

Czy struktury koliste w Sudetach mogą mieć genezę uderzeniową?

Bogusław Przybylski*, Janusz Badura*

May the ring structures in Sudetes have an impact origin? Prz. Geol., 52: 971–978.

Summary. Detailed digital elevation model has been applied to recognition of much distinct ring structures in Sudetes and Fore-Sudetic Block. Colored hypsometric shaded relief maps and geological shaded relief maps were the base of analyses. The maps reveal 16 very distinct structures. Most of them have been not recognised during so far analyses of satellite images. The diameter of ring structures vary from a few km to 30 km. Some of these forms have also a very distinct reflection in geological structures. Their origin is unknown as yet. There is not straight impact evidences for any of these structures, but for each one of them such interpretation couldn't be excluded. In opinion of authors everyone of these structures should be examined for confirmation of existence or lack of shock metamorphism phenomena.

Key words: Sudetes, ring structures, impact structures

W badaniach struktur kolistych prowadzonych w wielu krajach świata coraz częściej przypisuje się licznym z nich genezę uderzeniową. Rozwój badań kraterów meteorytowych notuje się od lat sześćdziesiątych XX w., wraz z postępującymi badaniami kosmicznymi. W ciągu ostatniej dekady nastąpiła wyraźna intensyfikacja prac badawczych związanych ze strukturami ziemskich kraterów kolizyjnych. Zaowocowało to setkami artykułów naukowych i kilkunastoma specjalistycznymi sympozjami, na których wygłoszono ponad tysiąc referatów związanych z tym zagadnieniem. Opracowano już kilka monografii o geologii kraterów kolizyjnych (m.in. Melosh, 1989; French, 1998). Badania ziemskich kraterów meteoryto-

wych skupiają dziś wielodyscyplinarne zespoły specjalistów z takich dziedzin, jak tektonika, petrografia, mineralogia, krystalografia i geofizyka. Kolizje z ciałami pozaziemskimi są obecnie coraz powszechniej akceptowane, jako istotne procesy geologiczne, chociaż ich natura i końcowe efekty nie są jeszcze do końca zrozumiałe.

Obecnie lista ziemskich kraterów kolizyjnych rozpoznanych na lądach i obszarach szelfowych obejmuje 169 struktur (www.unb.ca/passc/ImpactDatabase; Grieve & Pesonen, 1996; Theriault i in., 2002). Szacuje się, że jest to mniej niż 25% tych, które zachowały się na tych obszarach. 107 z nich występuje na powierzchni terenu, 62 zostało rozpoznanych badaniami geofizycznymi i pracami wiertniczymi. Średnica tych struktur waha się od 15 m do 300 km, a ich wiek jest szacowany w granicach od kilku dziesięciu do 2,4 mld lat. Większość rozpoznanych kraterów

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

rów kolizyjnych jest zlokalizowanych na obszarach platformowych. Należy zakładać, że asteroidy spadały w miarę równomiernie także na pozostałe obszary Ziemi. W rejonach lądowych, o większej aktywności tektonicznej, ślady struktur kolizyjnych zostały jednak częściowo lub całkowicie zatarte przez tektoniczną deformację pierwotnie kolistych kształtów i silniejszą erozję, a na obszarach oceanów o wiele trudniej je rozpoznać, między innymi ze względu na dynamiczny rozrost skorupy oceanicznej.

Zmiana nastawienia wielu badaczy co do potencjalnej uderzeniowej genezy niektórych struktur wynika nie tylko z coraz większej liczby rozpoznanych ziemskich kraterów kolizyjnych, ale głównie z postępu badań i obserwacji kosmosu. Na Marsie zidentyfikowano ponad 42 000 kraterów uderzeniowych o średnicy >5 km, a na widocznej stronie Księżyca ponad 400 000 kraterów o średnicy większej niż 1 km. Pod koniec lat dziewięćdziesiątych XX w. NASA rozpoczęła inwentaryzację asteroid, które potencjalnie mogą przeciąć orbitę Ziemi, w ramach projektów NEA lub NEO (*Near Earth Asteroids or Object*). Zidentyfikowano już ok. 2500 takich obiektów, różnych rozmiarów, z których ok. 500 przekracza średnicę 1 km (Atkinson, 2001; Chapman, 2004). Szacuje się, że liczba największych asteroid sięga 1100. Z badań tych wyliczono prawdopodobieństwo kolizji Ziemi z obiektem o danym rozmiarze. Szacuje się, że obiekt o wielkości 1 km może uderzać w Ziemię co 350 000 lat. Największe obiekty, rzędu 10 km, uderzają w Ziemię mniej więcej raz na 150 milionów lat. Z nimi są związane największe znane struktury ziemskich kraterów kolizyjnych o średnicy rzędu 200–300 km, jak Vredefort w RPA, Sudbury w Kanadzie czy Chicxulub w Meksyku (Grieve & Therriault, 2000).

Obiekt uderzający w Ziemię z prędkością kosmiczną (zwykle 15–25 km/s, maksymalnie do 90 km/s) wbija się w jej powierzchnię na głębokość równą 1–2 jego średnicy (w zależności od prędkości i ciężaru obiektu pozaziemskiego oraz rodzaju uderzanego podłoża). Energia uderzenia wyzwala ciśnienia nawet ponad 100 GPa w miejscu kolizji, a ponad 10 GPa w znacznej przestrzeni skał otaczających miejsce kolizji. Od punktu kolizji rozchodzą się fale uderzeniowe, co powoduje gwałtowne zmiany w dużej masie otaczających skał, które określa się mianem metamorfizmu uderzeniowego (French & Short, 1968; Stöfler & Langerhorst, 1994). Zmiany te trwale zapisują się w skałach i minerałach sięgając w skorupie ziemskiej głębokości nawet dwa lub trzy razy większej niż średnica uderzającego obiektu. Spękania w skałach podłoża mogą sięgać nawet do głębokości równej 1/3 ostatecznej średnicy krateru. Powoduje to, że nawet głęboko zerodowane uderzeniowe struktury mogą być rozpoznane jako ślady kolizji z obiektami pozaziemskimi, właśnie na podstawie charakterystycznych, szokowych zmian w skałach czy minerałach. Metamorfizm uderzeniowy charakteryzuje się zwykle występowaniem struktur typu *shatter cones* (Milton, 1977; French, 1998). Powstają one zarówno w skałach osadowych, jak i krystalicznych po przejściu fali uderzeniowej wzbudzającej ciśnienie przekraczającej 2 GPa. Są to jedyne przejawy metamorfizmu uderzeniowego, które można zidentyfikować makroskopowo, bezpośrednio w terenie, osiągają one rozmiary od kilku centymetrów do kilkunastu metrów.

W minerałach, głównie w kwarcach, ale także w skaleńcach, biotytach, oliwinach czy cyrkonach, przy ciśnieniach ponad 10 GPa, następują planarne deformacje typu PDF (*Planar Deformation Features*) (Alexopoulos i in., 1988). Przy ciśnieniu rzędu 12–15 GPa kwarc przechodzi

w polimorficzną odmianę zwaną stiszowitem, a przy ciśnieniu ponad 30 GPa w polimorficzny coesyt (Stöfler & Langerhorst, 1994). W warunkach endogenicznych, przy powolnych zmianach, coesyt powstaje już przy ciśnieniu 2 GPa, co odpowiada głębokości rzędu 60 km. Stąd coesyt nie jest uznawany za jednoznaczny wskaźnik szokowej genezy metamorfizmu, ponieważ niektóre endogenicznie uwarunkowane procesy tektoniczne mogą wynosić skały facji eklogitowej z takich głębokości. Przy jeszcze wyższych ciśnieniach, wyzwalających także odpowiednio wysokie temperatury, powstaje szklivo diaplektyczne, następuje topnienie minerałów, a w końcu ich wyparowanie.

Rozwój krateru kolizyjnego obejmuje trzy fazy (French, 1998; Melosh, 1989):

- I — faza kontaktu i kompresji,
- II — faza ekskawacji,
- III — faza modyfikacji.

W fazie kontaktu, trwającej kilka sekund, fale uderzeniowe rozchodzą się zarówno w obrębie „celu”, jak i „pocisku” powodując, że uderzający obiekt ulega całkowitemu stopieniu, a często nawet wyparowaniu. Stopione fragmenty obiektu kosmicznego mieszają się w późniejszym etapie ze stopem i brekcjami skał podłoża.

W fazie ekskawacji fale uderzeniowe gwałtownie rozchodzą się w skałach w hemisferze wokół obiektu uderzającego, który wbija się w podłoże, powodując przemieszczenia skał o charakterze płynięcia — w górnym poziomie w górę i na zewnątrz, w dolnym poziomie w dół i na zewnątrz. W efekcie powstaje strefa ekskawacji i strefa przemieszczenia. Powstały w ten sposób krater jest w idealnych, homogenicznych warunkach sferyczną depresją ze strukturalnie wydzwigniętym obrzeżeniem. Maksymalna głębokość wynosi zwykle 1/3 średnicy krateru (French, 1998).

Faza modyfikacji obejmuje procesy grawitacyjnego osuwania się krawędzi krateru i ruchy izostatyczne jak i późniejsze procesy erozji i sedymentacji w jego obrębie. W większych formach powstaje tzw. wzniesienie centralne. Krater jest zwykle 20 do 30 razy większy od „pocisku” — asteroidy lub komety. Szerokość krateru meteorytowego jest średnio 20 razy większa od całkowitej głębokości. Wydzwignięcie skał podłoża może osiągać amplitudę równą 0,1 średnicy krateru, dla największych form jest to więc ok. 20 km (French, 1998)

Ogół skał towarzyszących strukturalnym powstałym w czasie kolizji ciał kosmicznych nazywa się impaktytami (French, 1998). Impaktyt inaczej to skała objęta metamorfizmem uderzeniowym w tym: skały ze śladami wstrząsu uderzeniowego, brekcje uderzeniowe (kolizyjne) i skały stopione w czasie kolizji (skały stopu uderzeniowego).

W wielu strukturach uderzeniowych, które nie zostały dostatecznie głęboko zerodowane, występują skały stopione w czasie kolizji, w literaturze rosyjskiej zwane tagamitami. Topnienie skał powoduje samo uderzenie, wyzwalając temperatury rzędu 5000°C, jak i rozchodzące się fale uderzeniowe, a także procesy tarcia na powstających w czasie kolizji uskokach. Stopione skały mogą zalegać na dnie krateru lub tworzyć ciała typu silli w obrębie brekcji i dajek w spękanych skałach pod kraterem. Płynny stop może także pokonywać obrzeże krateru tworząc coś w rodzaju potoków lawowych. W dużych kraterach o średnicy 10–200 km objętość stopionych skał może sięgać od 10 do 1000 km³. Podobne objętości ma wiele ciał magmowych, stąd wiele struktur uderzeniowych było interpretowanych pierwotnie jako wynik endogenicznych procesów. Postkolizyjne procesy hydrotermalne

zachodzą w podobny sposób, jak w prowincjach wulkanicznych. Krażeniu roztworów sprzyja silne spękanie skał, nawet do głębokości 1/3 średnicy krateru. Czas rozwoju procesów hydrotermalnych w kraterach o wielkości 20–200 km wynosi 10^3 – 10^6 lat (Abramov i in., 2004).

Fragmenty skał ze śladami metamorfizmu uderzeniowego lub przetopienia, zostają wyrzucone w czasie kolizji na znaczne odległości. Szacuje się, że dla kraterów rzędu 10–20 km promień rozrzutu materiału pochodzącego z miejsca kolizji wynosi setki kilometrów. Dla form rzędu 200 km zasięg rozrzutu jest już globalny. Ślady metamorfizmu uderzeniowego możemy więc potencjalnie odkryć w różnych formacjach osadowych, nawet w znacznej odległości od miejsc kolizji. Zawartość fragmentów skał, i

ziarn zmienionych metamorficznie czy charakterystycznych sferuli stwierdzana jest zwykle w cienkiej wyróżniającej się makroskopowo warstwie. Znalezienie tego rodzaju warstwy stanowi również wyraźny ślad kolizji, której miejsce czasami trudne jest do zlokalizowania. Natomiast ze względu na charakter skał można zwykle takie zdarzenie w miarę precyzyjnie datować.

Pierwszym wskaźnikiem potencjalnej struktury krateru kolizyjnego jest kolista lub prawie kolista kształt widoczny w topografii lub w ułożeniu struktur geologicznych. Region ten wykazuje zwykle anomalne cechy budowy geologicznej w porównaniu z otoczeniem. Może to być obszar intensywnej deformacji (spękań, zuskokowań, zbrekcjonowania) lub mogą tam występować „dziwnie” lub nawet normalnie wyglądające skały wulkaniczne lub intruzywne (French, 1998). Niektóre ze struktur, uznanych dzisiaj za uderzeniowe, przypominały wysady solne, inne przez dziesięciolecia były uważane za obszary wzmożonej działalności wulkanicznej lub kryptowulkanicznej. Kilka struktur, które zostały już głęboko zerodowane rozpoznano jako kolizyjne dzięki występowaniu nietypowych brekcji, ciągle zawierających ślady metamorfizmu uderzeniowego.

Proces rozpoznawania nowych struktur kolizyjnych według Frencha (1998) obejmuje 2 etapy:

1) ustalenie potencjalnych miejsc kolizji:

- obserwacje terenowe i analizy zdjęć satelitarnych różnych modeli terenu,

- badania geofizyczne,

- wiercenia rozpoznawcze,

- przecucie lub zwykły przypadek,

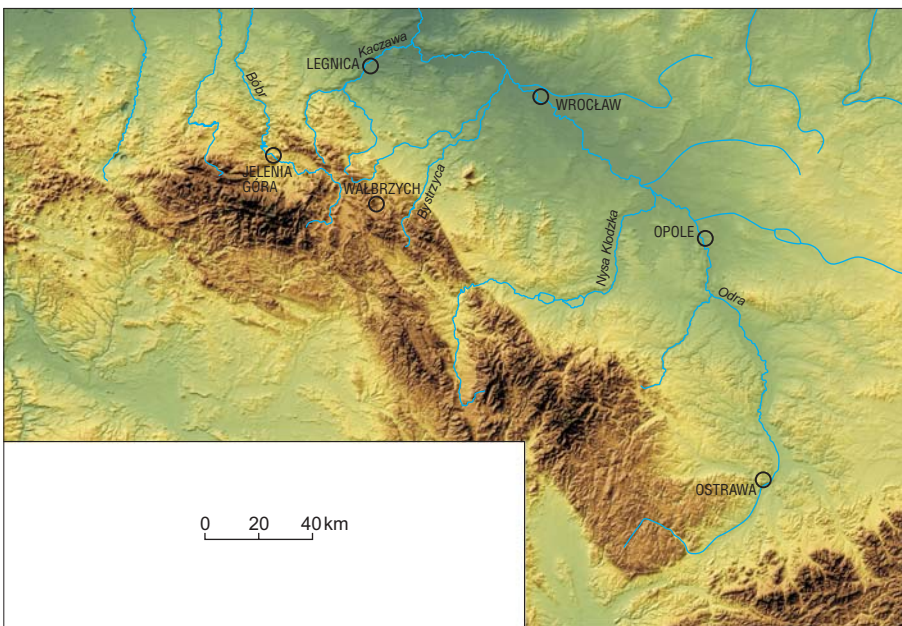
2) weryfikacja potencjalnej struktury uderzeniowej:

- wykrycie śladów metamorfizmu uderzeniowego.

Czasami wskaźnikowe może być wykrycie samego meteorytu lub jego śladów, np. w postaci nadmiaru irydu w brekcjach lub przetopionych skałach towarzyszących strukturze potencjalnego krateru kolizyjnego.

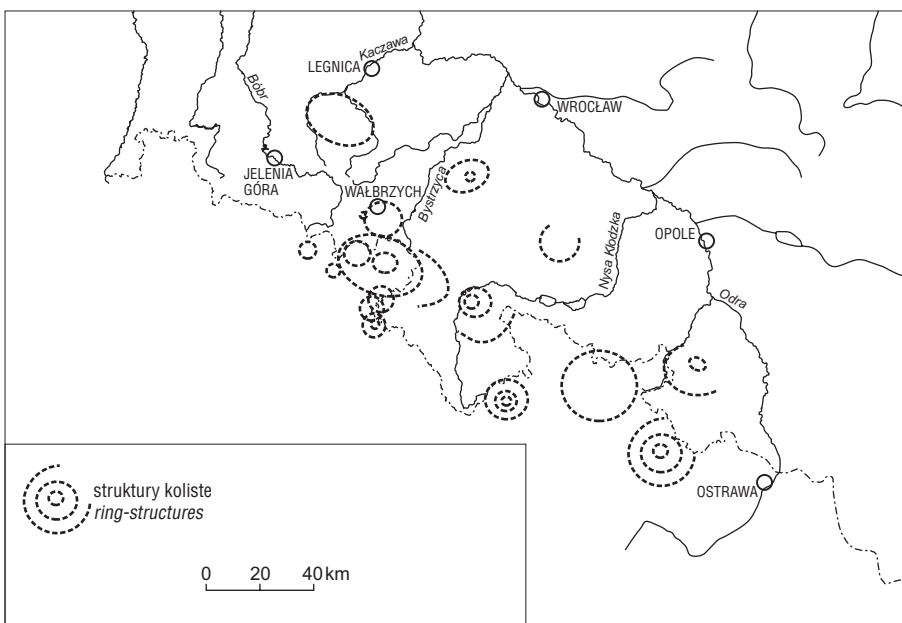
Struktury koliste w Sudetach i na bloku przedsudeckim

Zagadnienie struktur kolistych na obszarze Sudetów poruszano już w kilku publikacjach (Grocholski, 1977; Mroczkowski & Ostaficzuk, 1981; Antonowicz, 1983; Doktor & Graniczny, 1983; Graniczny, 1989, 1994; Kibitewski, 1985; Lorenc, 1987, 2002). Autorzy większości tych prac opowiadają się za endogeniczną



Ryc. 1. Barwna mapa cieniowanego reliefu Sudetów i obszarów przyległych — na podstawie cyfrowego modelu terenu

Fig. 1. Colored shaded relief map of Sudetes and adjacent areas, on the base of digital elevation model



Ryc. 2. Lokalizacja wyróżnionych struktur kolistych

Fig. 2. Location of the marked ring-structures

genezą tych struktur, a jedynie Mroczkowski i Ostaficzuk (1981) oraz Antonowicz (1983) wyróżnione struktury wiążą z uderzeniem ciała pozaziemskiego. Większość powyższych rekonstrukcji struktur kolistych opierała się na analizie zdjęć satelitarnych nieprzetworzonych, tj. z widoczną szatą roślinną czy zmiennością fototonu wywołaną różnym położeniem wód gruntowych. Jakość tych zdjęć była 20 lat temu nieco gorsza niż obecnie, stąd niektóre wyznaczone na ich podstawie struktury mogły być obciążone pewnym stopniem subiektywizmu związanym z różnym postrzeganiem subtelnych różnic w zmianie fototonów. Tylko analiza przeprowadzona przez Antonowicza (1983) w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej opierała się na modelu terenu, oświetlanym pod pewnym kątem. Łącznie w wymienionych opracowaniach wyznaczono w Sudetach i na ich przedpolu 16 struktur kolistych.

Przeprowadzona przez nas analiza struktur kolistych Sudetów oparta została na cyfrowych modelach terenu. Dla strefy sudeckiego uskoku brzeżnego analizowaliśmy model oparty na mapach topograficznych w skali 1 : 10 000 (Badura i in., 2003). Dla pozostałej części Sudetów wykorzystaliśmy cyfrowy model terenu oparty na topografii z map 1 : 50 000 Służby Topograficznej Wojska Polskiego. Na mapach tych 1 punkt przypada na 40 m, co daje już stosunkowo dobrą rozdzielczość dla analiz dużych struktur, o wymiarze powyżej kilku kilometrów. Z cyfrowego modelu terenu wykonane zostały barwne mapy cieniowanego reliefu, z oświetleniem z kierunku NW pod kątem 45° (ryc. 1). Na tak skonstruowanym podkładzie wyznaczaliśmy miejsca występowania najbardziej wyrazistych form pierścieniowych (ryc. 2). Większość z nich nie pokrywa się ze strukturami wyznaczanymi dotychczas. Średnica tych struktur wynosi od kilku do prawie 30 km. Największe z nich to ponad 30 km struktura kolistą Jeseníków, sięgająca po polskiej stronie po rejon Głuchołaz i eliptyczna struktura w centrum niecki śródsudeckiej, o dłuższej osi sięgającej 30 km. Struktury o średnicy rzędu 20 km występują się w rejonie Jawora, Gór Opawskich (struktura wielopierścieniowa?) i na Płaskowyżu Głubczyckim. W celu wstępnej weryfikacji wybranych struktur kolistych pod względem ich nawiązywania do budowy geologicznej na cyfrowy model terenu nałożono obraz z map geologicznych w skali 1 : 200 000 (Svoboda, 1962; Grocholski i in., 1981; Sawicki, 1988).

Nie wszystkie zarysowane w rzeźbie struktury kolisty muszą być związane z genezą uderzeniową. Wszystkie tego typu formy należy jednak poddać weryfikacji, zgodnie z zasadami rozpoznawania kraterów kolizyjnych przedstawionymi przez Frencha (1998). Spośród wszystkich obszarów, na których zaobserwowaliśmy formy pierścieniowe nieco szerzej omówimy trzy rejon, pod kątem potencjalnych możliwości występowania struktur o uderzeniowej genezie.

Struktura kolistą gór Bardzkich i Gór Złotych

Analizując cyfrowy model terenu przy okazji badań sudeckiego uskoku brzeżnego (Badura i in., 2003) na południe od Barda, w rejonie wsi Dębowa zauważono, że grzbiety wzniesień tworzą półokrąg otwarty w kierunku zachodnim, o średnicy ok. 6 km (ryc. 3). W środkowej części zaznacza się, podkreślona przez erozję potoków kolistą strefa o średnicy ok. 2 km. Zewnętrzny pierścień jest zbudowany ze skał kulmu. Górnodewońskie i dolnokarbońskie piaskowce i mułowce są poprzecinane tu dajkami diorytu, którego intruzja wyraźnie rozszerza się w centralnej części struktury. Dajkom diorytu towarzyszy minerali-

zacja złota związanego ze skałami typu berezytów (Mikulski, 1999), które miejscami wykazują podobieństwo do skał przetopionych. Zakładając potencjalną uderzeniową genezę tej struktury nie można wykluczyć, że jest to jedynie centralny pierścień o wiele większej formy obejmującej granitoidy masywu złotostockiego, a być może także ich metamorficzną osłonę (ryc. 3). Pewną wskazówką może być fakt znalezienia przez Bakun-Czubarow (1991) pseudomorfoz po coesycie w eklogitowych skałach masywu złotostockiego. Autorka ta wiąże wprawdzie ich pochodzenie ze stosunkowo gwałtownym zanurzeniem skorupy Sudetów Wschodnich pod Sudety Zachodnie na głębokość trzykrotnie większą od jej miąższości i równie szybkim jej ponownym wyniesieniem ku powierzchni Ziemi. Wskaźnikowe może być również stwierdzenie występowania w tym rejonie platynowców (Muszer, 1997). Mimo, że podobne zjawiska natury petrograficznej i mineralogicznej często są spotykane w kraterach uderzeniowych, żaden ze stwierdzonych tu faktów nie determinuje jednak jednoznacznie uderzeniowej genezy analizowanej struktury i zagadnienie to wymaga dalszych badań. Pokusiwszy się o określenie, kiedy nastąpiło ewentualne uderzenie, można jedynie stwierdzić, że dolną granicę wyznacza tu wiek skał kulmu. Naszym zdaniem nie należy raczej zakładać, że jest to struktura młoda ze względu na jej stosunkowo wyrazistą formę. Po ewentualnym kolizyjnym zdarzeniu forma ta mogła być na długo pogrzebana pod miąższym nadkładem, a ujawniła się ponownie po wyniesieniu Sudetów i odpreparowaniu kuliście ułożonych struktur, podobnie jak miało to miejsce w przypadku struktury Vredefort w RPA (Grieve & Theriault, 2000).

Struktury kolisty niecki śródsudeckiej

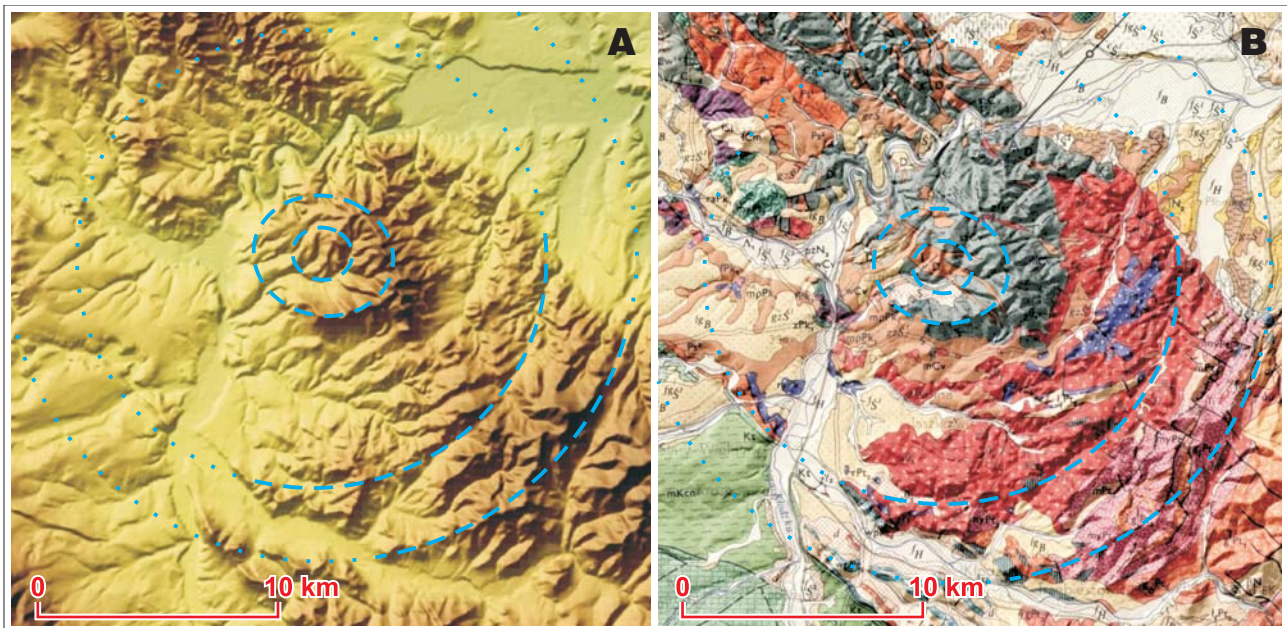
W rejonie niecki śródsudeckiej zaznacza się w rzeźbie terenu kilka struktur kolistych i eliptycznych, a ich zarys nawiązuje ściśle do struktur i granic geologicznych (ryc. 4). Założenie, że właśnie w tym rejonie dochodziło do wielokrotnych kolizji z obiektami pozaziemskimi wydaje się mało prawdopodobne, ale takie nagromadzenie bardzo wyraźnych kolistych struktur jest zastanawiające. Największa i chyba najbardziej wyrazista struktura o eliptycznym kształcie zajmuje większą część niecki śródsudeckiej, a jej centrum znajduje się w rejonie Broumova w Czechach (eliptyczna struktura Broumova — ESB). Jej średnica przekracza 20 km, a wzdłuż dłuższej osi sięga prawie 30 km. Zachodnie ograniczenie ESB podkreśla łukowaty zasięg utworów cechszyńsko-mezozoicznych przy polsko-czeskiej granicy, a północno-wschodnie łukowato ułożone wychodnie permskich skał osadowych i wulkanicznych w rejonie Tłumaczowa i Ludwikowic Kłodzkich. W środkowej części w rejonie Broumova zaznacza się mniejszy pierścień o średnicy kilku kilometrów, podkreślony wygięciem doliny Ścinawki (Stenavy). Jego zarys, dobrze widoczny na obszarze wychodni piroklastycznych skał permskich, zanika w części południowej pod osadami cechsztynu, triasu i kredy. Północno-wschodni zasięg osadów cechszyńsko-mezozoicznych wydaje się nawiązywać do dyslokacji przecinającej ESB w kierunku NW–SE. Od północy z ESB zazębia się także stosunkowo wyraźna, mniejsza struktura, o nieco eliptycznym kształcie i średnicy ok. 18 km. Obejmuje ona rejon dolnośląskiego zagłębia węglowego. Obszar ten był uważany przez Dziedzica (1966) za zapadlisko związane z rozległą kalderą, na której brzegach rozwinął się wulkanizm. Powstały w ten sposób

basen sedymentacyjny wypełniany był sukcesywnie osadami górnego karbonu.

Od południa do ESB przylegają jeszcze trzy wzajemnie zazębiające się koliste struktury (ryc. 4), o zbliżonej średnicy od 8 do 11 km. Ich kształt wyraźnie podkreślony w

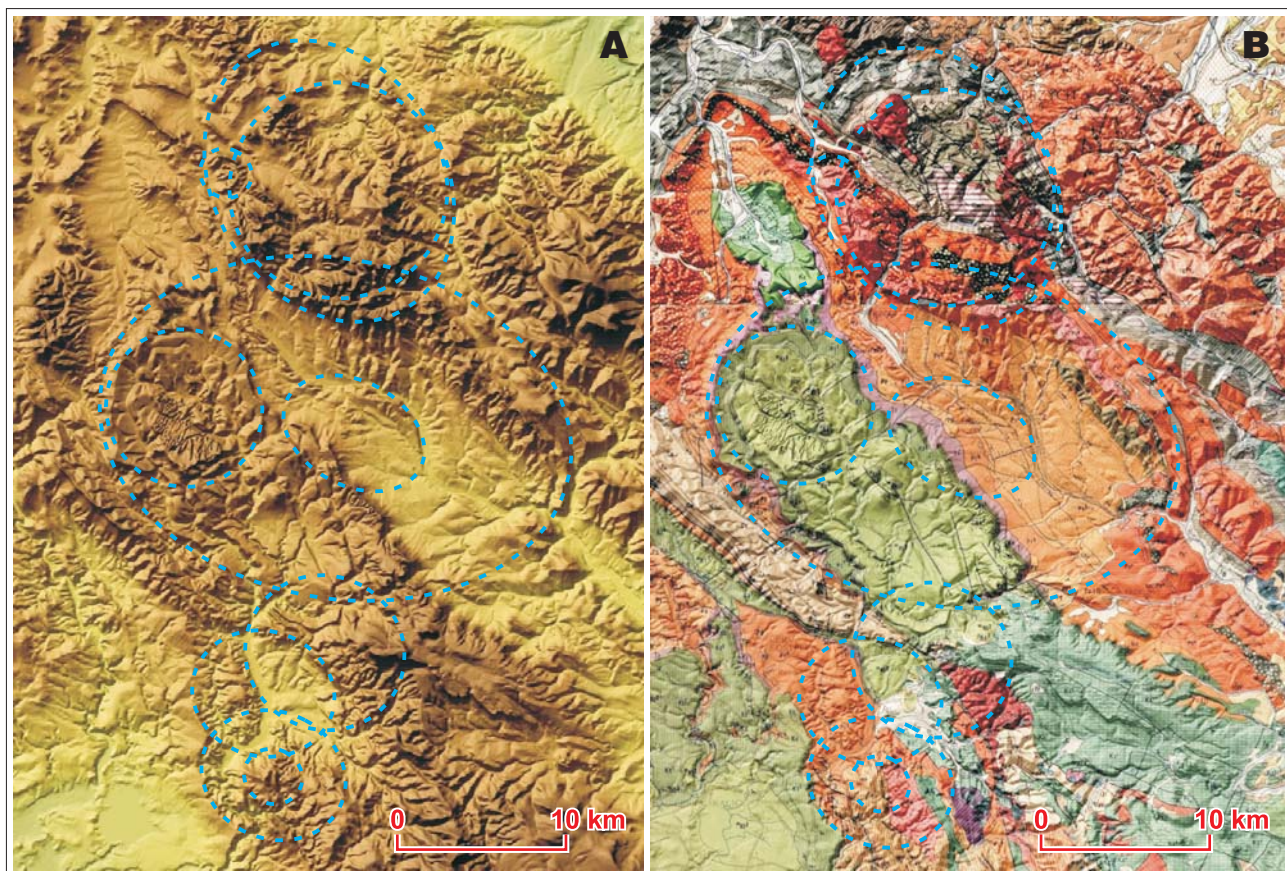
rzeźbie terenu znajduje także odzwierciedlenie w budowie geologicznej.

Zastanawiając się nad genezą wszystkich występujących w tym rejonie struktur kolistych prawdopodobnie wydaje się ich powiązanie z aktywnością (zapadaniem się,



Ryc. 3. Struktura kolista Dębownicy z szerszym otoczeniem (południowo-wschodnia część Gór Bardzkich i Góry Złote); A — barwna mapa topograficzna z cieniowanym reliefem; B — mapa geologiczna z cieniowanym reliefem

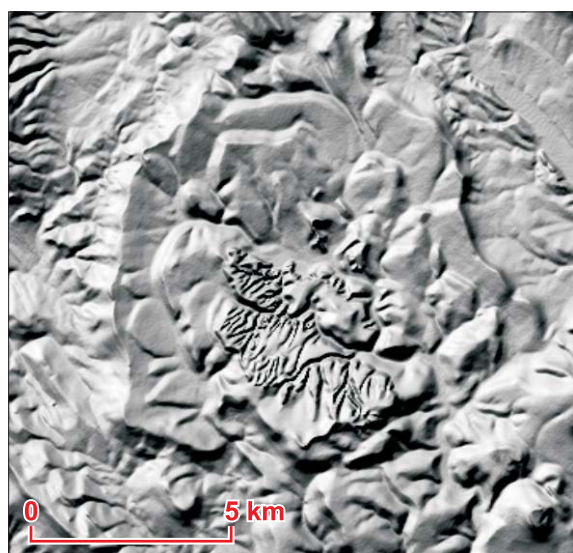
Fig. 3. Dębownina ring-structure and its wider surroundings (SE Bardzkie Mts. and Złote Mts.); A — colored hypsometric shaded relief map; B — geological shaded relief map



Ryc. 4. Struktury koliste rejonu niecki śródsudeckiej i jej otoczenia; A — barwna mapa topograficzna z cieniowanym reliefem; B — mapa geologiczna z cieniowanym reliefem

Fig. 4. Ring structures of the Intra Sudetic Basin and its surroundings; A — colored hypsometric shaded relief map; B — geological shaded relief map

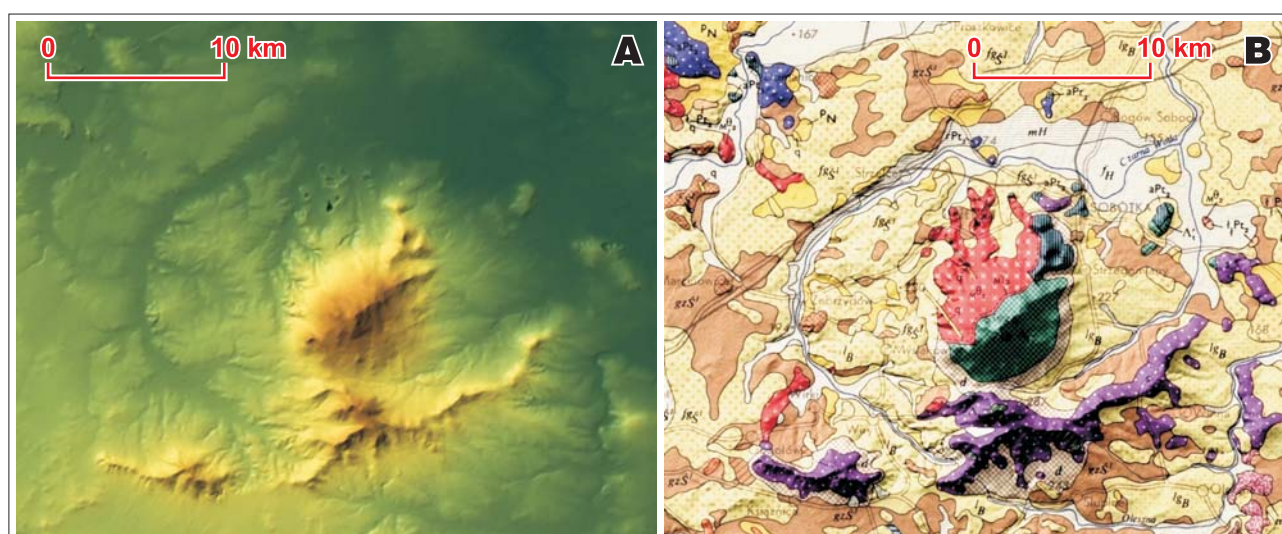
lub nabrzmiewaniem) kilku komór magmowych, z którymi związany był występujący w tym rejonie intensywny karbońsko-permski wulkanizm. Wyznaczone przez Dziedzica (1966) i Awdankiewicza (1998) kalдеры należałyby w przypadku takiej interpretacji pomnożyć i rozszerzyć na większy obszar. Na obecnym etapie rozpoznania geneza uderzeniowa nie powinna być jednak jednoznacznie wykluczana. Znane są przykłady struktur uderzeniowych o podobnej wielkości, w których rozpoznano miększe warstwy skał stopionych w czasie kolizji (Grieve, 1975), a które uważano pierwotnie za wulkaniczne. Wulkanity rejonu niecki śródsudeckiej zostały ostatnio szczegółowo opracowane pod względem petrograficznym i geochemicznym przez Awdankiewicza (1999a, b). Ze względu na wiek i daleko posunięte procesy rekrystalizacji odróżnienie skał o genezie wulkanicznej od przypuszczalnie wykrywalnych ze stopu post-uderzeniowego mogłoby być jednak trudne, bo pod względem petrograficznym jak i geoche-



Ryc. 5. Mapa cieniowanego reliefu struktury Ardšpachu
Fig. 5. Shaded relief map of the Ardšpach structure

micznym ich skład byłby podobny. Uwaga ta dotyczy zwłaszcza wulkanitów serii ryolitowych. Ułożenie wychodni skał wylewnych nie nawiązuje wprawdzie ściśle do ESB. Odbiegają one wyraźnie od ram tej struktury w północnej części niecki śródsudeckiej w rejonie Kamiennej Góry. Można to jednak wytłumaczyć tym, że pierwotnie jeszcze większa struktura kolista została częściowo zdeformowana w tym stosunkowo aktywnym tektonicznie rejonie, stąd jej dzisiejszy eliptyczny kształt i całkowicie zaburzony układ w północno-zachodniej części. Znaczne tektoniczne zdeformowanie zewnętrznej części struktury uderzeniowej zakłada się dla rejonu Vredefort (Henkel & Reimold, 1998; Grieve & Therriault, 2000). Występowanie wulkanitów (a w domyśle skał przetopionych uderzeniowo) tylko na pewnej części obwodu struktury jest także notowane w kraterach kolizyjnych, i związane z kierunkiem pod jakim nastąpiło uderzenie asteroidy (Masaitis, 1994; Deutch i in., 2000). Rozpoznanie wglębnej budowy wewnętrznej części niecki śródsudeckiej opiera się na wykonanym bezrdzeniowo otworze Broumov, w którym na głęb. 2516 m nawiercono amfibolity (Barnet i in., 1997). Brak badań sejsmicznych i słabe rozpoznanie wiertnicze powoduje, że przekroje geologiczne w rejonie ESB są w większości oparte na założeniach występowania depresji o stałej subsydencji dna i mogą nie odzwierciedlać rzeczywistej budowy wglębnej tej struktury. Istotne znaczenie dla ustalenia genezy ESB miałyby zweryfikowanie pod względem potencjalnej zawartości minerałów ze śladami metamorfizmu uderzeniowego miększych serii piroklastycznych występujących w jej środkowej części i wulkanitów z jej obrzeża.

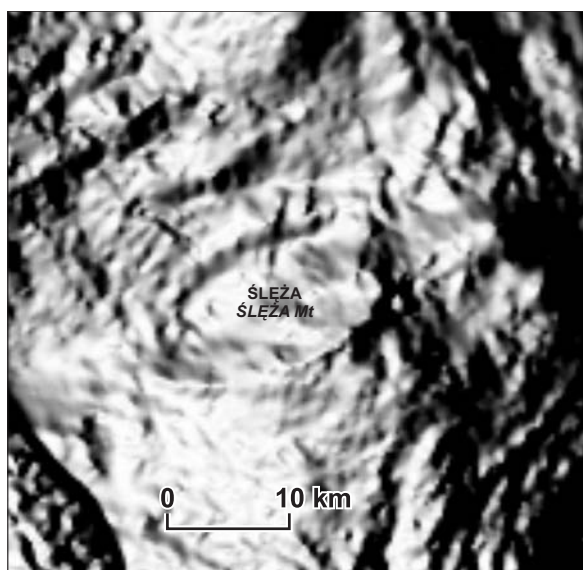
W ramach BSE można wyróżnić jeszcze jedną strukturę kolistą, widoczną w obrębie piaskowców kredowych rejonu Ardšpachu. Jej kształt na cyfrowym modelu przypomina, rozetę, lub kwiat z silnie splekanym wnętrzem o średnicy ok. 11 km (ryc. 5). Geneza tej struktury jest trudna do wytłumaczenia. Bardzo podobnie wygląda tzw. struktura uderzeniowa Spider w Australii, powstała w obrębie proteozoicznych piaskowców (McHone i in., 2002).



Ryc. 6. Struktura kolista Ślęzy; A — barwna mapa topograficzna z cieniowanym reliefem
Fig. 6. Ślęża ring-structure; A — colored hypsometric shaded relief map; B — geological shaded relief map

Struktura kolista rejonu masywu Ślęzy

Ostatnia struktura kolista, którą chcielibyśmy omówić uwidacznia się w otoczeniu masywu Ślęzy (ryc. 6). Budowa geologiczna tego regionu jest doskonale znana. Pewne kontrowersje budzi pochodzenie kompleksu ultrabazytów, wiązanych z genezą ofiolitową (Majerowicz & Pin, 1994; Mierzejewski, 1999) bądź uważanych za wynik intruzji, czy protruzji (Jamrozik, 1989). Z ofiolitową genezą polemizował również Jerzmański (1994). Naszym zdaniem nie można jednak jednoznacznie wykluczyć uderzeniowej genezy tej struktury. Widoczny na modelu terenu kolisty kształt wokół masywu znajduje swe potwierdzenie także na mapie anomalii grawimetrycznych (ryc. 7). Trudno dziś określić czy pierścień, którego część tworzą serpentynitowe Wzgórza Kielczyńskie i Oleszeńskie, mógłby być uznany za zewnętrzne ramy krateru, czy może stanowi on jedynie wraz ze Śląą centralne wzniesienie o wiele większej formy. Za tą drugą hipotezą przemawia wysokość samej Ślęzy, jak również rodzaj skał, które przy kolizji odpowiednio dużej skali mogły zostać wyniesione z dolnych części skorupy ziemskiej. Model uderzeniowy, kolizji dużej skali, mógłby pogodzić niezgodności teorii zimnej protruzji z przejawami oddziaływania „odgórnie” wysokich temperatur (Mierzejewski, 1999). Śladów zewnętrznego obramowania potencjalnego krateru należałoby więc poszukiwać w znacznej odległości od masywu Ślęzy. Naszym zdaniem należałoby pod tym względem sprawdzić szereg występień kataklazytów i mylonitów w obramowaniu masywu, które mogą wyznaczać strefy tzw. superuskoków powstających w czasie kolapsu ścian krateru (Spray, 1997). Zwłaszcza wysokotemperaturowe odmiany mylonitów znane ze strefy Niemczy, przypominające pseudotachylity mogą być wiązane z bardzo gwałtownymi przemieszczeniami i częściowym przetopieniem w wyniku intensywnego tarcia (Mazur i in., 1995). Potencjalnie można założyć że widoczna dziś struktura kolista masywu Ślęzy może być śladem centrum głęboko zerodowanej pierwotnej dużej formy, której zewnętrzne ramy zostały



Ryc. 7. Mapa cieniowanego psuedoreliefu anomalii grawimetrycznych rejonu masywu Ślęzy

Fig. 7. Shaded pseudo-relief map of the gravimetric anomaly in the Śleza Masiff area

znieszczone w strefach aktywnych tektonicznie w późnym proterozoiku (strefa Niemczy? środkowej Odry?). Dla obszaru masywu Ślęzy, podobnie jak w przypadku struktury z rejonu Gór Bardzkich i Złotych, może być stwierdzone wskaźnikowe występowanie mineralizacji chromitów i platynowców (Sachanbiński i in., 1995; Muszer & Speczik, 1999; Sachanbiński, 1999). Istotne będzie jednak potwierdzenie czy mineralizacja ta ma charakter wyraźnej anomalii. Zasadne byłoby również przeprowadzenie badań porównawczych izotopów chromu w nawiązaniu do typowego składu stwierdzanego w chondrytach (Shukolyukov i in., 1999).

Podsumowanie

Celem tej pracy było sprowokowanie do poszukiwania dowodów na istnienie struktur uderzeniowych w Sudetach. W świetle wykrywania coraz większej liczby tego rodzaju struktur na całej Ziemi potencjalna uderzeniowa geneza niektórych struktur kolistych wydaje się dziś o wiele bardziej prawdopodobna niż 20 lat temu. Prawdopodobieństwo to dodatkowo wzrasta po uwzględnieniu prowadzonych w ciągu kilku ostatnich lat szczegółowych obserwacji i ewidencji asteroid krążących w pobliżu naszej planety. Hipotetyczna geneza uderzeniowa struktury kolistej powinna być zweryfikowana pod względem występowania charakterystycznych cech metamorfizmu. Błędne metodycznie jest zakładanie z góry, że tego rodzaju cech w danej strukturze raczej nie stwierdzimy, tak jak przedstawia to Czajka (2004) w pracy dotyczącej potencjalnej struktury uderzeniowej z terenu Roztocza, bo wówczas nasza hipoteza na zawsze pozostanie tylko hipotezą. Autor ten przyjął zresztą nieściśle założenia, co do proporcji obiektu uderzającego do średnicy krateru, jak i potencjalnej miąższości warstwy zmienionej termicznie, które jak wynika z obserwacji w ziemskich kraterach meteorytowych, jak i z wyliczeń teoretycznych, są całkowicie inne (m. in. Melosh, 1989; French, 1998). Założenie, że ewentualne ślady metamorfizmu uderzeniowego zostały w jakiejś strukturze całkowicie zerodowane jest również nieuzasadnione w odniesieniu chociażby do licznych struktur z obszaru Skandynawii czy Kanady, gdzie dochodziło do intensywnej egzaracji pod pokrywą miąższych lodolodów. Przykładem może służyć tu również licząca blisko 2 miliardy lat struktura Vredefort w RPA, dla której zakłada się zerodowanie kilkunastu kilometrów nadkładu, co nadal nie usunęło całkowicie skał ze śladami metamorfizmu uderzeniowego (Henkel & Reimold, 1998; Grieve & Therriault, 2000).

Potwierdzenie uderzeniowej genezy jakiejś struktury kolistej wymaga więc przeprowadzenia specjalistycznych badań petrograficznych i mineralogicznych, a czasami geofizycznych. Można zakładać, że w rejonach o tak bogatej historii tektonicznej jak Sudety mogło dojść do całkowitego zdeformowania potencjalnych staropaleozoicznych struktur uderzeniowych. Przekonanie się czy możemy mieć do czynienia z genezą uderzeniową może mieć bardzo istotne znaczenie. Z wyznaczanymi strukturami kolistymi, niezależnie od przyjmowanej genezy, od dawna wiązano bowiem perspektywy złożowe ze względu na towarzyszące tym rejonom przejawy mineralizacji. Ustalenie, że dana struktura geologiczna jest pozostałością po kolizji z ciałem pozaziemskim otwiera nowe perspektywy badawcze przy poszukiwaniach potencjalnych złóż. Niezbędne jest wówczas przyjęcie nieco innych, modelowych założeń tektonicznych, petrogra-

ficznych i geochemicznych, wypracowanych już w wielu strukturach uderzeniowych na świecie.

Literatura

- ABRAMOV O. & KRING D.A. 2003 — Impact-induced hydrothermal system at the Sudbury Crater: duration, temperatures, mechanics, and biological implications. 35th Lunar and Planetary Science Conference, March 15–19, 2004, League City, Texas, abstract no. 697.
- ALEXOPULOS J.S., GRIEVE R. & ROBERTSON P.B. 1988 — Microscopic lamellar deformation features in quartz: Discriminative characteristic of shock-generated varieties. *Geology*, 16: 796–799.
- ANTONOWICZ L. 1983 — „Blizna” (scar) powstała w wyniku uderzenia meteorytu w okolicach Jeleniej Góry. *Prz. Geol.*, 31: 596–598.
- ATKINSON H. 2001 — Risks to the Earth from impacts of asteroids and comets. *Europhysics News*, 32, 4 (www.europhysicsnews.com).
- AWDANKIEWICZ M. 1998 — Permskie tufy ryolitowe niecki śródsudeckiej: geologia, petrologia, geochemia. *Pol. Tow. Miner., Pr. Spec.*, 11: 51–53.
- AWDANKIEWICZ M. 1999a — Volcanism in a late Variscian intramontane trough: the petrology and geochemistry of Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin SW Poland. *Geol. Sud.*, 32: 83–111.
- AWDANKIEWICZ M. 1999b — Volcanism in a late Variscian intramontane trough: Carboniferous and Permian of the Intra-Sudetic Basin SW Poland. *Geol. Sud.*, 32: 14–47.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GÓRECKI A., SROKA W. & PRZYBYLSKI B. 2003 — Morphotectonics of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Prz. Geol.*, 51: 1048–1057.
- BAKUN-CZUBAROW N. 1991 — On the possibility of occurrence of quartz pseudomorphs after coesite in the eclogite-granulite rock series of the Złote Mountains in the Sudetes (SW Poland). *Arch. Miner.*, 47: 5–16.
- BARNET I., BURDA J., MANOVÁ M., MÜLLER V., OPLETAL M., PROUZA V., RUDOLSKÝ J., SEKYRA J., SKALICKÝ J., STÁRKOVÁ, ŠALANKÝ K., TÁSLER R., TOMÁŠEK M. & VEJLUPEK M. 1997 — Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových mao přírodní zdrojů, Listy 04–31 Meziměstí, 04–42 Bromov, 04–33 Náchod, 04–34 Martinkovice, 1 : 50 000, Český geologický ústav, Praha.
- CHAPMAN C.R. 2004 — The hazard of near-Earth asteroid impacts on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 1–15.
- CZAJKA W. 2004 — Struktura Podlesie — czy w Polsce znajduje się wielki krater uderzeniowy? *Prz. Geol.*, 52: 229–232.
- 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 (is. 1): 3–11.
- DOKTÓR S. & GRANICZNY M. 1983 — Struktury koliste i pierścieniowe na zdjęciach satelitarnych — ich geneza i znaczenie. *Prz. Geol.*, 31: 30–36.
- DZIEDZIC K. 1966 — Geneza węglowego Zagłębia Wałbrzyskiego. *Z geologii ziem zachodnich*. PWN, Wrocław: 217–226.
- FRENCH B.M. 1998 — Traces of Catastrophe. *A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston.
- FRENCH B.M. & SHORT N.M. (eds.) 1968 — *Shock Metamorphism of Natural Materials*. Mono Book Corp., Baltimore.
- GRIEVE R.A.F. & PESONEN L.J. 1996 — Terrestrial impact craters: Their spatial and temporal distribution and impacting bodies. *Earth, Moon, Planets*, 72: 357–376.
- GRIEVE R.A.F. 1975 — Petrology and chemistry of the impact melt at Mistastin Lake crater, Labrador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 1617–1629.
- GRIEVE R.A.F. & THERRIAULT A. 2000 — Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind? *Annual Reviews Earth and Planetary Science*, 28: 305–338.
- GROCHOLSKI A. 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Univer. Wratisl.*, 378: 89–103.
- GROCHOLSKI A., SAWICKI L. & WROŃSKI J. 1981 — Mapa geologiczna Polski, 100 000, ark. Wałbrzych. *Inst. Geol.*
- HENKEL H. & REIMOLD W.U. 1998 — Integrated geophysical modelling of a giant, complex structure: anatomy of the Vredefort Structure, South Africa. *Tectonophysics*, 287: 1–20.
- IVANOV B.A., ARTEMIEVA N.A. & PIERAZZO E. 2004 — Popigai impact structure modeling: morphology and worldwide ejecta. 35th Lunar and Planetary Science Conference, March 15–19, 2004, League City, Texas, abstract no. 1240.
- JAMROZIK L. 1989 — Ofiolit Ślęży i jego pozycja tektoniczna. [W:] Niškiewicz J., Jamrozik L. (ed.), *Ofiolit Ślęży i jego mineralizacja rudna*. Symp. Nauk. Wrocław–Sobótka, 4–6 września 1989, Wyd. Uniw. Wrocław.: 92–97.
- JERZMAŃSKI J. (ed.) 1994 — Borek Strzeliński IG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych. *Państw. Inst. Geol.*, 78: 1–78.
- KIBITLEWSKI S. 1985 — Jeszcze raz o strukturach kolistych: identyfikacja, interpretacja oraz aspekty praktyczne. *Prz. Geol.*, 33: 562–567.
- LORENC M. W. 1987 — Struktury koliste wokół hercyńskich masów granitoidowych (Strzelin, Kłodzko–Złoty Stok, Żulowa) — interpretacja zdjęcia satelitarnego Landsat. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 107–124.
- LORENC M. W. 2002 — On the origin of circular structures in the Sudetes and their foreland. On recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas. *Lubawka*, November, 7–9: 33–34.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1994 — The main petrological problem of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 2*, 9/10: 989–1018.
- MASAITIS V.L. 1994 — Impactites from Popigai crater. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 293: 153–162.
- MAZUR S., PUZIEWICZ J. & JÓZEFAK D. 1995 — Strefa Niemczy — regionalna strefa ścinania pomiędzy obszarami o odmiennej ewolucji strukturalno-metamorficznej. *Przew. 66 Zj. Pol. Tow. Geol. Wrocław*: 221–240.
- McHONE J.F., RODDY D.J., SHOEMAKER C.S., WILLIAMS K.K. & KLEMASZEWSKI J.E. 2002 — Spider impact structure, Western Australia imaged with space shuttle radar. 33rd Annual Lunar and Planetary Science Conference, March 11–15, 2002, Houston, Texas, abstract no. 1990.
- MELOSH H.J. 1989 — *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford University, New York.
- MIERZEJEWSKI M.P. 1999 — Ofiolit Ślęży — fragment skorupy typu oceanicznego czy też proturza. [W:] A. Muszer (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania Dolnego Śląska*. *Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław*: 49–53.
- MIKULSKI S. Z. 1999 — Berezity z Dębowinki — nowy typ genetyczny złotonośnej mineralizacji w Sudetach. [W:] A. Muszer (ed.), *Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania Dolnego Śląska*. *Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław*: 60–67.
- MILTON D.J. 1977 — Shatter cones — An outstanding problem in shock mechanics. In *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*, D.J. Roddy, R.O. Pepin, R.B. Merrill (eds.), Pergamon, New York: 703–714.
- MUSZER A. 1997 — Charakterystyka okruszcowania skał północnej i środkowej części Gór Złotych na tle budowy geologicznej. *Pr. Geol.-Miner.*, 59: 42.
- MUSZER A. & SPECZIK S. 1997 — Charakterystyka występowania minerałów z grupy PGE w serpentynitach z Nasławic. [W:] *Metale szlachetne w NE części masywu czeskiego i w obszarach przyległych, geneza, występowanie, perspektywy*. Wrocław: 74.
- SACHANBIŃSKI M. 1999 — Wstępne dane o geochemii platynowców w masywie serpentynitowym Szklar. [W:] A. Muszer (ed.) *Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania Dolnego Śląska*. *Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław*: 85–88.
- SACHANBIŃSKI M., CHOLEWICKA-MEYSNER D., FARBISZ J., JAMROZIK L., NISKIEWICZ J. & SIEMIĄTKOWSKI J. 1995 — Mineralizacja i problemy ochrony środowiska ofiolitu Ślęży. *Przew. 66 Zj. Pol. Tow. Geol. Wrocław*: 285–306.
- SAWICKI L. 1988 — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Kłodzko. *Państw. Inst. Geol.*
- SHUKOLYUKOV A., LUGMAIR G.W., KOEBERL C. & REIMOLD W.U. 1999 — Chromium in the Morokweng impact melt: isotopic evidence for extraterrestrial component and type of the impactor. 62nd Ann. Meteoritical Soc. Meeting, abstract no. 5071.
- SPRAY J.G. 1997 — Superfaults. *Geology*, 25: 579–582.
- STÖFFLER D. & LANGENHORST F. 1994 — Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics*, 29: 155–181.
- SVOBODA J. (ed.) 1962 — *Geologická Mapa ČSSR*, 1 : 200 000, list Nahod, Ústřední Ústav Geologický, Praha.
- THERRIAULT A.M., GRIEVE R.A.F. & PILKINGTON M. 2002 — The recognition of terrestrial impact structures. *Bull. Czech Geol. Surv.*, 77: 253–263.