



## Problem tsunamitów. Dlaczego tak mało jest kopalnych osadów tsunami?

Piotr Łuczyński<sup>1</sup>



**The tsunamites problem. Why are fossil tsunamites so rare?** Prz. Geol., 60: 598–604.

*Abstract.* Tsunami is a common phenomenon and one of the most dangerous natural hazards of the modern world. Taking into account the relative high frequency of tsunamis in historical times, we can expect accordingly rich geological records of similar events from fossil formations. However, palaeotsunami deposits are surprisingly rare, mainly because of the difficulty of discerning them from sediments formed by other processes, e.g. storms. Part of the problem lies in the definition of tsunamite, which refers only to the triggering process, and in a different approach while discerning modern and fossil tsunamites. Modern tsunamites are identified by connecting the deposits to a particular historical tsunami event, even if they contain no diagnostic sedimentological features – an approach, which cannot be applied to fossil formations. This can lead to an

impression that modern tsunami deposits are much more common than their fossil counterparts, which in turn suggest great intensification of tsunami events in historical times. Lately, a great number of papers have been published on sedimentary effects of modern tsunamis. The studies concentrated on land and near-shore areas. Many authors point out that the sedimentary record left by tsunami is commonly surprisingly mean and with a very low preservation potential. When interpreting fossil successions, the most important features that might indicate their tsunamite genesis are: mixing of material derived from various facial zones, evidence of deep erosion and long transport, and association with other symptoms of seismic activity. The stromatoporoid biostromal accumulations in the Upper Silurian of Podolia are presented here as possible palaeotsunami deposits. Thick layers of redeposited stromatoporoids within fine-grained peritidal deposits are interpreted as an effect of onshore transport of this relatively light material during high-energy sedimentary events, such as tsunami. In many ways, the stromatoporoid beds resemble modern accumulations of tsunami-derived boulders.

**Keywords:** tsunami, tsunamites, palaeotsunamites, stromatoporoid beds, Upper Silurian, Podolia

Człowiekowi tsunami jawi się przede wszystkim jako siła niszczycielska, o czym ostatnio (11 marca 2011 r.) znów boleśnie przekonali się mieszkańcy Japonii. Obraz tsunami to obraz katastrofy, a więc zjawiska wyjątkowego, w swojej skali i w zakresie oddziaływania przekraczającego wszystko to, z czym mamy do czynienia na co dzień. W mediach i w wydawnictwach popularnonaukowych daje się nawet wyczuć przekonanie, że ostatnie wielkie tsunami – to japońskie i to sumatrzeńskie z 25 grudnia 2004 r. – są czymś bez precedensu, czymś, co nigdy na podobną skalę się nie wydarzyło. Powstaje wrażenie niebywałej intensyfikacji tego typu zdarzeń, co zresztą dobrze wpisuje się w dyskusję o współczesnych przemianach oblicza Ziemi, związanych ze zmianami klimatu i z negatywnym wpływem człowieka na przyrodę w ogóle.

Tymczasem tsunami jest zwyczajnym zjawiskiem przyrodniczym. Zjawiskiem katastroficznym, a więc stosunkowo rzadkim, ale jednak wywoływanym przez normalne, stale zachodzące na Ziemi procesy.

Mimo pewnej sztuczności tego podziału geolodzy używają pojęcia „zdarzenie katastroficzne” lub po prostu „zdarzenie” (ang. *event*), odróżniając je od procesów typowych. Zdarzenie geologiczne to krótkotrwały epizod wyjątkowych warunków środowiskowych panujących w skali regionalnej lub globalnej, pozostawiający w skałach zapis w postaci anomalii sedymentacyjnych, geochemicznych, faunistycznych lub innych (Narkiewicz, 1989). Zdarzenie katastroficzne charakteryzuje się gwałtownością w porównaniu z tempem i czasem trwania procesów geologicznych i wiąże się z raptownym wzrostem energii (Bourrouilh-Le Jan i in., 2007). Powinno być ono krótkotrwałe i incydental-

ne oraz mieć znacznie większy zasięg niż zjawiska typowe. Zapis sedymentacyjny takiego zdarzenia może być różnoraki i obejmować charakterystyczne osady, przekształcenie *in situ* osadów wcześniejszych, a także luki w zapisie. Osady związane ze zdarzeniami katastroficznymi mogą stanowić wkładki w obrębie osadów normalnych (np. turbidyty w osadach pelagicznych), samodzielnie tworzyć osady o dużych miąższościach (jak np. flisz), pojawiać się rzadko, ale jednak powtarzalnie (jak np. popioły wulkaniczne) czy wreszcie pojawiać się tylko jednorazowo, jak choćby impaktyty. Tak jak to w swoim świetnym eseju, stanowiącym tzw. *Presidential Address* do *Journal of Sedimentary Petrology*, pt. „*Episodic sedimentation – how normal is average? How rare is rare? Does it matter?*” („Sedymentacja epizodyczna – na ile przeciętne jest typowe? Jak rzadkie jest rzadkie? Czy ma to znaczenie?”), ujął Dott (1983), powtarzając za Gretenerem (1967): „Przy świadomości skali czasu geologicznego zapisanego w osadach każde zdarzenie wyjątkowe staje się prawdopodobnym, a każde rzadkie – nieuniknionym”.

Tsunamity należą do tej grupy osadów, które powinny w zapisie kopalnym być powtarzalne, gdyż są związane z powtarzalnymi procesami. Tymczasem opisanych kopalnych tsunamitów jest niewiele. Bardzo silnie kontrastuje to z dużą ilością znanych i dobrze udokumentowanych osadów tsunami z czasów współczesnych i historycznych (tab. 1). Podczas samej tylko dekady 2000–2010 na świecie wystąpiło ponad 20 fal tsunami zalewających przybrzeża morskie do wysokości ponad 3 m (Szczeniński, 2010).

<sup>1</sup>Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; piotr.luczynski@uw.edu.pl.

**Tab. 1.** Wybrane wielkie tsunami z czasów historycznych (Duxbury i in., 2002; Graniczny & Mizerski, 2007)**Table 1.** Selected major tsunamis from historical times (Duxbury et al., 2002; Graniczny & Mizerski, 2007)

Około 1500 p.n.e. <i>Ca. 1500 BC</i>	erupcja Santorynu (wysokość fali ok. 50 m) <i>Santorini eruption (wave height ca. 50 m)</i>
1 listopada 1755 r. <i>1 November 1755</i>	zniszczenie Lizbony <i>destruction of Lisbon</i>
27 sierpnia 1883 r. <i>27 August 1883</i>	erupcja Krakatau (Indonezja) – ok. 35 000 ofiar (fala o wysokości 30,5 m) <i>Krakatau eruption (Indonesia) – ca. 35 000 casualties (wave height 30,5 m)</i>
15 czerwca 1896 r. <i>15 June 1896</i>	Japonia – ok. 30 000 ofiar (fala o wysokości 23 m) <i>Japan – ca. 30 000 casualties (wave height 23 m)</i>
1 kwietnia 1946 r. <i>1 April 1946</i>	trzęsienie ziemi na Aleutach, tsunami na Hawajach – 159 ofiar <i>earthquake on Aleutian Islands, tsunami on Hawaii Islands – 159 casualties</i>
26 maja 1960 r. <i>26 May 1960</i>	trzęsienie ziemi w Chile – 1000 ofiar w Chile i 50 na Hawajach <i>earthquake in Chile – 1000 casualties in Chile and 50 on Hawaii Islands</i>
24 kwietnia 1971 r. <i>24 April 1971</i>	wyspy Riukiu (Japonia) – wysokość fali 85 m – głaz o wadze 800 t przesunięty na 2,5 km <i>Riukiu Islands (Japan) – wave height 85 m – boulder weighting 800 tons moved 2.5 km</i>
26 grudnia 2004 r. <i>26 December 2004</i>	Sumatra – ponad 230 000 ofiar w całym basenie Oceanu Indyjskiego <i>Sumatra – over 230 000 casualties in the whole Indian Ocean basin</i>

## CHARAKTERYSTYKA FALI TSUNAMI

Według szerokiej definicji (Dawson & Stewart, 2007) fale tsunami to takie, które powstają za sprawą gwałtownego zaburzenia całej kolumny wody w zbiorniku. Mogą być one indukowane od dołu (*bottom-up*) – poprzez zmianę ukształtowania dna morskiego w wyniku trzęsienia ziemi, wybuchu wulkanu lub podmorskiego osuwiska – albo od góry (*top-down*) – za sprawą upadku meteorytu lub ruchów masowych na lądzie. Tsunami bywają nazywane sejsmicznymi falami morskimi, co jest jednak pewnym zawężeniem ich definicji. Fale tsunami mają zwykle długość 100–200 km, a ich okres wynosi typowo 10–20 min. Na otwartym zbiorniku, w pobliżu miejsca powstania, ich amplituda rzadko przekracza 1–2 m, co w zestawieniu z długością fali do niedawna czyniło je bardzo trudnymi do wykrycia. Przy średniej głębokości oceanu wynoszącej ok. 4 km, co stanowi mniej niż  $\frac{1}{20}$  długości powstałych fal, fale tsunami przemierzają się na otwartym oceanie jak fale płytkowodne, z prędkością ok. 700 km/h ( $v = \frac{1}{2}gh$ , gdzie  $g$  – przyspieszenie ziemskie, a  $h$  – głębokość zbiornika). Zbliżając się do brzegu, fala tsunami zachowuje się jak każda inna fala płytkowodna, czyli zwalnia (do ok. 50 km/h) i skraca się jej długość. Wraz ze spadkiem głębokości energia fali koncentruje się w mniejszej ilości wody, a to powoduje szybki wzrost wysokości fali. W strefie przybrzeżnej podstawowa różnica pomiędzy falą tsunami a falą wiatrową polega na ruchu wody: odbywa się on po orbitach zbliżonych do kołowych w przypadku klasycznych fal napędzanych wiatrem, a liniowo w stronę lądu w przypadku fal tsunami. W efekcie fale tsunami mogą znacznie dalej wdzierać się w ląd i zalewać znacznie wyżej położone tereny. Opisane są udokumentowane przypadki zalania lądów do wysokości przekraczającej 30 m, a nawet więcej, czego jednak nie należy mylić z samą wysokością fali (Goto i in., 2010a).

Bardzo charakterystyczna jest historia tsunami, które nawiedziło archipelag wysp Riukiu (Japonia) 15 czerwca 1896 r. Flotyła statków rybackich wypłynęła wówczas na ocean, na dużą odległość od lądu, i gdy po udanym połowie skierowała się do portów, okazało się, że uległy one zniszczeniu. Zginęło wówczas ok. 30 tys. osób, wiele małych wysp wzdłuż pasa wybrzeża o długości ok. 500 km całkowicie przestało istnieć, a zalany został obszar do wysokości 23 m. Tymczasem przez przebywających na otwartym oceanie rybaków przejście fali tsunami pozostało zupełnie niezauważone! Obecnie (głównie na Pacyfiku) funkcjonują systemy ostrzegania przed tsunami oparte na systemie boi połączonych z czujnikami spoczywającymi na dnie morskim.

Najczęstszym i jednocześnie najgroźniejszym typem tsunami jest to wywołane podmorskim trzęsieniem ziemi, czy to w strefie subdukcji (jak ostatnio w Japonii i u wybrzeży Sumatry), czy też np. w strefie grzbietu śródoceanicznego. Ale tsunami może być także wynikiem wybuchu wulkanu, i to niekiedy pierwotnie umiejscowionego pod powierzchnią oceanu, jak to było w przypadku wybuchu Krakatau w 1883 r., dużego osuwiska podmorskiego (zatoka Lituya na Alasce, 1959 r.) czy wreszcie upadku meteorytu. Nie ma żadnych powodów, aby sądzić, że którykolwiek z tych procesów (podmorskie trzęsienia ziemi związane z ruchami płyt tektonicznych, podmorskie osuwiska, wybuchy wulkanów czy uderzenia dużych meteorytów) uległ intensyfikacji w czasach historycznych w odniesieniu do dawnych epok geologicznych. Wynika z tego prosty wniosek, że także i tsunami powinny być równie częste. Dlaczego zatem tak mało mamy pewnych, opisanych i udokumentowanych kopalnych osadów tsunami? Dawson i Stewart (2007), także zauważając ten problem, wskazują na podatność osadów złożonych przez tsunami na erozję oraz na trudności w ich identyfikacji. Oba te czynniki rzeczywiście odgrywają istotną rolę, jednak podstawowym powodem jest odmienna praktyka identyfikacji tsunami w odniesieniu do osadów współczesnych i kopalnych.

## DEFINICJA TSUNAMITU

Shiki i Yamazaki (1996) uważają, że terminu „tsunami” należy używać nie tylko do określenia osadów transportowanych przez samą falę tsunami, ale także dla osadów powstałych w wyniku działania wywołanych przez nią prądów. Użycie powinno być ich zdaniem takie samo jak w przypadku terminu „tempestat”, oznaczającego wszystkie osady, których powstanie jest związane z działalnością sztormów. Podobnie jak termin „turbidyt”, oznaczający osady prądów turbidytowych, określenie „tsunami” obejmuje zatem wszystkie osady powstałe w wyniku przejścia fali tsunami. Takie ujęcie definicji znacznie poszerza wachlarz utworów, które mogą być identyfikowane jako tsunami, adekwatnie do całej gamy procesów wywołanych przez przechodzącą falę. Do tak rozumianych tsunami zaliczyć można osady związane z depozycyjną działalnością fali napływającej, ale także te, których złożenie jest związane z falą powrotną, ze spływami i z obrywami, a nawet z wywołanymi w ten sposób prądami zawieszonymi. A zatem tsunamiem nazwać można zarówno osady złożone na lądzie, jak i te, które zostały zdeponowane na szelfie, a nawet na skłonie kontynentalnym.

Definicja tsunami odnosi się do mechanizmu spustowego procesu depozycji, a ściślej mówiąc – do pewnego momentu w sekwencji zjawisk, których ostatecznym efek-

tem jest złożenie osadu. W zależności bowiem od czynnika wywołującego tsunami pierwotnym mechanizmem spustowym jest trzęsienie ziemi, upadek meteorytu czy wybuch wulkanu. Ten sam osad możemy zatem z powodzeniem nazwać sejsmitem lub impaktytem. Po wzbudzeniu osad ulega transportowi i w zależności od mechanizmu tego transportu możemy go nazwać np. debrytem lub turbidytem. Ostatecznie zostaje złożony w konkretnym miejscu, co z kolei pozwala określić go np. jako konturyt, gdy tworzy ciało okalające szelf kontynentalny, lub jako tidalit, gdy został złożony w środowisku równi pływowej. Różne definicje osadów odwołują się bowiem do różnych etapów rozciągniętego w czasie procesu depozycji – mechanizmu spustowego, mechanizmu transportu czy wreszcie miejsca i sposobu ostatecznego złożenia osadów. A zatem ten sam osad można poprawnie nazwać na wiele sposobów, np. tsunamit = sejsmit = turbidyty = konturyt. Podobnych ciągów można stworzyć wiele. Zjawisko to Shanmugam (2006) określił mianem *nomenclature overlap*, czyli nakładaniem się na siebie definicji. Jednym z powodów, dla których kopalne osady tak rzadko określane są jako tsunamity, jest właśnie ich ukrywanie się pod innymi określeniami.

Tsunamity ma definicję genetyczną – są to osady złożone w wyniku przejścia fali tsunami. Jak w przypadku każdej definicji genetycznej, także i tu do jej zastosowania jest konieczna odpowiednia interpretacja, oparta na identyfikacji charakterystycznych cech pozwalających odróżnić określone osady od utworów o innej genezie. Zupełnie inna jest w tym wypadku praktyka stosowana w odniesieniu do osadów współczesnych i do utworów kopalnych. Osady współczesne i te z czasów historycznych są identyfikowane jako tsunamity poprzez skojarzenie ich z konkretnym wydarzeniem – z faktycznie zaobserwowaną falą tsunami. Jest to możliwe nawet wtedy, gdy złożony w ten sposób osad nie posiada żadnych cech charakterystycznych właśnie dla tsunamitów. Takie historyczne podejście jest oczywiście nie do zastosowania w odniesieniu do osadów kopalnych, kiedy to jesteśmy skazani na podejście sedymentologiczne, czyli na identyfikację odpowiednich cech diagnostycznych. Genetyczna definicja tsunamity i związane z tym problemy opisane wcześniej oraz częsty brak ewidentnych wyróżników osadów związanych z przejściem fali tsunami sprawiają, że jest to często niemożliwe. Stąd może powstawać wrażenie wyraźnego współczesnego nasilenia się występowania tsunamitów, a co za tym idzie samych fal tsunami.

## WSPÓŁCZESNE TSUNAMITY

W ostatnich latach powstało wiele prac opisujących sedymentacyjne efekty współczesnych i historycznych wielkich tsunami, które nawiedziły różne obszary Ziemi. Opisy te koncentrowały się przede wszystkim na osadach złożonych na lądach i w wodach płytkiego przybrzeża (np. Paris i in., 2010; Yawsangratt i in., 2011). Truizmem, który jednak zasługuje na przypomnienie, jest stwierdzenie, że fala tsunami może wyrzucić na ląd tylko ten osad, który wcześniej uruchomiła z dna morskiego, przemieszczając się przez płytkie wody przybrzeża. W efekcie zapis sedymentacyjny nawet tak dramatycznie katastroficznego wydarzenia, jakim było tsunami z 2004 r. w basenie Oceanu Indyjskiego, może być zaskakująco niepozorny (Szczuciński i in., 2006). W wielu miejscach, jak np. w Indonezji, w obszarach pozbawionych raf koralowych, osady pozostawione przez tsunami ograniczyły się do kilku- lub kilkunastocentymetrowej warstwy drobnoziarnistego piasku, nieraz z klasta-

mi mułowcowymi o średnicy zwykle nie przekraczającej 1–2 cm wyrwanymi z podłoża i z cieniutką warstwą mułu w stropie. Bez wiedzy historycznej pozwalającej powiązać ten osad z falą tsunami, jego poprawna interpretacja jako tsunamity byłaby prawdopodobnie niemożliwa. Podobnie jest w przypadku tsunami z marca 2011 r. w Japonii (tzw. tsunami Tohoku), gdy cienka warstwa drobnoziarnistych osadów została złożona tylko w części zalanej niziny nadbrzeżnej, a na pozostałym obszarze świadectwa przejścia fali tsunami ograniczają się do wskaźników geochemicznych i domieszki napławionych mikroskamieniałości (Goto i in., 2011). Znacznie rzadziej współczesne tsunamity są opisywane ze środowisk głębokomorskich, jak np. homogenity z basenu Morza Śródziemnego związane z erupcją Santorynu (Shiki, 1996).

Osobnym problemem, który ostatnio przykuwa coraz większą uwagę badaczy, jest ocena możliwości zachowania się drobnoziarnistych osadów tsunami w środowiskach lądowych i płytkomorskich. Ma to wielkie znaczenie w szacowaniu ryzyka dla obszarów narażonych na uderzenie fal tsunami. Analiza profili z obszarów, na których są znane historyczne dane o przejściu tsunami na przestrzeni wielu lat, niejednokrotnie wykazuje brak identyfikowalnych tsunamitów lub ich zachowanie jedynie w szczątkowej postaci (np. Szczuciński i in., 2006). Na podstawowe trudności w identyfikacji osadów historycznych tsunami wskazują m.in. Einsele i in. (1996) i Shanmugam (2011).

Inaczej jest, gdy tsunami uderza w wybrzeże okolone strefą barier, np. w miejscu występowania raf koralowych. Wówczas na ląd i do obszarów lagunowych są wyrzucane wielkie głazy, o wadze mierzonych nieraz w dziesiątkach a nawet setkach ton. W języku japońskim są one nazywane *tsunami-ishi*. Paradoksalnie więcej takich głazów jest erodowanych z dna i transportowanych do brzegowo w sytuacji, gdy jako pierwsza na ląd nabiega dolina fali, odsłaniając płytkie przybrzeże, a nie jej grzbiet. Fala tsunami jest zdolna przenieść takie głazy daleko w ląd – w wyniku tsunami, które nawiedziło wyspy Riukiu 24 kwietnia 1971 r., fragment wapienia rafowego o wadze 800 t został przeniesiony w głąb lądu na odległość 2,5 km (Goto i in., 2009). Współcześnie złożone głazy nadbrzeżne o genezie tsunamitowej opisano m.in. z Indonezji, Tajlandii i Japonii (Paris i in., 2010; Goto i in., 2010b).

## KOPALNE TSUNAMITY – IDENTYFIKACJA

Jeżeli rzeczywiście tsunami jest zjawiskiem, którego z podobną intensywnością możemy spodziewać się w dawnych epokach geologicznych co współcześnie, to jak wygląda jego zapis sedymentacyjny?

Tsunamity kopalne są identyfikowane rzadko, gdyż rzadko udaje się znaleźć charakterystyczne cechy pozwalające odróżnić je od osadów o innej genezie. Niekiedy, jak np. w odniesieniu do utworów z pogranicza kredy i paleogenu, paradoksalnie częściej jest stosowane podejście historyczne, właściwe dla osadów współczesnych, niż podejście sedymentologiczne, właściwe osadom kopalnym. Przy założeniu impaktu na granicy K/Pg, w scenariuszu zdarzeń, jakie po nim wystąpiły, prowadzących m.in. do wielkiego wymierania, ważną rolę odgrywa fala tsunami wywołana uderzeniem meteorytu. W ten sposób jako tsunamity są identyfikowane np. warstwy skośnie warstwowanych piaskowców w profilach Zatoki Meksykańskiej (np. Evans i in., 2008).

W opisie kopalnych tsunamitów są brane pod uwagę różne cechy, które zdaniem autorów pozwalają na wykluczenie genezy sztormowej. Dawson i Stewart (2007) przedstawili katalog cech tsunamitów złożonych w środowisku morskim, jednak, jak to wykazał Shanmugam (2011), żadna z tych cech nie może być traktowana jako samodzielny wyznacznik tsunamitowego pochodzenia, gdyż wszystkie osobno mogą pojawiać się również w osadach o innej genezie. Wśród najistotniejszych wymienić należy głębokość erozji na szelfie, znacznie większą w przypadku przejścia tsunami niż podczas najsilniejszych nawet sztormów (Bourrouilh-Le Jan i in., 2007). Efektem tego może być istotna domieszka składników (np. fauny) pochodzących z otwartego szelfu lub wymieszanie faun pochodzenia lądowego i morskiego (Paris i in., 2010). Inną cechą wskazującą na tsunami jest asocjacja ze strukturami interpretowanymi jako efekt trzęsień Ziemi, takimi jak żyły neptuniczne czy uskoki syndepozycyjne (Pratt, 2002). Część autorów wskazuje także na bimodalność frakcji (duże głazy zatopione w drobnym osadzie) oraz na dużą miąższość i złożoną strukturę wewnętrzną poszczególnych warstw (Dawson & Stewart, 2007).

Prawdopodobnie najprostszym sposobem odróżnienia tsunamitów od tempestytołów jest rozmieszczenie dużych głazów nadbrzeżnych. Szczególnie dogodnym miejscem do badań porównawczych są wyspy Riukiu – należące do Japonii archipelag rozciągający się od wyspy Kiusiu do Tajwanu – które są narażone na powtarzające się zarówno tsunami, jak i sztormy tropikalne. Dzięki analizie danych historycznych i porównaniu zdjęć satelitarnych z przedprzejścia fal tsunami i wielkich sztormów i po nich wykazano (Goto i in., 2010a, b), że fale tsunami, ze swoim zbliżonym do liniowego przepływem wody, są w stanie transportować duże głazy o wiele dalej w ląd i składać je na znacznie większej wysokości ponad poziomem morza niż najsilniejsze nawet sztormy.

### KOPALNE TSUNAMITY – PRZYKŁADY

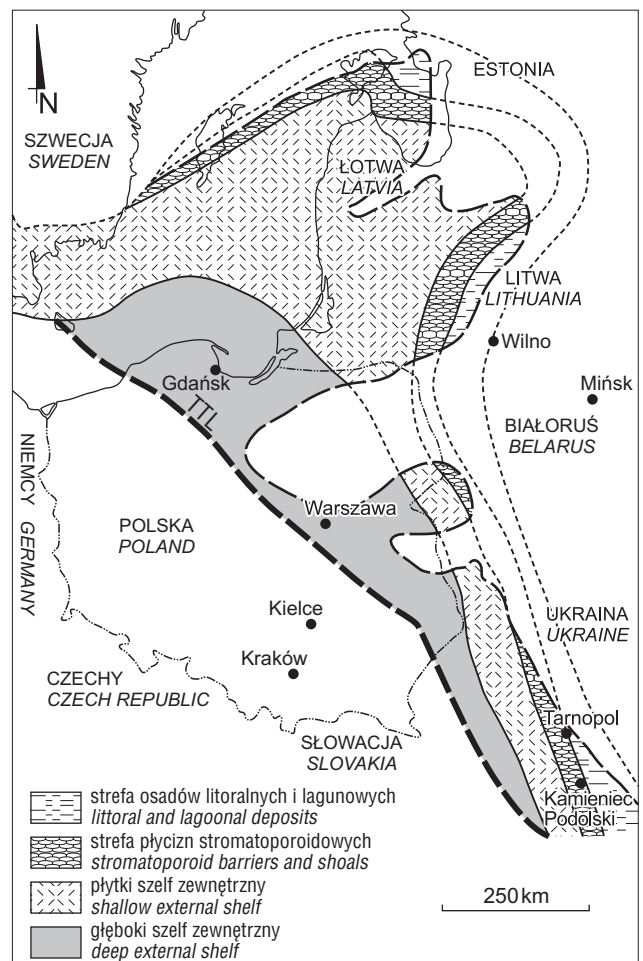
Poniżej przedstawiono kilka wybranych przykładów kopalnych osadów interpretowanych jako tsunamity.

Najczęściej jako tsunamity są określane miąższe ciała zlepieńców o wielkich klastach pojawiające się w asocjacji z osadami lądowymi lub płytkowodnymi (np. Bailey & Weir, 1933; Hartley i in., 2001). Tsunamitowa geneza bywa także sugerowana w odniesieniu do śródfornacyjnych zlepieńców płaskookruchowych. Kaźmierczak i Goldring (1978), proponując tsunamitową interpretację takich zlepieńców z górnego dewonu Gór Świętokrzyskich z profilu Kowali, wskazują na wymieszanie bioklastów pochodzących z trzech źródeł – pełnomorskiego, barier i odciętych lagun. Podkreślają także występowanie zlepieńców jako rytmicznie powtarzających się warstw, a więc ich tworzenie się w odstępach czasu umożliwiających cementację złożonego na dnie osadu węglanowego. Miejscem depozycji zlepieńców były, według autorów, kanały podpływowe, a samo powstawanie płaskich klastów wiąże oni ze wstrząsami sejsmicznym. Na bezpośredni związek zlepieńców intraklastowych z sejsmitami lub innymi przejawami trzęsień Ziemi, takimi jak brekcjacja *in situ* czy obecność szczelin o określonej orientacji wypełnionych drobnopiezistym osadom, wskazują Spalletta i Vai (1984) w odniesieniu do górnego dewonu Alp Karnijskich i Pratt (2002) dla kambru Montany.

Tsunamitową interpretację zlepieńców z jury Tanzanii przedstawili Bussert i Aberhan (2004). Wśród osadów tempestytołów opisali oni miąższe warstwy zlepieńców o klastach o średnicy do 30 cm tkwiących w piaszczystym osadzie. Jako argumenty za taką interpretacją przedstawili m.in. świadectwa bimodalnego transportu osadów o różnej frakcji, wymieszanie faun pochodzenia lądowego i morskiego oraz obecność megaripplemarków. Na podstawie podobnych cech jako tsunamity opisane zostały brekcje z miocenu północnego Chile (Cantalamesa & Di Celma, 2005), gdzie nacisk położono także na nietypowo dużą frakcję osadu w porównaniu z osadami otaczającymi, erozyjne dolne granice warstw i inkorporację obtoczonych ziaren pochodzących z plaży, uznanych za produkt splotu powrotnego.

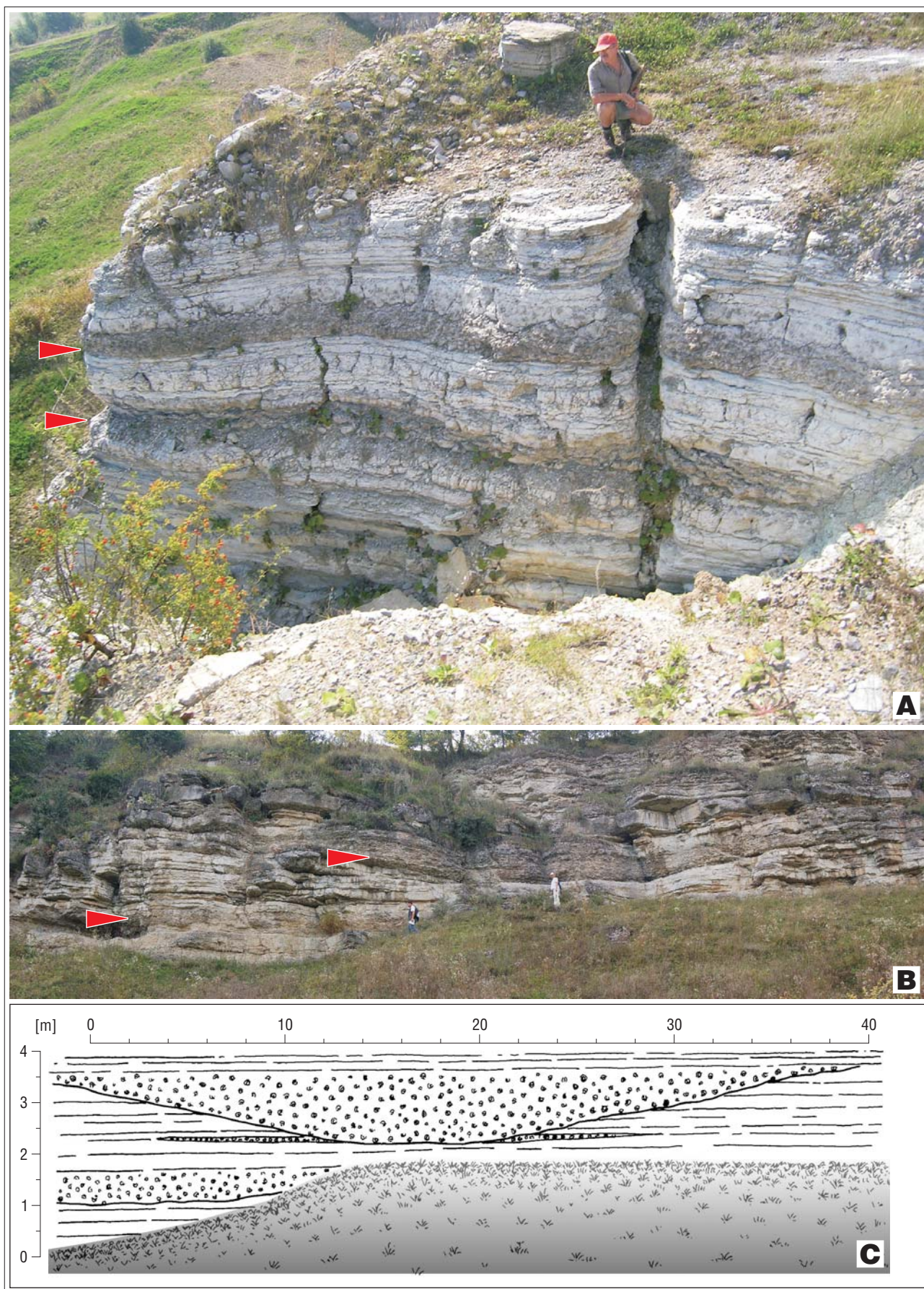
### GÓRNY SYLUR PODOLA – INTERPRETACJA TSUNAMITOWA

W późnym sylurze rejon Podola (zachodnia Ukraina) był częścią rozległego szelfu węglanowego, który okalał kraton wschodnioeuropejski (ryc. 1). Na całej swojej długości charakteryzował się on dość jednorodnym układem facji, w którym centralną pozycję zajmowały płycizny z licznymi biostromami stromatoporoidowo-koralowcowymi. Oddzielały one strefę zewnętrznego szelfu, gdzie



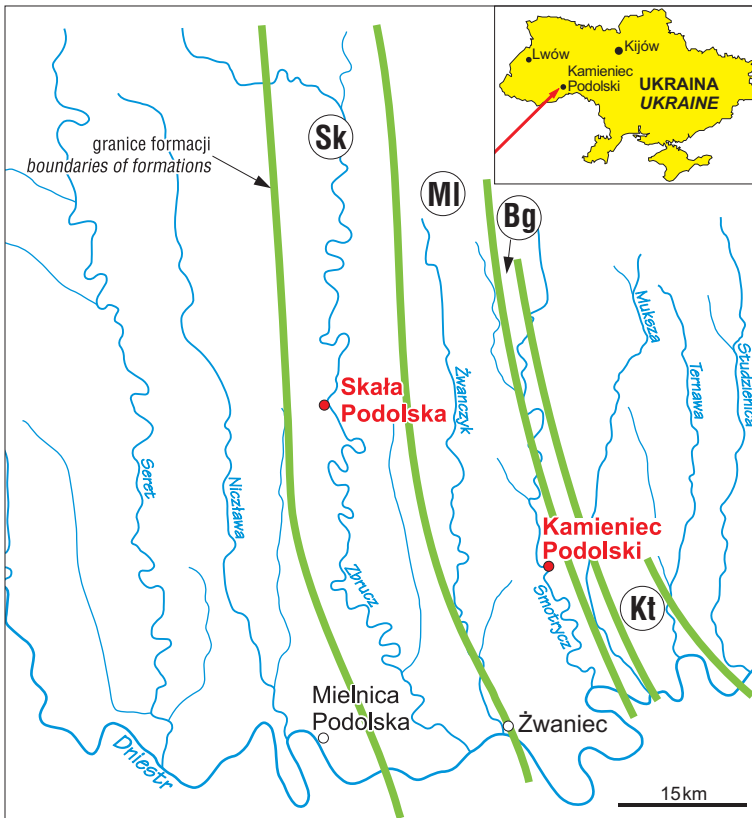
Ryc. 1. Rozmieszczenie facji górnego syluru wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (za Einasto i in., 1986, uproszczone)

Fig. 1. Distribution of the Upper Silurian facies on the margin of the East European Platform (after Einasto et al., 1986, simplified)



**Ryc. 2.** Warstwy stromatoporoidowe (zaznaczone strzałkami) w obrębie utworów wokółpływowych. **A** – kamieniołom Bridok, Skała Podolska; **B, C** – skarpa rzeki Zbrucz, Skała Podolska (za Skompskim i in., 2008, uproszczone)

**Fig. 2.** Stromatoporoid beds (pointed by arrows) within peritidal deposits. **A** – Bridok Quarry, Skała Podil'ska; **B, C** – Zbrucz river escarpment, Skała Podil'ska (after Skompski et al., 2008, simplified)



**Ryc. 3.** Rozmieszczenie sylurskich formacji na Podolu: Kt – kitajgorodzka, Bg – bagowicka, MI – malinowiecka, Sk – skalska (za Skompskim i in., 2008, uproszczone)

**Fig. 3.** Distribution of the Silurian formations in the Podolia region: Kt – Kitajgorod, Bg – Bagovytsya, MI – Malynivtsy, Sk – Skala (after Skompski et al., 2008, simplified)

przeważała sedymentacja wapieni i margli z bogatą i zróżnicowaną fauną bentoniczną, od strefy lagun reprezentowanej głównie przez laminity i dolomikryty z eurypteridami i małżoraczkami.

Charakterystyczną cechą profili ludlowu i pridolu strefy lagun jest pojawianie się w obrębie drobnoziarnistych utworów wokółpływowych mięszszych warstw stromatoporooidowych, w formie horyzontów, które mogą być bezpośrednio korelowane na dużym obszarze, lub w formie bardziej nieciągłych soczewkowatych ciał (ryc. 2). Do niedawna traktowane były one jako autobiostromalne nagromadzenia *in situ*, najobficiej rozwijające się w okresach maksymalnego wzniosu eustatycznego (Priedtieczenskij i in., 1983). Jednak bliższa analiza (Łuczyński i in., 2009) wykazała, że w istocie zawierają one głównie redeponowane szkielety tworzące parabiostromy (*sensu* Kershaw, 1994). Pojawianie się warstw parabiostromalnych, a także innej fauny pochodzącej z otwartego szelfu (np. łodzików) w obrębie facji wokółpływowych wskazuje, że istotne znaczenie na płytkim i rozległym szelfie miały powtarzające się zdarzenia wysokoenergetyczne (Skompski i in., 2008). Na dużą skalę zachodził wówczas proces dobrzego transportu materiału.

Szczegółowe badania warstw stromatoporooidowych zostały przeprowadzone w odsłonięciach warstw formacji malinowieckiej wieku ludlowskiego wzdłuż rzeki Smotrycz w okolicach Kamieńca Podolskiego i warstw formacji skalskiej wieku pridolskiego wzdłuż rzeki Zbrucz na południe od Skály Podolskiej (ryc. 3; stratygrafia za Abushik i in.,

1985; zob. też ryc. 4 i 5 na okładce). Szkielety stromatoporooidów poddano analizie morfometrycznej (Łuczyński i in., 2009), która posłużyła do opisu środowiska powstawania parabiostrom, ale także pozwoliła odtworzyć pierwotne siedliska wzrostu stromatoporooidów oraz procesy ich ekshumacji i redepozycji. Przeanalizowano takie cechy jak: ogólny kształt szkieletu oraz formę wzrostu nad osadem, współczynnik pogrzebienia i charakter powierzchni inicjalnej oraz objętość (ciężar). Ustalono, że obszarem źródłowym dla stromatoporooidów był zewnętrzny szelf – obszar o spokojnej i powolnej depozycji, tylko incydentalnie przeplatanej zdarzeniami wysokoenergetycznymi.

Najbardziej prawdopodobnymi czynnikami powodującymi dobrzego transport materiału są fale tsunami. Płytki i rozległy szelf umożliwiał odsłanianie i erozję siedlisk stromatoporooidowych podczas przechodzenia doliny fali tsunami. Wyrwane z dna stromatoporooidy były wówczas transportowane przez napływającą w kierunku brzegu falę i składane w obrębie facji wokółpływowych. Redepozycji stromatoporooidów sprzyjały ich stosunkowo niewielki ciężar właściwy (za życia, przed zapelnieniem wewnętrznych pustek diagenetycznymi cementami sparytowym stromatoporooidy miały porowatą strukturę) oraz to, że były one mieszkańcami miękkiego dna (ang. *soft bottom dwellers*) i zwykle nie tworzyły zwartych, scementowanych budowli rafowych.

Za tsunamitową genezą warstw stromatoporooidowych z górnego syluru Podola przemawia głębokość erozji pozwalająca na uruchomienie i transport materiału z zewnętrznego szelfu, ze stref batymetrycznych położonych nawet poniżej sztormowej podstawy falowania (por. Bourrouilh-Le Jan i in., 2007; Paris i in., 2010). Na takie usytuowanie pierwotnych siedlisk stromatoporooidów wskazują ich cechy morfometryczne (Łuczyński i in., 2009). Inną analogią do współczesnych tsunamitów jest długość transportu dobrzego, która w tym przypadku mogła wynosić nawet kilkadziesiąt kilometrów. Jak wykazali m.in. Goto i in. (2010b), fale tsunami, przy swoim zbliżonym do liniowego przepływie wody, są w stanie transportować materiał dobrzego na znacznie większe odległości niż fale sztormowe, w przypadku których zwykle jest on składany bezpośrednio na zapleczu barier. Podobny jest także redeponowany materiał – w sylurze lekkie szkielety stromatoporooidów, współcześnie głównie porowate wapienie rafowe (Goto i in., 2007). Różnice w wielkości transportowanych ciał wynikają z charakteru materiału wyjściowego, a nie z siły czynnika transportującego. Ponadto w części profili warstwom stromatoporooidowym towarzyszą horyzonty z płaskimi intraklastami, które również mogą być interpretowane jako efekty tsunami (por. Kaźmierczak & Goldring, 1978; Spalletta & Vai, 1984). Nagromadzenia stromatoporooidów w postaci obocznie nieciągłych soczewkowatych ciał stanowią wypełnienie kanałów pływowych i prawdopodobnie są związane ze splywem powrotnym, na co wskazuje m.in. płytkowodna mikrofauna (Skompski i in., 2008).

Częstość pojawiania się tsunami na współcześnie narażonych na to zjawisko obszarach (ang. *recurrence interval*)

wynosi typowo 800–1000 lat, więc powtarzalność występowania warstw stromatoporoidowych w profilach syluru nie powinna budzić niepokoju.

Składam serdeczne podziękowania prof. Zdzisławowi Belce i dr. Michałowi Krobickiemu za cenne uwagi merytoryczne. Badania przeprowadzone na Podolu zostały sfinansowane z grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr NN 307 013 237.

## LITERATURA

- ABUSHIK A.F., BERGER A.YA., KOREN' T.N., MODZALEVSKAYA T.L., NIKIFOROVA O.I. & PREDTECHENSKY N.N. 1985 – The fourth series of the Silurian System in Podolia. *Lethaia*, 18: 125–146.
- BAILEY E.B. & WEIR J. 1933 – Submarine faulting in Kimmeridgian times: east Sutherland. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 57: 429–467.
- BOURROUILH-LE JAN F.G., BECK C. & GORSLINE D.S. 2007 – Catastrophic events (hurricanes, tsunamis and others) and their sedimentary records: introductory notes and new concepts for shallow water deposits. *Sediment. Geol.*, 199: 1–11.
- BUSSERT R. & ABERHAN M. 2004 – Storms and tsunamis: evidence of event sedimentation in the Late Jurassic Tendaguru Beds of south-eastern Tanzania. *J. Afr. Earth Sci.*, 39: 549–555.
- CANTALAMESSA G. & DI CELMA C. 2005 – Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sediment. Geol.*, 178: 259–273.
- DAWSON A.G. & STEWART I. 2007 – Tsunami deposits in the geological record. *Sediment. Geol.*, 200: 166–183.
- DOTT R.H. 1983 – Episodic sedimentation – how normal is average? How rare is rare? Does it matter? *J. Sediment. Petrol.*, 53: 5–23.
- DUXBURY A.C., DUXBURY A.D. & SVERDRUP K.A. 2002 – Oceany świata. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 636.
- EINASTO R.E., ABUSHIK A.F., KALJO D.P., KOREN' T.N., MODZALEVSKAYA T.L. & NESTOR H.E. 1986 – Silurian sedimentation and fauna of the eastern Baltic and Podolian marginal basins: a comparison. [W:] Kaljo D.P. & Klaamann E. (red.) *Theory and practice of ecostratigraphy*: 37–54. Valgus Publishing, Tallin.
- EINSELE G., CHOUGH S.K. & SHIKI T. 1996 – Depositional events and their records – an introduction. *Sediment. Geol.*, 104: 1–9.
- EVANS K.R., HORTON J.W., KING D.T. & MORROW J.R. 2008 – The sedimentary record of meteorite impacts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 437: 1–213.
- GOTO K., CHAGUÉ-GOFF C., FUJINO SH., GOFF J., JAFFE B., NISHIMURA Y., RICHMOND B., SUGAWARA D., SZCZUCIŃSKI W., TAPPIN D.R., WITTER R.C. & YULIANTO E. 2011 – New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Mar. Geol.*, 290: 46–50.
- GOTO K., CHAVANICH S.A., IMAMURA F., KUNTHASAP P., MATSUI T., MINOURA K., SUGAWARA D. & YANAGISAWA H. 2007 – Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sediment. Geol.*, 202: 821–837.
- GOTO K., KAWANA T. & IMAMURA F. 2010a – Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Sci. Rev.*, 102: 77–99.
- GOTO K., MIYAGI K., KAWAMATA H. & IMAMURA F. 2010b – Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Mar. Geol.*, 269: 34–45.
- GOTO K., OKADA K. & IMAMURA F. 2009 – Importance of the initial waveform and coastal profile for tsunami transport of boulders. *Pol. J. Environ. Stud.*, 18: 53–61.
- GRANICZNY M. & MIZERSKI W. 2007 – Katastrofy przyrodnicze. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 198.
- GRETENER P.E. 1967 – Significance of the rare event in geology. *AAPG Bull.*, 51: 2197–2206.
- HARTLEY A., HOWELL J., MATHER A.E. & CHONG G. 2001 – A possible Plio-Pleistocene tsunami deposit, Hornitos, northern Chile. *Rev. geol. Chile*, 28: 117–125.
- KAŹMIERCZAK J. & GOLDRING R. 1978 – Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. *Geol. Mag.*, 115: 359–366.
- KERSHAW S. 1994 Classification and geological significance of biostromes. *Facies*, 31: 81–91.
- ŁUCZYŃSKI P., SKOMPSKI S. & KOZŁOWSKI W. 2009 – Sedimentary history of Upper Silurian biostromes of Podolia (Ukraine) based on stromatoporoid morphometry. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 271: 225–239.
- NARKIEWICZ M. 1989 – Geologia zdarzeń: rodowód problematyki. *Prz. Geol.*, 37: 533–537.
- PARIS R., FOURNIER J., POIZOT E., ETIENNE S., MORIN J., LAVIGNE F. & WASSMER P. 2010 – Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore-onshore model. *Mar. Geol.*, 268: 43–54.
- PRATT B.R. 2002 – Storms versus tsunamis: dynamic interplay of sedimentary, diagenetic, and tectonic processes in the Cambrian of Montana. *Geology*, 30: 423–426.
- PRIEDTIECZENSKI H.H., KORJEN' N.N., MODZALEWSKAJA T.L., NIKIFOROVA O.I., BIERGIER A.J. & ABUSZYK A.F. 1983 – Cyklicznosc' osadkonakoplenia i smiena ekologiczeskich kompleksow fauny w silurie Podolii. *Trudy Paleontol. Inst. Akad. Nauk SSSR*, 194: 61–74.
- SHANMUGAM G. 2006 – The tsunamite problem. *J. Sediment. Res.*, 76: 718–730.
- SHANMUGAM G. 2011 – Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. *Nat. Hazards*, 63: 5–30.
- SHIKI T. 1996 – Reading of the trigger records of sedimentary events – a problem for future studies. *Sediment. Geol.*, 104: 249–255.
- SHIKI T. & YAMAZAKI T. 1996 – Tsunami-induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan. *Sediment. Geol.*, 104: 175–188.
- SKOMPSKI S., ŁUCZYŃSKI P., DRYGANT D. & KOZŁOWSKI W. 2008 – High-energy sedimentary events in lagoonal successions of the Upper Silurian of Podolia, Ukraine. *Facies*, 54: 277–296.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. 1984 – Upper Devonian intraclast para-breccias interpreted as seismites. *Mar. Geol.*, 55: 133–144.
- SZCZUCIŃSKI W. 2010 – Współczesne osady tsunami a ich zapis kopalny. [W:] Rotnicka J., Szczuciński W., Skolasińska K., Jagodziński R. & Jasiewicz J. (red.) *Teraźniejszość kluczem do przeszłości: współczesne procesy sedymentacyjne i ich zapis kopalny*. IV Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS IV, Smóldzino, 21–26 czerwca 2010 r. Streszczenia referatów i posterów, przewodnik do wycieczek: 24.
- SZCZUCIŃSKI W., CHAIMANEE N., NIEDZIELSKI P., RACHLEWICZ G., SAISUTTICHAI D., TEPSUWAN T., LORENC S. & SIEPAK J. 2006 – Environmental and geological impacts of the 26 December 2004 tsunami in coastal zone of Thailand – overview of short and long-term effects. *Pol. J. Environ. Stud.*, 15: 793–810.
- YAWSANGRATT S., SZCZUCIŃSKI W., CHAIMANEE N., CHATPRASERT S., MAJEWSKI W. & LORENC S. 2011 – Evidence of probable paleotsunami deposits on Kho Khao Island, Phang Nga Province, Thailand. *Nat. Hazards*, 63: 151–163.

Praca wpłynęła do redakcji 19.10.2011 r.  
Po recenzji akceptowano do druku 23.05.2012 r.

# PRZEGLĄD GEOLOGICZNY



Cena 12,60 zł (w tym 5% VAT)

TOM 60 Nr 11 (LISTOPAD) 2012

Indeks 370908 ISSN-0033-2151

**Kopalne tsunamity**

**Palinostratygrafia  
plejstocenu  
Polski i Białorusi**

**Antropocen – nowa  
epoka geologiczna?**

**Profesor  
Józef Zwierzycki**



**Zdjęcie na okładce:** Warstwa przepelniona pokruszonymi i przewracanymi stromatoporoidami, złożonymi na płytkowodnych osadach strefy międzyplywowej w efekcie wysokodynamicznego transportu dobrzegowego; Trubczyn nad Dniestrem (zachodnia Ukraina), najwyższa część ogniwa raskowskiego formacji skalskiej (przydol) (zob. Łuczyński, str. 598). Fot. S. Skompski

**Cover photo:** Stromatoporoid bed with crushed and overturned specimens, deposited within a shallow-water intertidal succession, as an effect of high-dynamic onshore transport; Trubtchyn village on the Dniester River (western Ukraine), uppermost part of the Rashkov Member, Skala Formation (Pridol) (see Łuczyński, p. 598). Photo by S. Skompski

## Problem tsunamitów. Dlaczego tak mało jest kopalnych osadów tsunami? (patrz str. 598)

The tsunamites problem. Why are fossil tsunamites so rare? (see p. 598)



**Ryc. 4.** Widok ogólny północnej ściany w kamieniołomie Bridok koło Skały Podolskiej (zachodnia Ukraina). Wapień stromatoporoidowe przydołu (najwyższy sylur) są przykryte przez piaszczysto-wapienne utwory miocenu i zalegające na nich lessy czwartorzędowe  
**Fig. 4.** General view of the northern wall in the Bridok quarry near Skala Podil'ska (western Ukraine). Upper Silurian (Pridolian) limestones with stromatoporoids (grey layers) are covered by sands and carbonate deposits of the Miocene, overlain by Quaternary loess



**Ryc. 5.** Utwory węglanowe najwyższego syluru (ogniwo rashkowskie formacji skałskiej) odsłonięte w wysokiej skarpie Dniestru koło Trubczyna (zachodnia Ukraina) – patrz 1. strona okładki. Obie fot. S. Skompski

**Fig. 5.** Uppermost Silurian carbonate deposits (Rashkov Member, Skala Formation) outcropping in the high escarpment of the Dniester River near Trubchyn village (western Ukraine); see 1<sup>st</sup> cover-page. Both photos by S. Skompski