in dense crystalline rocks*, The Moon, 6, s. 32–44.
- Gault D.E., Quaide W.L., Oberbeck V.R., 1968, *Impact cratering mechanics and structures*, [w:] B.M. French, N.M. Short (red.), *Shock Metamorphism of Natural Materials*, Mono Book Corporation, Baltimore, s. 87–99.
- Gentner W., Wagner G.A., 1969, *Altersbestimmungen an Ries glasern und Moldaviten*, Geologica Bavarica, 61, s. 296–303.

- Gentner W., Lippolt H.J., Schaeffer O.A., 1963, *Argonbestimmungen an Kaliummineralien-XI. Die KaliumArgon- Alter der Glaser des Nordlinger Rieses und der bohrnischmahrischen Tektite*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, s. 191–200.
- Glass B.P., Simonson B.M., 2012, *Distal impact ejecta Layers: Spherules and More*, *Elements*, 8, s. 43 – 48.
- Grieve R.A.F., 1987 – Terrestrial impact structures. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15:245–270.
- Grieve R.A.F., 1991, *Terrestrial impact: the record in the rocks*, *Meteoritics*, 26, s. 175–194.
- Grieve R.A.F., 1997, *Extraterrestrial impact events: The record in the rocks and the stratigraphic column*, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 132, s. 5–23.
- Grieve R.A.F., Cintala M.J., 1981, *A method for estimating the initial impact conditions of terrestrial cratering events, exemplified by its application to Brent crater, Ontario*, *Proceedings Lunar and Planetary Science*, 12B, s. 1607–1621.
- Grieve R.A.F., Cintala M.J., 1992, *An analysis of differential impact melt-crater scaling and implications for the terrestrial impact record*, *Meteoritics*, 27, s. 526–538.
- Grieve R.A.F., Pesonen L.J., 1992, *The terrestrial impact cratering record*, *Tectonophysics*, 216, s. 1–30.
- Grieve R.A.F., Masaitis V.L., 1994, *The economic potential of terrestrial impact craters*, *International Geology Review*, 36, s. 105–151.
- Grieve R.A.F., Pesonen L.J., 1996, *Terrestrial impact craters: Their spatial and temporal distribution and impacting bodies*, *Earth, Moon, Planets*, 72, s. 357–376.
- Grieve R.A.F., Dence M.R., Robertson P.B., 1977, *Cratering process: As interpreted from the occurrence of impact melts*, [w:] D.J. Roddy, O.R. Pepin, B.R. Merrill (red.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s. 791–814.
- Grieve R.A.F., Robertson P.B., Dence M.R., 1981, *Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data*, [w:] H.P. Schultz, B.R. Merrill (red.), *Multi-Ring Basins: Formation and Evolution*, *Proceedings Lunar and Planetary Science*, 12A, Pergamon, New York, s. 37–57.
- Grieve R.A.F., Rupert J., Smith J., Therriault A., 1995, *The record of terrestrial impact cratering*, *GSA Today*, 5, s. 189–196.
- Herrick R.R., Sharpton V.L., Malin M.C., Lyons S.N., Feely K., 1997, *Morphology and morphometry of impact craters*, [w:] S.W. Bougher, D.M. Hunten, R.J. Phillips (red.), *Venus II: Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment*, University of Arizona, Tucson, s. 1015–1046.
- Holsapple K.A., Schmidt R.M., 1982, *On the scaling of crater dimensions, 2. Impact processes*, *Journal of Geophysical Research*, 87, s. 1849–1870.
- Holsapple K.A., Schmidt R.M., 1987, *Point source solutions and coupling parameters in cratering mechanics*, *Journal of Geophysical Research*, 92, s. 6350–6376.
- Huttner R., Schmidt-Kaler H., 1999, *Erläuterungen zur geologischen Karte des Rieses 1:50000*, *Geologica Bavarica*, 104, s. 7–76.
- Kenkmann T., Artemieva N.A., Wünnemann K., Poelchau M.H., Elbeshausen D., Núñez Del Prado H., 2009, *The Carancas meteorite impact crater, Peru: Geologic surveying and modeling of crater formation and atmospheric passage*, *Meteoritics & Planetary Science*, 44, s. 985–1000.
- Kieffer S.W., Simonds C.H., 1980, *The role of volatiles and lithology in the impact cratering process*, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18, s. 143–181.
- Koerberl C., Henkel H., (red.), 2005, *Impact Tectonics*, *Impact Studies*, vol. 6. Springer, Heidelberg.

- Koerberl C., Masaitis V.L., Shafranovsky G.I., Gilmour I., Langenhorst F., Schrauder M., 1997, *Diamonds from the Popigai impact structure, Russia*, *Geology*, 25, s. 967–970.
- Kring D.A., 1993, *The Chicxulub impact event and possible causes of K/T boundary extinctions*, [w:] D. Boaz, M. Dornan (red.), *Proceedings of the First Annual Symposium of Fossils of Arizona*, Mesa Southwest Museum and Southwest Paleontological Society, Mesa, s. 63–79.
- Kring D.A., 1997, *Air blast produced by the Meteor Crater impact event and a reconstruction of the affected environment*, *Meteoritics & Planetary Science*, 32, s. 517–530.
- Krinov E.L., 1966, *Giant Meteorites*, Pergamon, New York.
- Lange J.M., 1996, *Tektite glasses from Lusatia (Lausitz), Germany*, *Chemie der Erde*, 56, s. 498–510.
- Leroux H., Warme J.E., Doukhan J.C., 1995, *Shocked quartz in the Alamo breccia, southern Nevada: Evidence for a Devonian impact event*, *Geology*, 23, s. 1003–1006.
- Love S.G., Brownlee D.E., 1993, *A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust*, *Science*, 262, s. 550–553.
- Masaitis V.L., 1998, *Popigai crater: Origin and distribution of diamond-bearing impactites*, *Meteoritics & Planetary Science*, 33, s. 349–359.
- Maxwell D.E., 1977, *Simple Z model of cratering, ejection, and the overturned flap*, [w:] D.J. Roddy, O.R. Pepin, B.R. Merrill (red.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s. 1003–1008.
- Mchone J.F., Nieman R.A., Lewis C.F., Yates A.M., 1989, *Stishovite at the Cretaceous Tertiary boundary Raton, New Mexico*, *Science*, 243, s. 1182–1184.
- McLaren D.J., 1970, *Time, life and boundaries*, *Journal of Paleontology*, 44, s. 801–815.
- Melosh H.J., 1989, *Impact Cratering: A Geologic Process*, Oxford University, New York.
- Milton D.J., 1977, *Shatter cones – An outstanding problem in shock mechanics*, [w:] D.J. Roddy, O.R. Pepin, B.R. Merrill (red.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s. 703–714.
- Milton D.J., Glikson A.Y., Brett R., 1996, *Gosses Bluff – A latest Jurassic impact structure, central Australia. Part I: Geological structure, stratigraphy, and origin*, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 16, s. 453–486.
- Milton D.J., Barlow B.C., Brett R., Brown A.R., Glikson A.Y., Manwaring E.A., Moss F.J., Sedmik E.C.E., Van Son J., Young G.A., 1972, *Gosses Bluff impact structure, Australia*, *Science*, 175, s. 1199–1207.
- Morgan J., Warner M., Brittan J., Buffler R., Camargo A., Christeson G., Denton P., Hildebrand A., Hobbs R., Macintyre H., Mackenzie G., Maguire P., Marin L., Nakamura Y., Pilkington M., Sharpton V., Snyder D., Suarez G., Trejo A., 1997, *Size and morphology of the Chicxulub impact crater*, *Nature*, 390, s. 472–476.
- Nicolaysen L.O., Reimold W.U., 1990, *Cryptoexplosions and catastrophes in the geological record, with a special focus on the Vredefort structure*, *Tectonophysics*, 171, s. 1–422.
- O’Keefe J.D., Ahrens T.J., 1982, *Cometary and meteorite swarm impact on planetary surfaces*, *Journal of Geophysical Research*, 87, s. 6668–6680.
- Premović P.I., 2009, *The Conspicuous Red “Impact” Layer of the Fish Clay at Hojerup (Stevns Klint, Denmark)*, *Geochemistry International*, 47, s. 513–521.
- Racki G., Machalski M., Koerberl C., Harasimiuk M., 2011, *The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Palaeogene site at Lechówka near Chelm, SE Poland, and its palaeobiologic implications*, *Acta Palaeontologica Polonica*, 56, s. 205–215.
- Reimold U.W., Jourdan F., 2012, *Impact! – Bolides, Craters And Catastrophes*, *Elements*, 8, s. 19–24.

- Robertson P.B., 1975, *Zones of shock metamorphism at the Charlevoix impact structure, Quebec*, Geological Society of America Bulletin, 86, s. 1630–1638.
- Roddy D.J., Davis L.K., 1977, *Shatter cones formed in large scale experimental explosion craters*, [w:] D.J. Roddy, O.R. Pepin, B.R. Merrill (red.), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s.715–750.
- Roddy D.J., Pepin R.O., Merrill R.B., (red.), 1977, *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York.
- Ryder G., Fastovsky D., Gartner S., 1996, *The Cretaceous- Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*, Geological Society of America Special Paper, 307, s. 569.
- Schmitz B., Andersson P., Dahl J., 1988, *Iridium, sulfur isotopes and rare earth elements in the Cretaceous – Tertiary boundary clay at Stevns Klint, Denmark*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, s. 229–236.
- Schultz P.H., Merrill R.B., (red.), 1981, *Multi-Ring Basins: Formation and Evolution*, Proceedings Lunar and Planetary Science 12A, Pergamon, New York.
- Sharpton V.L., Ward P.D., (red.), 1990, *Global Catastrophes in Earth History: An Interdisciplinary*, Conference on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality, Geological Society of America Special Paper, 247, s. 631.
- Sharpton V.L., Dalrymple G.B., Martin L.E., Ryder G., Schuraytz B.C., Urrutia-Fucugauchi J., 1992, *New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous – Tertiary boundary*, Nature, 359, s. 819–821.
- Sharpton V.L., Dressler B.O., Herrick R.R., Schneiders B., Scott J., 1996, *New constraints on the Slate Islands impact structure, Ontario, Canada*, Geology, 24, s. 851–854.
- Sharpton V.L., Marín L.E., Carney J.L., Lee S., Ryder G., Schuraytz B.C., Sikora P., Spudis P.D., 1996, *A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples*, [w:] G. Ryder, D. Fastovsky, S. Gartner (red.), *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*, Geological Society of America Special Paper, 307, s. 55–74.
- Sharpton V.L., Burke K., Camargo-Zanoguera A., Hall S.A., Lee D.S., Marín L.E., Suárez-Reynoso G., Quezada-Muneton J.M., Spudis P.D., Urrutia-Fucugauchi J., 1993, *Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analyses*, Science, 261, s. 1564–1567.
- Shoemaker E.M., 1963, *Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona*, [w:] B.M. Middlehurst, G.P. Kuiper (red.), *The Moon, Meteorites, and Comets*, University of Chicago, Chicago, s. 301–336.
- Shoemaker E.M., 1977, *Why study impact craters?*, [w:] D.J. Roddy, O.R. Pepin, B.R. Merrill (red), *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, Pergamon, New York, s. 1–10.
- Shoemaker E.M., Chao E.C.T., 1961, *New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany*, Journal of Geophysical Research, 66, s. 3371–3378.
- Spencer J.R., Mitton J. (red.), 1995, *The Great Comet Crash: The Impact of Comet Shoemaker-Levy 9 on Jupiter*, Cambridge University, New York.
- Spudis P.D., 1993, *The Geology of Multi-Ring Impact Basins: The Moon and Other Planets*, Cambridge University, New York.
- Staudacher T., Jessberger E.K., Dominik T.K., Schaeffer O.A., 1982, *^{40}Ar - ^{39}Ar ages of rocks and glasses from the Nordlinger Ries crater and the temperature history of impact breccias*, Journal of Geophysics, 51, s. 1-11.
- Stöffler D., 1966, *Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks at the Nördlinger Ries Crater*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 12, s. 15–24.

- Stöffler D., 1971, *Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters*, Journal of Geophysical Research, 76, s. 5541–5551.
- Stöffler D., 1972, *Deformation and transformation of rockforming minerals by natural and experimental shock processes: I. Behavior of minerals under shock compression*, Fortschritte Der Mineralogie, 49, s. 50–113.
- Stöffler D., 1984, *Glasses formed by hypervelocity impact*, Journal of Non-Crystalline Solids, 67, s. 465–502.
- Stoffler D., Ostertag R., 1983, *The Ries impact crater*, Fortschr Mineral, 61, s. 71–116.
- Stöffler D., Langenhorst F., 1994, *Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory*, Meteoritics, 29, s. 155–181.
- Stöffler D., Artemieva N.A., Pierazzo E., 2002, *Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of the moldavite strewn field*, Meteoritics & Planetary Science, 37, s. 1893–1907.
- Swisher C.C., Grajales-Nishimura J.M., Montanari A., Margolis S.V., Claeys P., Alvarez W., Renne P., Cedillo-Pardo E., Maurasse F.J.M., Curtis G.H., Smit J., Andwilliams M.O., 1992, *Coeval 40Ar/39Ar ages of the 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous – Tertiary boundary tektites*, Science, 257, s. 954–958.
- Taylor S.R., 1992, *Solar System Evolution: A New Perspective*, Cambridge University, New York.
- Tymiński Z., 2013, *W leju po Morasku – spostrzeżenia na temat małych kraterów meteorytowych*, Cyrklarz, 206, s. 13–15.
- Wójcik-Tabol P., 2012, *Poszukiwany świadek naoczny impaktu – kwarc ustrząsowy*, Przegląd Geologiczny, 5, s. 263–266.