

Romuald KOSINA<sup>1</sup>

# Impaktyty struktury Kara, Ural Polarny

Impactites of the Kara astrobleme, the Polar Urals

**Abstract:** The Kara crater is located near the Kara Sea. Together with the Ust-Kara crater, both structures are considered a twin structure, which is rarely found on Earth. The Ust-Kara is an undersea crater, while the Kara was formed in sedimentary rocks, in wet tundra. This environment determines the distinct petrological characteristics of the Kara impactites. Large shatter cones are a characteristic feature of an impact crater. High- and low-temperature tagamites with variable amounts of melt or glass and with the fluidal texture of rocky clasts were described from the crater. The mineralization represented by pyrite and chalcopyrite occurs in the suevite breccias expressing variable amounts of glass fragments. A special feature of the Kara impactites is the presence of coal clasts and carbonate rocks as well as a secondary crystallization of calcite in the form of globules.

**Keywords:** astrobleme, impactites, tagamites, suevites, clasts, mineralization

## Wstęp

Krater Kara jest położony na Polarnym Uralu na brzegu Zatoki Baydarata Morza Karskiego, 200 km na północ od miasta Workuta (Badjukov i in. 2002; ryc. 1). Jego współrzędne to 69°10'N i 65°00'E. Jest otwarty od północnego wschodu ku Morzu Karskiemu, a od południowego zachodu otoczony wzgórzami. Struktura jest pokryta osadami czwartorzędowymi sięgającymi 200 m grubości. Krater utworzył się w paleozoicznych skałach osadowych, z podrzędnie występującymi dajkami diabazowymi. Impaktowe skały w postaci allogenicznych brekcji i suevitu leżące na zaburzonych skałach paleozoicznych są eksponowane w dolinach rzek na obrzeżu struktury. Wypełniają one pierścieniowy rów otaczający centralne wyniesienie o średnicy około 10 km. Grubość warstwy skał, które uległy zbrekcjonowaniu wynosi do 3,5 km. Skały pod brekcjami są częściowo silnie rozdrobnione. W części peryferycznej krateru obserwować można liczne nasunięcia, uskoki, prze-

<sup>1</sup> Instytut Biologii Środowiskowej, Uniwersytet Wrocławski, Przybyszewskiego 63/77, 51-148 Wrocław;  
e-mail: kosina@biol.uni.wroc.pl

sunięcia bloków oraz skały impaktowe odsłaniane w klifach nadrzecznych. Pięknie zachowane stożki uderzeniowe eksponowane są w impaktowych skałach. Brekcje zawierają skruszony materiał skał osadowych. Brekcje lityczne stopniowo przechodzą w leżące nad nimi suevity. Wypełnienie krateru można ogólnie podzielić na dwa składniki: dolne megabrekcje o miąższości 0,7–0,9 km, z wkładkami tagamitów o grubości 15–20 m oraz górne pokłady suewitów z aglomeratami lapilli (0,8–0,9 km) i drobnoziarnistą brekcją zwaną koptoklastytem o miąższości 0,8–1,2 km. Fragmenty pęcherzykowatego szkliwa i bomb w suevicie zostały przekształcone we wtórne minerały ilaste, kalcyt, zeolity, piryty i inne. Liczne dajki klastyczne wnikają w brekcje i suevity. Soczewki tagamitów i bomby szkliwa impaktowego zawierają klasty częściowo spojonych piaskowców i mułowców. Matriks tagamitów jest fluidalna, szklista, częściowo wykazuje hemikrystaliczną strukturę. Matriks ta zawiera różną ilość wody i tlenków żelaza. Tagamity wykazują cechy mieszania, ale nie są zhomogenizowane. Zarówno szkliwo jak i tagamity odpowiadają chemizmem permskim piaskowcom. Objętość schłodzonego stopu, głównie w suevitach szacuje się na 250 km<sup>3</sup>. W zszokowanych skałach odnaleziono coesyt. Impaktyty struktury Kara zawierają również diamenty utworzone przez transformację węgla przy ciśnieniu 26–30 GPa i umiarkowanej temperaturze postszokowej (Masaitis 1999). Dla impaktytów z Gardnos, zawierających węgiel, optimum temperaturowe dla tworzenia diamentów określono na ca 600–700°C (Gilmour i in. 2003).

Na północny wschód od krateru Kara, w odległości 5 km, leży podmorski krater Ust-Kara. Na brzegu Morza Karskiego eksponowane są jego impaktyty w postaci suewitów i megabrekcji. Oba kratery uznaje się za bliźniacze. Ten typ kraterów odznacza się rzadkością występowania. Kratery Clearwater Lakes są wymiarowo podobne do Kara i Ust-Kara. Kratery Kara ułożone są wzdłuż azymutu 40–50°. Rozważana jest możliwość równoczesnego deszczu impaktowego tworzącego obie astroblemy oraz struktury Kamensk i Gusev w basenie Donu i kratery na terenie Libii. Datowanie deszczu jest na granicę K/T, przed około 65 milionami lat (Masaitis i Mashchak 1982). Jednak Koeberl i in. (1990a) rozpoznali, że oba kratery są starsze niż 70 Ma. Kilka analiz izotopowych podaje dla Kara wiek 60 Ma, inne w rozstępie 65,8 do 125,8 Ma. Autorzy oceniają wiek na około 73–74 Ma, a zatem kratery byłyby starsze niż granica K/T i bliższe granicy Campania/Maastricht. Pomiary średnic obu kraterów wykazały, że Kara (70 km) jest mniejszy od Ust-Kara (ca 80 km) (Koeberl i in. 1990b).

Bliźniacze kratery Kara i Ust-Kara są interesujące również ze względu na indukcję wielkim impaktem procesów geologicznych pomiędzy skorupą Ziemi i płaszczem. Teoretyczne obliczenia Jones'a (1987) prowadzą do wniosku, że wielki impakt może naruszyć skorupę Ziemi do nieciągłości Moho. Autor na dowód przytacza wyniki badań elektromagnetycznych wskazujących, że w kraterze Charlevoix w Kanadzie stwierdzono istnienie uskoków w dolnej części skorupy. Najbardziej prawdopodobne miejsca tak głębokich spękań skorupy wskutek impaktu autor widzi na obrzeżach głębokich basenów sedymentacyjnych i na oceanicznych brzegach kontynentów. Przykładem takiego miejsca mogłyby być właśnie kratery



**Ryc. 1.** Mapa Uralu i północnej Syberii z zaznaczeniem lokalizacji bliźniaczej astroblemy Kara – Usta-Kara nad Morzem Karskim i struktury Popigaj nad Morzem Łaptiewa (czerwone kółka i strzałki). Wg *Kara Sea map.png*, zmienione.

Kara i Ust-Kara położone na brzegu Morza Karskiego. Kolejno Jones i in. (2002) dowodzą, że duży impakt w skorupę Ziemi w stadium dekompresji może uruchomić nie tylko górne partie płaszcza, ale również aktywność wulkaniczną. Ivanov i Melosh (2003) są odmiennej opinii. Ich obliczenia dowodzą, że asteroida nawet o średnicy 200 km tworząca krater o średnicy 250–300 km nie spowoduje uniesienia górnego płaszcza powyżej jego warstwy perydotytowej. Pozyskiwanie danych o kraterze Ust-Kara jest utrudnione ze względu na podwodne położenie. Jego impaktyty odkrywane są jedynie na kontakcie z kraterem Kara, na brzegu Morza Karskiego. Sugeruje się jego średnicę nawet większą, do 155 km, jeśli na Wyspie Torasovey położonej na wschód od krateru Kara byłyby odkryte impaktyty (Nazarov i in. 1989). To przybliży krater do rozważań Jones’a (1987).

Powyższe dane dowodzą, że bliźniacze kraterzy Kara–Ust-Kara są ważnym obiektem w badaniach geologii impaktu. Poniżej zostaną one scharakteryzowane na podstawie przeglądu literatury oraz zdokumentowane analizą oryginalnych skał impaktowych z krateru Kara.

Ostatnio podkreślano, że na terenie Polski, w osadach polodowcowych, jest prawdopodobne znajdowanie wśród eratyków również impaktytów pochodzących z astroblem północnej Europy i pomocny w identyfikacji takich okazów może być opis oryginalnych impaktytów skandynawskich (Kosina 2014). Dodatkowo, analiza eratyków przewodnich ułatwić może identyfikację miejsca ich pochodzenia (Czubla i in. 2006; Górska-Zabielska 2008). Krytyczna analiza skał impaktowych, np. pseudotachylitu, jest ważna przy rozpoznawaniu impaktytów wśród eratyków (Kosina 2015a). Zmienność impaktytów jest istotnie skorelowana ze zmiennością podłoża geologicznego przekształcanego podczas impaktu, zatem ważna jest znajo-

mość struktury impaktytów pochodzących z astroblem różnych geologicznie. Przykładowo, impaktyty pochodzące z tarczy krystalicznej w kraterze Popigaj na Syberii scharakteryzował Kosina (2015b), i mogą być one krytycznie porównywane z „sedymentacyjnymi” impaktytami struktury Kara.

## Impaktyty krateru Kara

Struktura Kara znajduje się w obszarze tundry w permskich piaskowcach i łupkach z małymi dajkami diabazów. Wykształcone tutaj tagamity są szare i ciemnoszare, formą zbliżone do potoków bazaltowych. W rzeczywistości nie są bazaltem, lecz mieszaniną lokalnych skał. Szkliwo impaktowe spotykane jest rzadko, z reguły jest zrekrytalizowane i warstwowane (Koeberl i in. 1990a). Tagamity mają matriks w pełni szklistą lub hemikrystaliczną. Matriks szklista ma większą zawartość wody i tlenków żelaza niż matriks hemikrystaliczna (Masaitis 1999). W kraterze odkryto również niebieskie szkliwa podobne do zhamanszinitów (Koeberl i in. 1990b). Często spotykanym markerem impaktu w Kara są duże stożki uderzeniowe, sięgające ponad 1 m długości. Są w brekcjach allogenicznych i w suevitach razem z fragmentami permskich piaskowców, paleozoicznych mułowców, łupków i wapieni. Brekcje zawierają klasty skał otaczających.

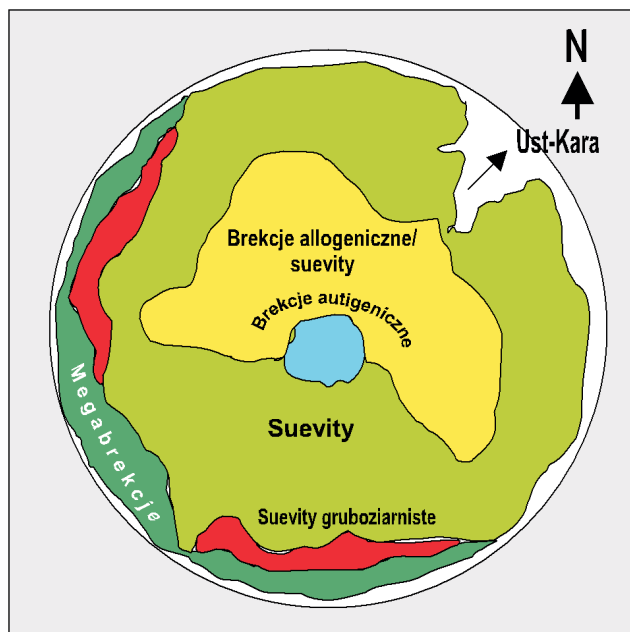
Charakterystyczne dla krateru są dajki klastyczne (czasem kilkumetrowej szerokości) przecinające brekcje i suevity. Dajki są liczne, w suevitach występują one w grupach od 3 do 15 sztuk. Mogą przecinać równocześnie suevit i niżej leżące brekcje. Penetrują suevit do 1,5 km, często połączone są strukturami podobnymi do apofiz. Wypełnione są zapiaszczoną gliną z fragmentami skał (20–25%) oraz szkliwa (2–3%), czasem ze stożkami uderzeniowymi. Występują również w słabo scementowanych suevitach. Minerale skałotwórcze w dajkach, stanowiące 15–25% objętości, to głównie kwarc i skalenie z cechami metamorfizmu szokowego, 2–3% stanowi epidot, cyrkon i glaukonit. Dajki zawierają materiał destrukcji brekcji i suevitu dostarczony podczas słabych ruchów tektonicznych. W skalnych fragmentach w dajkach stale identyfikowano żyłki pirytu, zeolitów i kalcytu (Mashchak i Ezersky 1980). Dajki są rozmieszczone w układzie radialnym na obwodzie krateru, częściowo równoległe do obwodu. W dajkach wypełniających szczeliny klasty rumoszu są przemieszczane (Masaitis 2005b).

## Brekcje

Brekcje auto- i allogeniczne są rozmieszczone w kraterze w części centralnej, megabrekcje zawierające bloki skalne w części obwodowej (ryc. 2).

\*\*\*

Przykłady okazów brekcji z krateru Kara ilustruje rycina 3. Rycina 3A przedstawia brekcię polimiktyczną z licznymi klastami jasnych węglanów, czarnych węgli i mułowców, starszych brekcji o strukturze gnejsowej, różowo-fioletowego mylonitu. W części górnej duży szaro-czarny klast drobno- (szary) i bardzo drobnoziarnistego



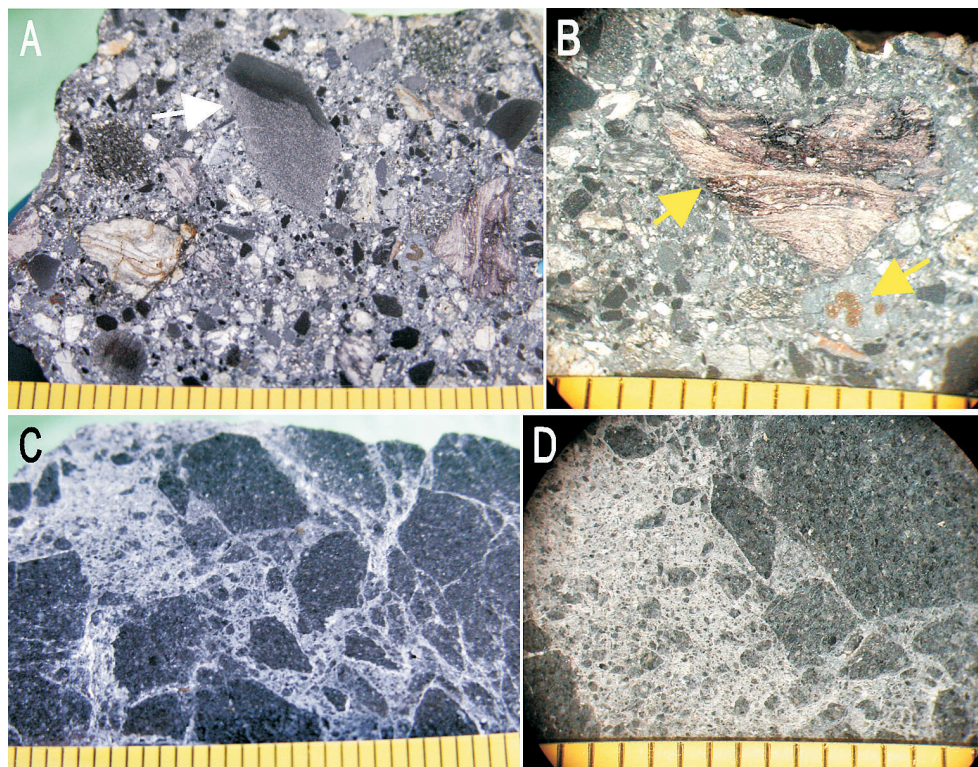
**Ryc. 2.** Uproszczony schemat rozmieszczenia głównych typów impaktytów w kraterze Kara. W centrum występują brekcje autigeniczne, na obwodzie W i SW megabrekcje. Średnica krateru około 70 km. Wg danych Koeberla i in. (1990a), zmienione.

(czarny) piaskowca. Często są inkluzje chalkopirytu (patrz ryc. 3B). Jasne klasty reprezentowane przez wapienie mają teksturę fluidalną, czasem są porowate. Ich kontakty z matriks są silnie faliste i rozmyte (ang. *nebulous contacts*, Whitehead i in. 2002). Widoczne jest wzajemne przenikanie się matriks i klastów. Jednak wiele klastów jest wyraźnie odgraniczonych od matriks. Większość klastów ma teksturę linearną. Niektóre klasty mają cienkie, ciemne częściowe obwódki. Brekcja węglanowa (ryc. 3C, D) zawiera drobnoziarniste klasty ciemne, spojone jasnym kalcytem. Wszystkie klasty, od najdrobniejszych do największych są wyraźnie odgraniczone od spoiwa kalcytowego. W klastach obserwuje się bardzo drobne skupienia chalkopirytu. W mikrokawernach tworzą się kryształy kalcytu i chalkopirytu. Chalkopiryt widoczny jest również w postaci mikrożyłek w jasnym spoiwie kalcytowym.

### Tagamity

Rosyjscy badacze, masywną stopioną skałę impaktową odkrywaną w takich kraterach, jak Popigaj, Kara i inne, nazywają tagamitem (Masaitis i Mashchak 1980). Inne określenia tej skały to szkliwo impaktowe, impaktowe skały ze stopem, stop bez klastów (Masaitis 2005a). Tagamity mają matriks szklistą lub w części krystaliczną. Inkluzje w matriks są zszokowane. Fragmenty skał podłoża (tzw. tarczy impaktowej) lub ich minerałów mogą być rekrystalizowane. Badacze klasyfikują tagamity jako: nisko- (NT) i wysokotemperaturowe (WT), o różnych cechach





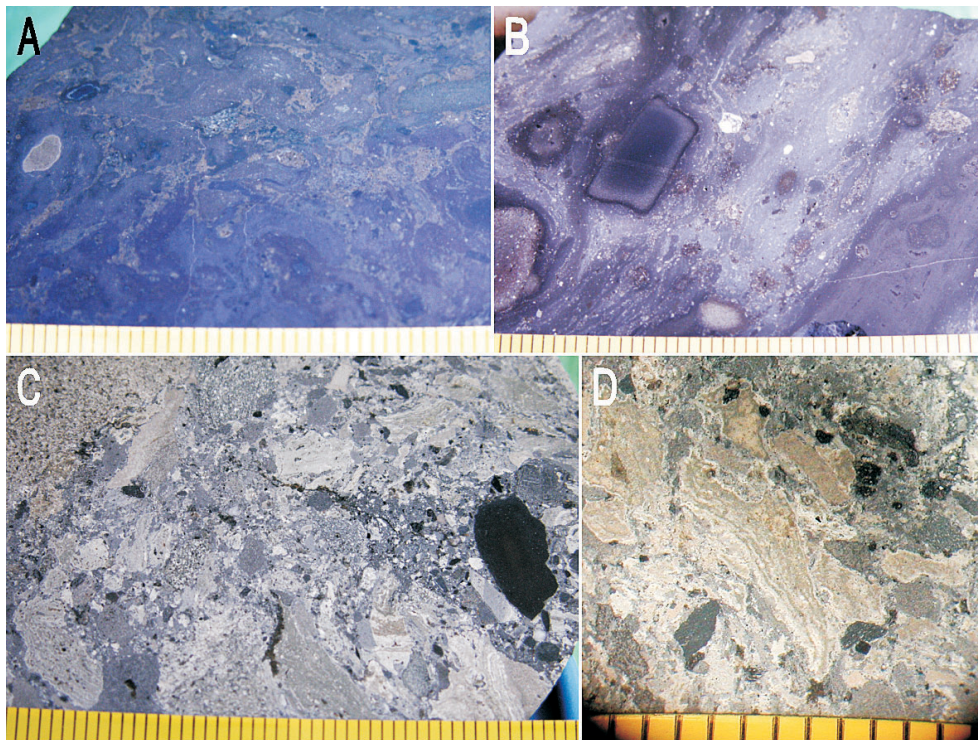
**Ryc. 3.** Brekcje krateru Kara. A – brekcja polimiktyczna z dużym klastem piaskowca (strzałka); B – różowy klast mylonitu brekcji polimiktycznej i krystalizacja chalkopirytu (strzałki); C – brekcja węglanowa, D – ciemne klasty spojone jasną, kalcytową matriks. Podziałka milimetrowa. Oryg.

petrograficznych oraz innej zawartości szkliva (Masaitis 1999). Wysokotemperaturowe tagamity są kryptokrystaliczne, zaś niskotemperaturowe mikrokrytaliczne. Różnią się typem przełamu, odpowiednio muszlowym i nieregularnym. W tagamitach występują czasem ciemne piroksenowe otoczki reakcyjne wokół inkluzji kwarcu (Dressler i Reimold 2001).

W tagamitach z krateru Popigaj identyfikowano klasty kwarcu wykazujące reakcyjne obwódki na kontakcie ze stopem. Tagamity WT i NT różniły się szerokością korony piroksenowej otaczającej klasty. Przełamy tagamitu WT są szkliste, zaś typ NT nie wykazuje tej cechy. Cechę szklistości nadawał tagamitom typu WT przełam korony piroksenowej. Identyfikowano również zszokowany kwarc z łukowatymi spękaniami. Jego ziarnista struktura przypomina układ rybiej łuski (ang. *ballen quartz*, Whitehead i in. 2002). Ten typ  $\alpha$ -kwarcu był rozpoznany w wielu strukturach i uznany jest za marker impaktu (Ferrière i in. 2009). Obserwowano również faliste, nieostre kontakty różnych stopów skał spowodowane wysoką temperaturą (ang. *nebulous contacts*).

\*\*\*

Przykłady okazów tagamitów z krateru Kara przedstawia rycina 4. Okaz na rycinie 4A jest skałą stopioną, z ciemnym, na zdjęciu niebieskawym, fluidalnym stopem. W stopie są mikroklasty drobnoziarnistej brekcji wskazujące na kierunki płynięcia stopu. Nieliczne jasne mikrożyłki zawierają minerały wtórne. Ten stop mieszał się z innym szarobrazowym jaśniejszym stopem z drobnoziarnistymi brekcjami oraz makroskopowo widocznymi ciemnymi klastami mułowców i innych skał. Stop ciemniejszy jest mikrokrystaliczny, zaś jaśniejszy o grubszym uziarnieniu. Brekcje i klasty są trudno odróżnialne od obu stopów ze względu na wzajemne przenikanie się tych składników i nieostre kontakty (ang. *nebulous contacts*). Pomimo tego oba stopy ostatecznie można odróżnić, co dowodzi ich niezmieszania (Masaitis i in. 1980). Okaz wykazuje, w reakcji na magnes, słaby lecz wyraźny magnetyzm. Natomiast silny magnetyzm wykazują drobiny metalu o dużej twardości (FeNi?). W rozproszeniu w stopie skały występuje chalkopiryt. Okaz tagamitu niskotemperaturowego przedstawia rycina 4B. Jasny klast w centrum to kwarc typu „rybiej łuski” (ang. *ballen quartz*). Obok ciemne klasty bardzo drobnoziarnistej skały (mułowce?) ze zmienionymi kontaktowo strefami. Matriks jest fluidalna, część jasnych klastów ma bardzo wyraźne jaśniejsze obwódki. W nieco większych kawerkach widoczna jest krystalizacja minerałów ilastych, kalcytu, czasem bardzo dobrze



**Ryc. 4.** Tagamity krateru Kara. A – tagamit NT z dużą ilością stopu; B – tagamit NT z jasnym klastem kwarcu typu „rybia łuska”; C – tagamit WT z czarnym klastem mułowca; D – tagamit WT z falistymi kontaktami matriks i klastów. Podziałka milimetrowa. Oryg.

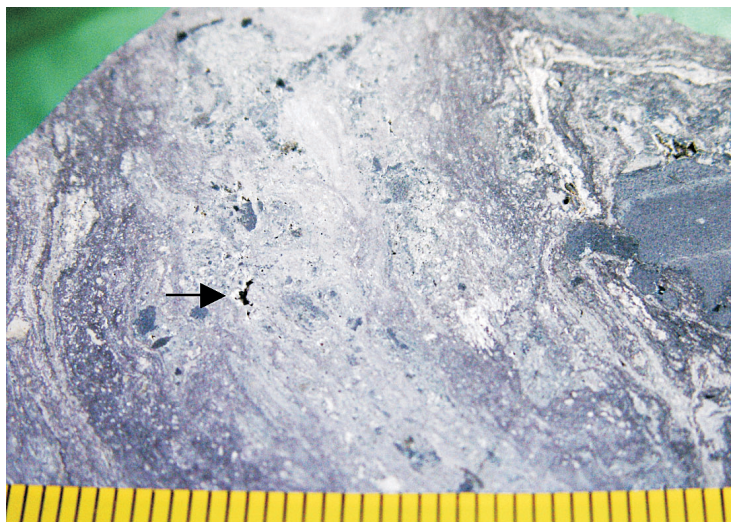


wykształconych kryształów chalkopirytu. Krystalizacja chalkopirytu najczęściej zachodzi w pobliżu cienkich żyłek kalcytowych. Fluidalna matriks miesza się z klastami drobnoziarnistej brekcji, jak w okazie na rycinie 4A. Brak fragmentów metalu, okaz o bardzo słabym magnetyzmie. Kolejne zdjęcia (ryc. 4C, D) ilustrują tagamit wysokotemperaturowy. Jest to brekcja stopu fluidalnego z klastami tufu, drobnoziarnistej brekcji i czarnych mułowców (ryc. 4C). Bardzo rzadko występują klasty kanciaste. Większość klastów miękkiego tufu i brekcji ma nieostre, faliste kontakty ze stopem lub pomiędzy sobą (patrz ryc. 4D). Brak w obserwowanym fragmencie (płytką z rdzenia wiertniczego) szkliva. Jeden klast zawiera fluidalno-pęcherzykowy kwarc (szkliwo diaplektyczne). Odnotowano nieliczne drobiny chalkopirytu, brak magnetyzmu skały.

Ryc. 5 pokazuje tagamit o przewadze tekstury fluidalnej stopu ze słabo czytelnymi klastami wapieni, mułowców, tufu i brekcji drobnoziarnistej. W mikrokawernach krystalizacja kalcytu, bardzo słaby magnetyzm.

Badjukov i in. (1989) badali magnetyzm impaktytów (tagamity i suevity) i łupków z krateru. Głównym źródłem magnetyzmu próbek był pirotyt i armalcolit oraz żelazo z 2% zawartością niklu. W suevitach nośnikiem magnetyzmu był przede wszystkim magnetyt. W tagamitach z impaktowej struktury Jänisjärvi, Karelia, Rosja, magnetyzm był powodowany głównie przez tytanomagnetyt, w mniejszym stopniu przez ilmenohematyt i tytanomaghemit (Salminen i in. 2006)

Powyżej prezentowane okazy tagamitu niskotemperaturowego z dużą zawartością stopu wykazały wyższy poziom magnetyzmu niż okazy typu wysokotemperaturowego. Odnotowano zmienność pomiędzy analizowanymi próbkami w poziomie magnetyzmu.



**Ryc. 5.** Tagamit fluidalny wiroklastyczny; mała ciemna kawerna z krystalizacją kalcytu (strzałka). Podziałka milimetrowa. Oryg.



## Suevity

Brekcje suevitu mogą zawierać różne typy klastów: wtroklasty szkliwa, litoklasty fragmentów skał, krystaloklasty minerałów skał, granoklasty obtoczonych ziaren piaskowców. Często występują lapille, w tym akrecyjne. Rosyjscy badacze nadają suevitom nazwy w zależności od typu i ilości klastów je budujących. Są to na przykład suevity: wtroklastyczny, wtrogranoklastyczny, granowitroblastyczny, krystaloklastyczny. Suevity najczęściej mają strukturę bezładną (Masaitis 2003):

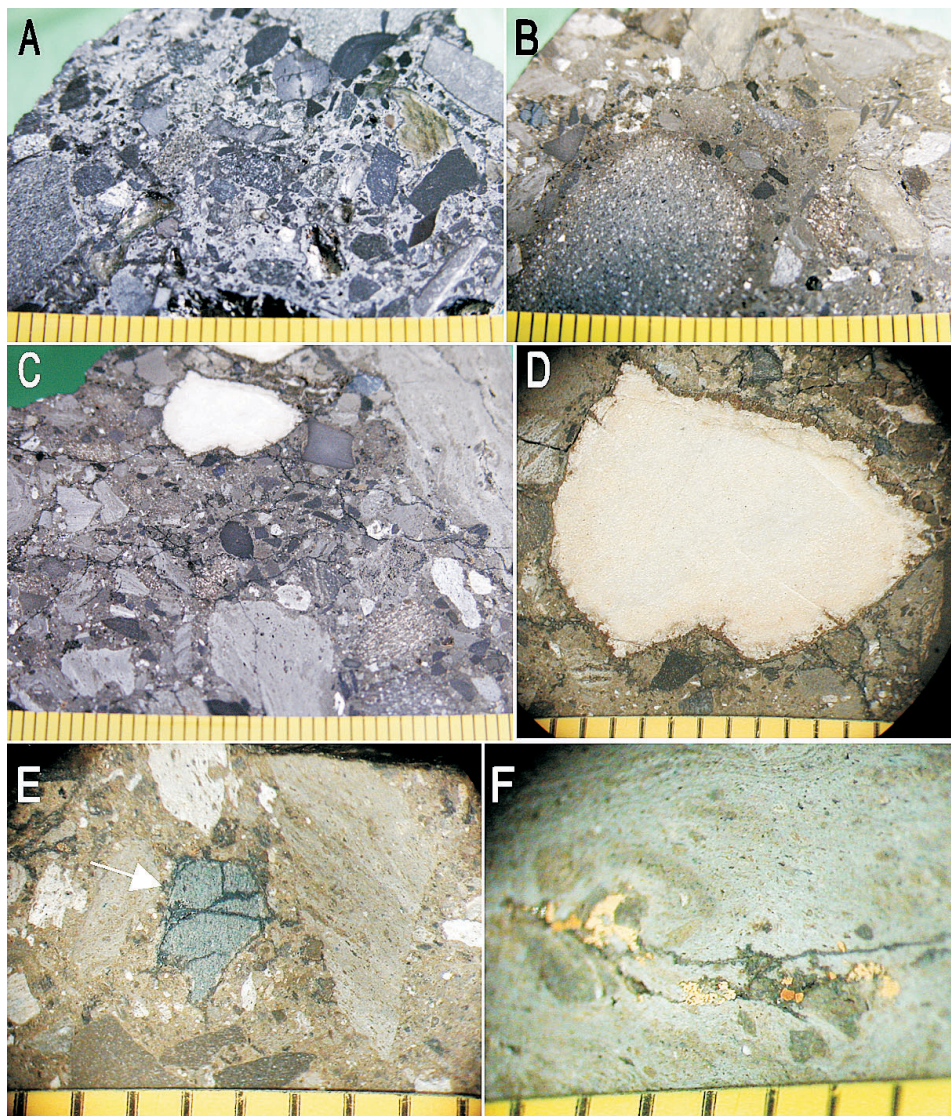
Suevity spoza depresji krateru z wychodni nad rzeką Syadmayaka były badane przez Badjukova i in. (2002). Główną skałą tego regionu są permskie piaskowce i łupki. Szkliwo w suevicie uległo wietrzeniu i uformowaniu takich faz jak zeolity i minerały ilaste, które występują pod postacią inkluzji o różnej formie i barwie. Fragmenty skał-klastów są kanciaste lub subkanciaste i są reprezentowane przez jaspisy, piaskowce i wapienie. Matriks suevitu to maficzne krzemiany ilaste, albit i skorodowane ziarna kwarcu. Struktury minerałów ilastych zachowują wcześniejsze struktury fluidalne szkliwa, często pęcherzykowego. Autorzy bardzo rzadko stwierdzali w kwarcu suewitów struktury PDF. Badany suevit wykazał podobieństwo litologiczne do suevitu z lapilli górnej warstwy koptoklastytów krateru Kara oraz do suevitu krateru Ries.

Öhman i in. (2002) w tym samym typie suevitu identyfikowali szkliwo niezmienione, izotropowe, pęcherzykowe, z teksturą fluidalną o składzie chemicznym wskazującym na skały podłoża.

Masaitis (2005a) podaje z krateru typ suevitu wtro-litoklastycznego o teksturze warstwowej i fluidalnej z klastami zbrekcjowanego piaskowca i soczewkami stopu impaktowego.

\*\*\*

Przykłady okazów brekcji suevitu ilustruje rycina 6. Na rycinie 6A fragment brekcji wyjętej z pylastego tufu z licznymi mikrokrystalizacjami chalkopiryty. Suevit zawiera liczne kanciaste klasty wapieni jasnych i ciemnych, mułowców, brekcji drobnoziarnistej, brekcji drobnoziarnistej z drobinami piryty-chalkopiryty. Okaz wykazuje szczątkowy magnetyzm. Wiele klastów ma teksturę linearną. Brak jest szkliwa. Kolejny okaz (ryc. 6B) ma w drobnoziarnistej matriks liczne, dość duże skupienia piryty. W dolnej części duży, zaokrąglony klast brekcji drobnoziarnistej. Tuf i większość klastów ma teksturę linearną. Stwierdzono krystalizację kalcytu i szczątkowy magnetyzm. Część białych klastów (wapieni lub minerałów ilastych i zeolitów po szkliwie?) jest stopiona, fluidalna. Klasty miewają złożoną strukturę – klasty w klastach. W brekcji suevitu występują klasty-brekcje (ryc. 6E). Kolejny przykład brekcji suevitu (ryc. 6C, D) zawiera duże, białe klasty kalcytu w ciemnej otoczce minerałów ilastych (ryc. 6D). Wykazano, że większość szkliwa w suevitach Kara została zamieniona w minerały ilaste i zeolity (Öhman i in. 2002). Zwraca uwagę skorodowany brzeg klastu w kontakcie z otoczką ilastą. Drobin ilastej matriks wnikają mikrożyłkami w rozluźniony na obwodzie mikrokrystaliczny kalcyt. Można przyjąć, że istniejące wcześniej stopy szkliwa i kalcytu wzajemnie się



**Ryc. 6.** Suevity wiroklastyczne z krateru Kara. A – okaz z dużym klastem piaskowca (z lewej) i licznymi ciemnymi klastami mulowca; B – fragment z dużym klastem brekcji drobnoziarnistej (lewa strona, dół) i jasnymi klastami stopionych porowatych wapieni lub minerałów ilastych; C – fragment z białymi klastami kalcytu; D – skorodowany klast kalcytu w ciemnej otoczce minerałów ilastych; E – starsza brekcja (strzałka) w brekcji suevitu; F – fragment stopu z mineralizacją pirytu. Podziałka milimetrowa. Oryg.

przenikały pozostając niezmieszanymi. Taki proces obserwowali Osinski i Spray (2001) w węglanowych impaktytach ze struktury Haughton w Kanadzie. Z prawej u góry (ryc. 6C) widoczny jest jasny fragment fluidalnego stopu. Budowa tej brekcji i jej klastów jest podobna do okazu poprzedniego. Liczne są drobne kryształy pirytu we fluidalnym, porowatym tufie (ryc. 6F). Okaz ma też bardzo słaby magnetyzm. W powyższych okazach część białych miękkich klastów jest obciętych, zapewne przez wcześniejsze zbrekcjowanie.

\*\*\*

Podłoże skalne krateru Popigaj położonego na wschód od krateru Kara to przede wszystkim różne typy gnejsów, kwarcyty i diabazy. Z tej krystalicznej tarczy impaktowej wytworzyły się ogromne ilości stopu skalnego, tagamitów (Deutsch i in. 2000, Masaitis 2002). Podłoże skalne krateru Kara jest odmienne. Stanowią je skały osadowe, wapienne, luźne, porowate, zawierające znaczne ilości wody.

Lokalne wody wnikając po impakcie w gorące brekcje i stopy utleniają i uwadniają bardziej reaktywne minerały i szkliwo. Taka hydrotermalna dynamika skutkuje mineralizacjami w postaci żył oraz wypełnia pustki w skałach (Smirnow 1986). Piryty, chalkopiryty, kalcyty i zeolity w impaktytach Kara występują właśnie w żyłkach lub mikrokawernach. Również w kraterach Ries i West Clearwater dowiedziono aktywności hydrotermalnej podczas chłodzenia stopu i przekształcania stopu w suewicę w montmoryllonit i zeolity (Kieffer i Simonds 1980). Aktywność hydrotermalną stwierdzono w Witwatersrand Basin w strukturze Vredefort. Procesy hydrotermalne zaznaczały się tam w szczególności w spēkaniach i uskokach, dając liczne mineralizacje siarczków (Reimold i in. 1999). Alkaliczne roztwory skał węglanowych krateru Kara niewątpliwie sprzyjały mineralizacji zeolitowej impaktytów. W skałach alkalicznych mogły krystalizować charakterystyczne zeolity takie, jak: gismondyt, thomsonit czy skolecyt (Ciciszewski i in. 1990).

Masaitis i Mashchak (1980) dowiedli, że dyspersja impaktytów z krateru Kara o podłożu luźnym była ponad dwukrotnie większa niż z krystalicznej tarczy Popigaj. Ta odmienność podłoża Kara przejawia się w innych proporcjach ilości tagamitów i suewitów oraz mineralogicznie odmiennych klastach. Klasty węgla, mułowców i skał wapiennych są częste w impaktytach Kara. Węgle i skały wapienne ulegały odgazowaniu podczas impaktu. W przypadku węgla odgazowanie ułatwia przechodzenie węgla w grafit i diamenty (Korochantsev i in. 2001). Takie przejście zaistniało w kraterze Gardnos, Szwecja, gdzie skały podłoża zawierają duże ilości węgla pochodzenia biologicznego. Są to proterozoiczne łupki węglowe. Skały te są obecne w impaktytach Gardnos. Grafit i węgiel amorficzny nadają tym impaktytom czarną barwę (Gilmour i in. 2003). Dla struktur impaktowych charakterystyczne są fazy wysokiej gęstości powstające pod wpływem wysokich ciśnień. Tworzone wówczas rzadkie minerały w bardzo małej ilości są krótkotrwałe (ułamki sekund do sekund). Są to wysokociśnieniowe polimorfy: krzemionki coesyt i stiszowit; węgla diament i lonsdaleit; piroksenu majoryt lub oliwinu ringwoodyt. Procesy prowadzące do powstawania polimorfów są jednak różne (Fel'dman i in. 2003). Dotyczy to m.in. różnych dróg powstawania diamentów w kraterach Popigaj i Kara. W Popigaj powstały one z grafitu (Koeberl i in. 1997), w Kara z amorficznej formy węgla, być może grafit stanowił stadium pośrednie tak, jak w kraterze Gardnos (Masaitis 1999).

Brak stopionych warstw w skałach wapiennych znanych astroblem stał się podstawą poglądu o odgazowaniu węglanów (kalcyty) i siarczanów (anhydryt) podczas wielkich impaktów (Lange i Ahrens 1986). Uznano, że nagłe wytworzenie dużych ilości CO<sub>2</sub> mogło mieć poważny wpływ na atmosferę Ziemi. Dotyczy to odgazowania anhydrytu podczas impaktu Chicxulub w okresie K/T.



Analizy odgazowania impaktytów Kara zawierających wapń przeprowadzili Badjukov i in. (1995). Kalcyt przy ciśnieniu 61 GPa wykazuje jedynie rekrytalizację. Anhydryt przy 63 GPa nie wykazuje ani dekompozycji, ani rekrytalizacji, są obserwowane jedynie plastyczne deformacje kryształów. Gips przy 56 GPa zamienia się w anhydryt. Odgazowanie asocjacji minerałów kwarc-kalcyt i kwarc-anhydryt zachodzi przy niższych ciśnieniach niż czystego kalcytu lub anhydrytu. Prowadzi to w kraterach do powstawania szkliwa bogatego w Ca. Zatem odgazowanie siarczanów i węglanów zachodzi podczas impaktu szybciej, jeśli zawierają one również krzemiany. Taki proces zachodził też w kraterze Kara.

Dalsze analizy wapiennych impaktytów zmieniają jednak powyższy pogląd o braku stopu wapiennego i odgazowaniu skał osadowych. Jones i in. (2000) zinterpretowali pierzastą teksturę typu spinifex oraz sferule węglanowe jako szybko schłodzony stop węglanowy skał wapiennych krateru Chicxulub. Analizy stopu kalcytu i szkliwa krzemianowego w dolomitowej tarczy impaktowej krateru Haughton w Kanadzie wykazały, że oba stopy głęboko wzajemnie się przenikały, lecz pozostawały niez mieszanymi (Osinski i Spray 2001). Jakkolwiek laboratoryjne eksperymenty z szokowaniem skał wapiennych dają niejednoznaczne wyniki, to analizy naturalnych impaktytów ze skał osadowych dowodzą, że ich stapianie było znacznie powszechniejsze niż uprzednio sądzono (Osinski i in. 2007). Stopy węglanowe charakteryzuje niska lepkość. Mają one naturę jonową, odmienną od natury sieciowej stopów krzemianowych (Jones i in. 2013). Ta odmienność natury obu stopów powoduje ich niemieszalność. Niemieszalność stopów impaktowych krateru Kara obserwowali Masaitis i in. (1980).

Przedstawione przykłady skał impaktowych z krateru Kara wykazały istnienie w nich klastów skał osadowych pochodzących z porowatej tarczy impaktowej. Są to zarówno duże klasty wapieni, węgla, mułowców jak i piaskowców. Część klastów ma faliste powierzchnie spowodowane wzajemnym przenikaniem się stopionego klastu i otaczającej go stopionej matriks. W klastach obserwowano również teksturę fluidalną. W postimpaktowej petrogenzie odgrywały również rolę procesy wtórnej mineralizacji hydrotermalnej, między innymi prowadzące do krystalizacji w żyłkach i pustkach skalnych kalcytu, pirytu, minerałów ilastych czy zeolitów. Stwierdzony jeden mikrookaz stopu żelazowego (FeNi?) może być zarówno pochodzenia lokalnego jak i meteorytowego.

W powyższej prezentacji ważna dla potencjalnej identyfikacji impaktytów na terenie Polski okazuje się możliwość makroskopowego rozpoznania impaktowego pochodzenia skał osadowych (kontakty różnych stopów, fluidalna i korozyjna natura klastów).

## Literatura

- Badjukov D.D., Bazhenov M.L., Nazarov M.A., 1989, *Paleomagnetism of impactites of the Kara impact crater: preliminary results*, Lunar and Planetary Science Conference, 20, s. 34–35.
- Badjukov D.D., Dikov Y.P., Petrova T.L., Pershin S.V., 1995, *Shock behavior of calcite, anhydrite, and gypsum*, Lunar and Planetary Science, 26, s. 63–64.



- Badjukov D.D., Raitala J., Ohmann T., Lorenz C.A., 2002, *The Kara crater size: Suevite layer outside the crater depression*, Lunar and Planetary Science, 33, abstract no. 1480.
- Ciciszewski G.W., Andronikaszewski T.G., Kirow G.N., Filizowa Ł.D., 1980, *Zeolity naturalne*, Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa.
- Czubla P., Gałązka D., Górka M., 2006, *Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski*, Przegląd Geologiczny, 54, s. 352–362.
- Deutsch A., Masaitis V.L., Langenhorst F., Grieve R.A.F., 2000, *Popigai, Siberia—well preserved giant impact structure, national treasury, and world's geological heritage*, Episodes, 23, s. 3–11.
- Dressler B.O., Reimold W.U., 2001, *Terrestrial impact melt rocks and glasses*, Earth-Science Reviews, 56, s. 205–284.
- Gilmour I., French B.M., Franchi I.A., Abbott J.I., Hough R.M., Newton J., Koeberl C., 2003, *Geochemistry of carbonaceous impactites from the Gardnos impact structure, Norway*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 67, s. 3889–3903.
- Górka-Zabielska M., 2008, *Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec*, Geologos, 14, s. 177–194.
- Fel'dman V.I., Sazonova L.V., Kozlov E.A., 2003, *High-density phases as an attribute of impact structures. Conditions of formation and preservation in shock processes*, w: Proceedings of 38<sup>th</sup> Vernadsky-Braun Microsymposium on Comparative Planetology, Moscow, Russia, s. MS018.
- Ferrière L., Koeberl C., Reimold W.U., 2009, *Characterisation of ballen quartz and cristobalite in impact breccias: New observations and constraints on ballen formation*, European Journal of Mineralogy, 21, s. 203–217.
- Ivanov B.A., Melosh H.J., 2003, *Impacts do not initiate volcanic eruptions: Eruptions close to the crater*, Geology, 31, s. 869–872.
- Jones A.G., 1987, *Are impact-generated lower-crustal faults observable?* Earth and Planetary Science Letters, 85, s. 248–252.
- Jones A.P., Claeys P., Heuschkel S., 2000, *Impact melting of carbonates from the Chicxulub crater*, In: I. Gilmour, C. Koeberl (Eds.) *Impacts and the early Earth*, s. 343–361, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Jones A.P., Genge M., Carmody L., 2013, *Carbonate melts and carbonatites*, Reviews in Mineralogy & Geochemistry 75, s. 289–322.
- Jones A.P., Price G.D., Price N.J., DeCarli P.S., Clegg R.A., 2002, *Impact induced melting and the development of large igneous provinces*, Earth and Planetary Science Letters, 202, s. 551–561.
- 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.
- Koeberl 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.
- Koeberl C., Sharpton V.L., Murali A.V., Burke K., 1990a, *Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event*, Geology, 18, s. 50–53.
- Koeberl C., Sharpton V.L., Harrison T.M., Sandwell D., Murali A.V., Burke K., 1990b, *The Kara/Ust-Kara twin impact structure; A large-scale impact event in the Late Cretaceous*, Geological Society of America, Special Papers, 247.
- Korochantsev A.V., Badjukov D.D., Sadilenko D.A., 2001, *Shock metamorphism of organic matter*, Meteoritics & Planetary Science, 36, Supplement, s. A104.
- Kosina R., 2014, *Pytania o kwarc deformacyjny i szokowy*, Acta Societatis Metheoriticae Polonorum, 5, s. 52–71.

- Kosina R., 2015a, *Pseudotachylit – tektonika i impakt*, Acta Societatis Meteoriticae Polonorum, 6, s. 53–73.
- Kosina R., 2015b, *Impakty struktury Popigaj, Syberia*, Acta Societatis Meteoriticae Polonorum, 6, s. 74–89.
- Lange M.A., Ahrens T.J., 1986, *Shock-induced CO<sub>2</sub> loss from CaCO<sub>3</sub>, implications for early planetary atmospheres*, Earth and Planetary Science Letters 77, s. 409–418.
- Masaitis V.L., 1999, *Impact structures of northeastern Eurasia: The territories of Russia and adjacent countries*, Meteoritics & Planetary Science, 34, s. 691–711.
- Masaitis V.L., 2002, *Popigai crater: General geology*, w: J. Plado, L.J. Pesonen (Eds.) *Impacts in Precambrian Shields*, s. 81–85, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Masaitis V.L., 2005a, *Morphological, structural and lithological records of terrestrial impacts: an overview*, Australian Journal of Earth Sciences, 52, s. 509–528.
- Masaitis V.L., 2005b, *Redistribution of lithologies in impact-induced dikes of impact structures*, w: C. Koeberl, H. Henkel (Eds.), *Impact Tectonics*, s. 111–129, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Masaitis V.L., Mashchak M.S., 1980, *Distribution of impactites in some large astroblemes of the USSR territory*, Lunar and Planetary Science, 11, s. 674–676.
- Masaitis V.L., Mashchak M.S., 1982, *The shower of cosmic bodies falls 65 MY ago?* Lunar and Planetary Science, 13, 469–470.
- Masaitis V.L., Raikhlina A.I., Mashchak M.S., 1980, *Immiscibility of impact melts*, Lunar and Planetary Science, 11, s. 677–679.
- Mashchak M.S., Ezersky V.A., 1980, *Clastic dikes of the Kara crater (Pai-Khoi)*, Lunar and Planetary Science, 11, 680–682.
- Nazarov M.A., Badjukov D.D., Alekseev A.S., 1989, *Morphology of the Kara and Ust-Kara impact craters, USSR*, Lunar and Planetary Science Conference, 20, s. 762–763.
- Osinski G.R., Spray J.G., 2001, *Impact-generated carbonate melts: evidence from the Haughton structure, Canada*, Earth and Planetary Science Letters 194, s. 17–29.
- Osinski G.R., Spray J.G., Grieve R.A.F., 2007, *Impact melting in sedimentary target rocks: An assessment*, GSA Special Papers 437, s. 1–18. doi: 10.1130/2008.2437(01).
- Öhman T., Raitala J., Badjukov D., Lorenz C., 2002, *Preliminary studies of the Syadmayakha suevites from Kara crater, Russia*, Meteoritics & Planetary Science, 37, Supplement, s. A112.
- Reimold W.U., Köber C., Fletcher P., Killick A.M., Wilson J.D., 1999, *Pseudotachylitic breccias from fault zones in the Witwatersrand Basin, South Africa: evidence of autometasomatism and post-brecciation alteration processes*, Mineralogy and Petrology 66: 25–53.
- Salminen J., Donadini F., Pesonen L.J., Masaitis V.L., Naumov M.V., 2006, *Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia*, Meteoritics and Planetary Science 41, s. 1853–1870.
- Smirnow W.I., 1986, *Geologia złóż kopalin użytecznych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Whitehead J., Grieve R.A.F., Spray J.G., 2002, *Mineralogy and petrology of melt rocks from the Popigai impact structure, Siberia*, Meteoritics & Planetary Science, 37, s. 623–647.