

Maria Górska-Zabielska¹

GŁAZY W LAPIDARIUM SZKOLNYM W KUŹNICY

SCANDINAVIAN ERRATICS AND OTHER ROCKS
IN SCHOOL GARDEN IN KUŹNICA

Abstrakt

W artykule zamieszczono podstawowe informacje o typach petrograficznych narzutniaków oraz ich obszarach macierzystych w Skandynawii. W szczegółowym opisie 50 zgromadzonych skał podano nazwę wraz z typem petrograficznym, wiek i pochodzenie eratyka. Charakterystykę poszerzono o opis młodszych procesów morfogenetycznych, które nierzadko zapisały się na powierzchni prezentowanych narzutniaków, a które są dowodem na poligenezę skał. Pełen zbiór 650 narzutniaków w Zespole Szkół w Kuźnicy Białostockiej pełni ważną rolę poznawczą i edukacyjną. Ekspozycja w lapidarium szkolnym jest wzorcowym przykładem realizacji założeń ochrony dziedzictwa przyrody nieożywionej najbliższej okolicy.

Słowa kluczowe: narzutniaki skandynawskie, ochrona dziedzictwa przyrody nieożywionej, Nizina Północnopodlaska

Abstract

The article contains basic information about the petrographic types of Scandinavian erratics and their mother delivery regions. Within the detailed description of 50 gathered rocks, a name along with petrograph-

¹ Instytut Geoekologii i Geoinformacji, UAM, Poznań

ic type, age and origin of an erratic have been given. The characteristic has been extended of a description of younger morphogenetic processes, which, quite often, had been recorded on a surface of the erratic. Their features are evidences for a polygenesis of a rock. A total collection of 650 erratics in School in Kuźnica Białostocka plays an important educational role. The exposition is a modelled example how objects of abiotic nature heritage of a closest vicinity can be successfully protected.

Key words: Scandinavian erratics, protection of abiotic nature heritage, North-Podlasie Lowland

Obszar Niziny Północnopodlaskiej był wielokrotnie pokryty lądolodem w plejstocenie, zwłaszcza w jego młodszej części (od ok. 950 tys. do ok. 10 tys. lat temu). Ostatni lądolód wkroczył na ten obszar podczas stadiału wkry (północnomazowieckiego) podczas zlodowacenia warty (285-115 ka BP; Mojski 2005), należącego do grupy zlodowaceń środkowopolskich (350-115 ka BP; Mojski 2005). Istnieją też poglądy (np. Marks 1988, 1991; Banaszuk 1998; Gałązka 1998; Morawski 2001) o wykształceniu rzeźby tego terenu w początkowej fazie zlodowacenia północnopolskiego (ok. 50 ka BP ?), a więc dużo wcześniej zanim lądolód skandynawski zatrzymał się na linii zasięgu stadiału głównego tego zlodowacenia (20 ka BP; Kozarski 1995).

Nasuwający się na obszar Niziny Północnopodlaskiej od północy lądolód przytransportował liczne bloki i głazy, które wcześniej zdarł z podłoża, po którym się przemieszczał. Była to prekambryjska tarcza bałtycka, dostarczająca skał magmowych i metamorficznych oraz przykrywająca ją płyta zbudowana ze skał osadowych neoproterozoiku, dolnego paleozoiku, kredy i paleogenu (Morze Bałtyckie łącznie z Gotlandią i Olandią oraz państwa nadbałtyckie (ryc. 1). Przywlezione przez lądolód głazy nazywają się narzutniakami albo eratykami (od łacińskiego słowa *errare* – błądzić, wałęsać się).

Skały magmowe to jeden z trzech głównych typów skał (obok skał osadowych i metamorficznych) budujących skorupę ziemską, powstałych wskutek krystalizacji lub zakrzepnięcia magmy w głębi skorupy ziemskiej lub na powierzchni Ziemi. Skały magmowe

dzieli się w zależności od miejsca zastygania, które warunkuje wiele cech skały (Czerny, Czerny 2006):

- skały wylewne (wulkaniczne, efuzywne) – krystalizują się z magmy wydobywającej się na powierzchnię Ziemi w postaci lawy, m.in.: bazalt, melafir, andezyt, dacyt, latyt, ryolit, porfir, obsydian;
- skały hipabisalne (żyłowe, subwulkaniczne) – krzepnące na niewielkiej głębokości pod powierzchnią Ziemi, tworzące drobne intruzje o nieznaczących rozmiarach, m.in. doleryt, granofir, mikrogranit, pegmatyt, aplit;
- skały głębinowe (plutoniczne) – krzepnące głęboko pod powierzchnią Ziemi, tworzące intruzje o znacznych rozmiarach peridotyt, gabro, dioryt, noryt, granodioryt, sjenit, granit.

Skały magmowe mają zwykle strukturę krystaliczną, niektóre mają strukturę porfirową lub tworzą szkliwa. Wielkość kryształów w skale zależy od szybkości krzepnięcia magmy: wolno krzepnące skały plutoniczne mają strukturę jawnokrystaliczną z kryształami o rozmiarach powyżej 5 mm, natomiast szybko krzepnące skały wulkaniczne wykazują strukturę skrytokrystaliczną (poniżej 1 mm), szklistą lub porfirową, gdy w skrytokrystalicznym lub szklistym „cieście skalnym” występują pojedyncze, wcześniej wykryształizowane prakryształy.

Najogólniejsza klasyfikacja chemiczna skał magmowych opiera się na zawartości w nich krzemionki SiO_2 , która jest najważniejszym składnikiem każdej magmy. Rozróżnia się:

- skały kwaśne – powyżej 66% SiO_2 (na przykład granit, riolit),
- skały obojętne – 53-66% SiO_2 (na przykład sjenit, andezyt),
- skały zasadowe – 45-53% SiO_2 (na przykład gabro, bazalt),
- skały skrajnie zasadowe – poniżej 45% SiO_2 (na przykład peridotyt, piroksenit).

Składnikami skał magmowych są kryształy minerałów powstałe w wyniku krystalizacji magmy. Są to głównie: kwarc, skalenie (potasowe, sodowe, wapniowe), mika, amfibole, pirokseny, oliwiny oraz minerały poboczne. Sposób ułożenia i rozmieszczenia minerałów w skale, cechy ich uporządkowania oraz stopień wypełnienia przestrzeni w skale przez minerały pozwala określić rodzaj skały.

Skały osadowe (sedymentacyjne) powstają na powierzchni skorupy ziemskiej w wyniku nagromadzenia materiału pod wpływem wietrzenia, procesów życiowych organizmów, sedymentacji (nagromadzenie się materiału przynieszonego przez czynniki zewnętrzne, np. wodę, lodowiec, wiatr) i diagenety (Czerny, Czerny 2006). Składają się z okruchów mineralnych i skalnych, pochodzących z niszczenia skał już istniejących, minerałów nowo powstałych, ze szkieletów mineralnych organizmów i ich szczątków oraz produktów rozkładu dawnych organizmów, także z produktów erupcji wulkanicznej i w bardzo niewielkiej ilości, z materiału pochodzącego z przestrzeni kosmicznej. Cechą charakterystyczną skał osadowych jest przede wszystkim ich uławicenie i warstwowanie. Skały osadowe mogą być skonsolidowane (na przykład piaskowce, wapień, margle) lub luźne (na przykład piaski, iły, muły), powstałe zarówno w zbiornikach wodnych, jak i na lądzie.

Skały osadowe, zależnie od składu mineralnego i genezy dzielą się na:

- skały okruchowe (klastyczne), zbudowane głównie z okruchów mineralnych i skalnych dawnych skał (klastów); do skał okruchowych należą: brekcje, żwiry, zlepieńce, piaski, muły, lessy, piaskowce, mułowce,

- skały ilaste, składające się głównie z minerałów ilastych (powyżej 50% masowych), z podrzędną zawartością pyłu kwarcowego, łuszczyków (mik), tlenków i wodorotlenków żelaza i glinu, węglanów, siarczków oraz substancji organicznych; do skał ilastych należą gliny, iły, iłowce oraz łupki ilaste,

- skały piroklastyczne - powstałe z materiałów wyrzuconych w powietrze w czasie erupcji wulkanicznej, np. tuf wulkaniczny, tufit,

- skały pochodzenia chemicznego, powstałe przez wytrącenie się i osadzenie rozpuszczonych w wodzie substancji mineralnych; wytrącanie się tych substancji może być spowodowane zarówno przesyleniem roztworu w wyniku odparowywania wody w zbiorniku (→ ewaporyty), jak i reakcjami chemicznymi, zachodzącymi często pod wpływem procesów biochemicznych, przy udziale świata organicznego; w tej grupie wyróżnia się: skały węglanowe (np. wapień, dolomity), skały krzemionkowe (gejzeryt, kwarcyt,

krzemień, rogowiec, martwica krzemionkowa, opoka), skały żelaziste (np. rudę darniową), skały gipsowe i solne (gips, anhydryt, sól kamienna, sole potasowe), skały fosforanowe (fosforyt, guano), skały manganowe, siarkowe (siarka rodzima), strontowe, barytowe, fluorytowe,

- skały organogeniczne, składające się głównie ze szczątków organizmów zwierzęcych (skały zoogeniczne), lub rzadziej roślinnych (skały fitogeniczne) albo powstałe przez wytrącenie się substancji mineralnej wskutek procesów życiowych tych organizmów. Do spajania i twardnienia początkowo nie skonsolidowanych osadów prowadzą procesy chemiczne, mineralne i fizyczne, głównie twardnienie koloidów, kompakcja (sprasowanie), cementacja, rekrytalizacja i reakcje chemiczne z substancjami występującymi w krążących roztworach wodnych; najczęściej występują spoiwa krzemionkowe, wapienne i żelaziste. Do skał organogenicznych należą między innymi wapienie (rafowe, numulitowe i inne), skały krzemionkowe (opoki, radiolaryty, gezy), kopalne paliwa płynne (ropa naftowa, asfalt), kopalne paliwa stałe (węgle kopalne - torf, lignit, węgiel brunatny, węgiel kamienny).

Skały metamorficzne (przeobrażone) powstają z przeobrażenia skał magmowych i osadowych pod wpływem wysokiej temperatury, wysokiego ciśnienia lub oddziaływania obu tych czynników równocześnie oraz pod wpływem związanych z nimi procesów chemicznych (Czerny, Czerny 2006). Metamorfizm powoduje zmiany składu mineralnego i chemicznego skał oraz jej struktury i tekstury. Struktury skały metamorficznej są zawsze krystaliczne, tekstury są zbite, masywne, bezładne lub kierunkowe, najczęściej równoległe (wskutek: lineacji, foliacji i laminacji). Skały metamorficzne wykazujące foliację to np.: fyllit, łupek krystaliczny, gnejs, amfibolit, migmatyt; pozbawione foliacji: marmur, kwarcyt, zieleńiec, hornfels, antracyt.

Minerały skał metamorficznych mogą pochodzić ze skał pierwotnych lub tworzyć się w wyniku metamorfizmu, jak na przykład dysten czy staurolit, które znane są wyłącznie ze skał metamorficznych.

Ze względu na rodzaj metamorfizmu, którego działaniu zostały poddane skały pierwotne, wyróżnia się trzy grupy skał metamorficznych. Są to skały:

- powstałe w wyniku procesów metamorfizmu dyslokacyjnego (kataklazyty i mylonity),
- powstałe w wyniku procesów metamorfizmu kontaktowego (hornfelsy, skarny),
- powstałe w wyniku procesów metamorfizmu regionalnego (m. in. marmury z wapieni, gnejsy ze skał ilastych, kwarcyty z piasków kwarcowych, grafit lub antracyt z pokładów węgla).

Głazy narzutowe

Badania naukowe nad skandynawskimi głazami narzutowymi pozwalają określić kierunek transgresji lądolodu i/lub jego zróżnicowanych dynamicznie stref ruchu lodu do miejsca depozycji osadów (np. Górską-Zabielską 2008). Z uwagi na zmieniający się kierunek transgresji oraz położenie obszaru alimentacyjnego lądolodu plejstocńskiego, można na podstawie analizy skał narzutowych z dużym prawdopodobieństwem określić także wiek zawierających je osadów glacialnych.

Nie wszystkie narzutniaki posiadają to samo znaczenie wskaźnikowe kierunku transgresji lądolodu. Są wśród nich tak zwane *eratyki przewodnie, absolutne*, to jest skały o dokładnie zlokalizowanej, określonej długością i szerokością geograficzną, jedynej znanej współcześnie skandynawskiej wychodni, na podstawie której można jednoznacznie określić źródło pochodzenia narzutniaka. Skała pełniąca tę funkcję musi być także łatwo rozpoznawalna makroskopowo i powinna dość często występować w osadach glacialnych (na przykład granit Karlshamn [15, tab. 1] z regionu Blekinge w południowej Szwecji czy porfir kwarcowy [8, tab. 1] z Wysp Alandzkich). Innym rodzajem narzutniaka, zdecydowanie częściej obecnym w osadach lodowcowych, jest *eratyka typowa*, o ograniczonym znaczeniu wskaźnikowym. Jest to skała możliwa do jednoznacznego oznaczenia, róż-

niąca się od przewodniego odpowiednika tym, że posiada więcej niż jeden obszar macierzysty lub/i ten obszar zajmuje stosunkowo dużą powierzchnię. Takimi eratykami są na przykład niektóre wapienie dolnopaleozoiczne, krzemienie mezozoiczne i paleogeńskie oraz dolomity dewońskie.

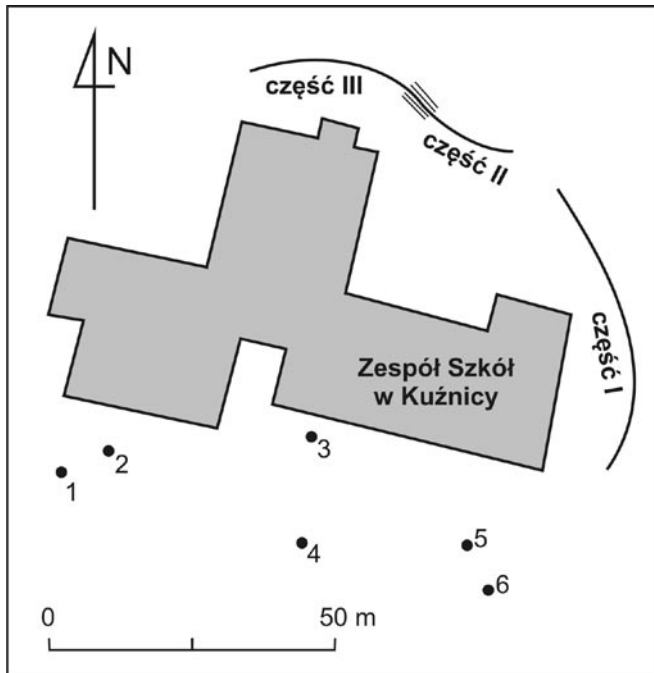
Pozostałe głazy narzutowe nie mają znaczenia w określaniu kierunku transgresji lądolodu plejstocenijskiego.

Głazy narzutowe znajdują zastosowanie jako lokalny materiał budowlany (na przykład: kościoły, fundamenty domów, wybrukowane „kocimi łbami” nawierzchnie dróg). Największe i najciekawsze pod względem naukowym głazy narzutowe chroni się jako pomniki przyrody nieożywionej (Ustawa z dn. 16.04.2004 r. o ochronie przyrody). Ochronie podlega zatem największy gład narzutowy na Warmii i Mazurach, o obwodzie 28 m, zwany Diabelskim Kamieniem w Bisztyнку. Chroniony prawem jest także największy gład narzutowy Polski, Gład Trygław (44 m obwodu, 860 m³) w Tychowie, na Pomorzu Środkowym.

Głazy narzutowe w Lapidarium Szkolnym w Kuźnicy Białostockiej

W Lapidarium przy Zespole Szkół (otwartym 11.11.1997 r.) w Kuźnicy Białostockiej, z inicjatywy jej Dyrektora, mgr Krzysztofa Pawłowskiego, zgromadzono 650 egzemplarzy narzutniaków, zebranych w najbliższej okolicy w promieniu do 5 km. Skały pochodzą także z lokalnej żwirowni, która funkcjonowała w miejscu Szkoły do lat 60-tych XX w. Skały umieszczono w trzech głównych grupach (ryc. 1), na skarpach oddzielających podwórko szkolne od obiektów sportowych. Sześć innych skał wyeksponowano przed wejściem do Szkoły. Niezwykle dobrze eksponowane Lapidarium jest niewątpliwą atrakcją dla kierowców ciężarówek poruszających się żółtym tempem drogą krajową w kierunku przejścia granicznego Kuźnica Białostocka – Grodno.

Wśród skał Lapidarium Szkolnego w Kuźnicy Białostockiej zdecydowanie dominują skały magmowe i metamorficzne. Skały



Ryc. 1. Plan Lapidarium Szkolnego w Kuźnicy Białostockiej.

Spis gładów w tab. 1

Fig. 1. Scheme of School Rock Garden in Kuźnica Białostocka. For a list of rocks see Tab. 1

osadowe reprezentowane są w pojedynczych przykładach. Najciekawszą wśród nich grupę reprezentują eratyki przewodnie, gdyż na ich podstawie można dokładnie podać obszar egzaracji glacialnej w Skandynawii. W tabeli 1 zestawiono magmowe eratyki przewodnie (zaznaczone kolorem szarym) oraz inne, jakie udało się rozpoznać podczas rekonesansu w dniu 28 czerwca 2008 r.

Tabela 1. Spis narzutniaków w Lapidarium Szkolnym w Kuźnicy Białostockiej. Wiek skał na podst.: Meyera 1998, Schulza R. 2001, Schulza W. 2003, Dietricha, Hoffmanna 2004, Rudolpha 2005. Eratyki przewodnie wyróżniono na szarym tle. Table 1. List of erratics in School Garden in Kuźnica Białostocka. Age of rock based on: Meyer 1998, Schulz R. 2001, Schulz W. 2003, Dietrich & Hoffmann 2004, Rudolph 2005. Indicator erratics are indicated in grey.

Trawnik przed wejściem głównym do Szkoły

	Rodzaj skały	Grupa skał	Wiek skały	Pochodzenie	Nazwa/cechy charakterystyczne
1	granit		Prekambr 1,42 mld	Värmland, środkowa Szwecja	granit Filipstadt
2	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		
3	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	porfir kwarcowy Åland, wygląd lodowcowy, po prawej stronie wejścia głównego do Szkoły, obok masztu flagowego
4	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		
5	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs oczkowy
6	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	rapakivi Åland

I część

7	piaskowiec		czwartorzęd 1,9 mln		zlitfikowany piaskowiec, cokół globusa
8	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	porfir kwarcowy Åland,
9	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi, eologliptolit - oszlifowany, efekt korazji
10	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,82-1,65 mld	Småland	granit Småland

11	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit rapakivi Åland, wygląd lodowcowy
12	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit rapakivi Åland
13	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs oczkowy
14	pyterlit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	pyterlit Åland
15	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,46-1,35 mld	Blekinge pd. Szwecja	granit Karlshamn
16	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit rapakivi Åland
17	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	porfir kwarcowy Åland, eologliptolit - oszlifowany, efekt korazji
18	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	porfir kwarcowy Åland, miejscami widoczna struktura rapakivi
19	granit	magmowa głębinowa		pd.-zach. wybrzeże Szwecji, Bohuslån	powierzchnia skały zwietrzała podlega eksfoliacji czyli łuszczeniu
20	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit Åland z niezwykle czytelną strukturą rapakivi
21	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,82-1,65 mld	Småland	granit Småland
22	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs z 2 żyłami, wygląd lodowcowy

II część

23	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,82-1,65 mld	Småland	granit Småland, ganiak – efekt korazji
24	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit rapakivi Åland
25	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Ålandzkie	granit rapakivi Åland, z omszałą powierzchnią

26	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,46-1,35 mld	Blekinge pd. Szwecja	granit Karlshamn z różowymi dużymi skaleniami
27	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
28	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
29	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	porfir kwarcowy Åland
30	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs oczkowy
31	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland, silnie zwiętrzała powierzchnia skały
32	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,82-1,65 mld	Småland	granit Småland, powierzchnia zeolizowana - oszlifowana, efekt korazji
33	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,75 mld	Jämtland, Środkowa Szwecja	granit Revsund
34	riolit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	porfir kwarcowy Åland
35	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,46-1,35 mld	Blekinge pd. Szwecja	granit Karlshamn, osie wydłużonych skaleni potasowych leżą równoległe do siebie
36	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
37	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs
38	piaskowiec		czwartorzęd 1,9 mln		zlifyfikowany piaskowiec
39	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland

III część

40	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
41	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
42	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,82-1,65 mld	Småland	granit Småland, wygład lodowcowy

43	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,75 mld	Jämtland, Środkowa Szwecja	granit Revsund
44	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	pyterlit Åland z bardzo dużymi kryształami skaleni
45	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
46	granit	magmowa głębinowa			granit z rysami polodowcowymi
47	granit	magmowa głębinowa			żyła pegmatytowa w granicie
48	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,64 mld	Wyspy Alandzkie	granit rapakivi Åland
49	gnejs	metamorficzna	prekambr > 1 mld		gnejs, wygląd lodowcowy
50	granit	magmowa głębinowa	prekambr 1,75 mld	Jämtland, Środkowa Szwecja	granit Revsund

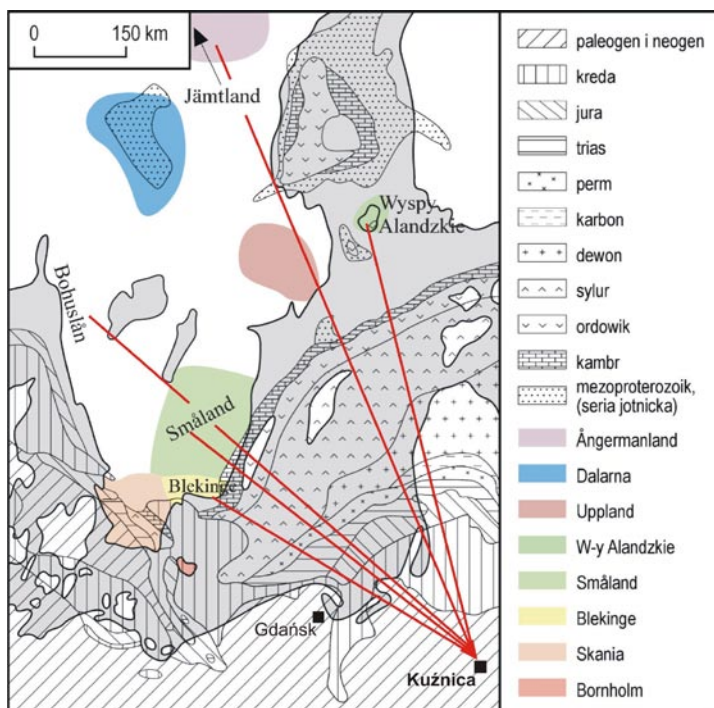
Obszary macierzyste eratyków przewodnich, występujących w Lapidarium Szkolnym w Kuźnicy Białostockiej, zaznaczono na rycinie 2. W tle umieszczono pozostałe obszary alimentacyjne narzutniaków oraz schematycznie przedstawiono budowę geologiczną fragmentu skandynawskiej pokrywy osadowej.

W Lapidarium Szkolnym w Kuźnicy Białostockiej znajdują się także głązy, które zwracają uwagę swą ciekawą rzeźbą powierzchni, świadczącą o zdecydowanie młodszych procesach morfogenetycznych, modyfikujących zewnętrzną część skały.

Głązy nr 3, 11, 22, 42 i 49 charakteryzują się **wygładzoną** podczas transportu glacialnego **powierzchnią**. Są to wygłady lodowcowe. Na powierzchni granitu nr 46 widać wyraźne **rysy polodowcowe**, ślad po wleczeniu głązu po twardym, litym podłożu.

Cztery głązy (nr 9, 17, 23 i 32) zyskały wygładzoną powierzchnię w efekcie **korazji**. Proces ten obejmuje szlifowanie, żłobienie, ścieranie i polerowanie powierzchni skalnej przez strumienie wiatrowo-piaszczyste. W efekcie powstają wygłady eoliczne, żłobki, nisze, jamy, bruzdy korazyjne oraz ospa eoliczna. Wszystkie te elementy morfologiczne można dostrzec na wspomnianych głązach. Głąz nr 23 to **graniak**.

Powierzchnię dwóch głązów nr 19 i 31 charakteryzuje silne **zwietrzenie**: poszczególne kryształy są poluźnione i łatwo ulegają



Ryc. 2. Obszary macierzyste eratyków przewodnich (oznaczone nazwami), występujących w Lapidarium Szkolnym w Kuźnicy Białostockiej na tle pozostałych obszarów alimentacyjnych narzutniaków i budowy geologicznej fragmentu skandynawskiej pokrywy osadowej (Schulz W. 2003, zmienione).

Fig.2. Mother regions of indicator erratics, labeled by their names, gathered in the School Rock Garden in Kuźnica Białostocka upon other delivery areas of erratics and geology of a fragment of the Scandinavian sedimentary cover (Schulz

wykruszeniu, brak lepiszcza stabilizującego kryształ. Woda ma ułatwioną drogę penetracji do wnętrza skały, co w przypadku zamrozu skutecznie przyspiesza rozpad skały. Proces wietrzenia fizycznego (mechanicznego) jest także spowodowany dużymi dobowymi różnicami temperatury. W ciągu dnia, wskutek działania promieni słonecznych nagrzewa i rozszerza się zewnętrzna, cienka powłoka skały. W nocy, pod wpływem obniżonej temperatury, powłoka kurczy się powodując znaczne naprężenia pomiędzy wystawioną

na bezpośrednie oddziaływanie temperatury, zewnętrzną częścią, a resztą skały. Wysokie dobowe zmiany temperatury prowadzą do występowania wielkich naprężeń; powstają pęknięcia równoległe do powierzchni skały, wzdłuż których od skały odpadają płytowe lub skorupowe odłamki w postaci cienkich płyt lub skorup, często o kształcie zaokrąglonym. Skała polikrystaliczna nagrzewa się niejednakowo z uwagi na różne albedo (parametr określający zdolność odbijania promieni przez daną powierzchnię). Różnice w nagrzaniu różnobarwnych minerałów również prowadzą do rozluźnienia wierzchniej powłoki skalnej, a to z kolei sprzyja wietrzeniu fizycznemu.

Głazy 7 i 38 to **zlitfikowane piaskowce**. Są zdecydowanie młodsze aniżeli pozostałe głazy Lapidarium. Powstały w efekcie cementacji powszechnych na Nizinie Północnopodlaskiej osadów glacyjofluwialnych w czwartorzędzie. Cementacja zachodziła w wyniku spajania węglanem wapnia osadów piaszczystych (Nowicki, Radlicz 1961). Węglan wapnia powstał z rozpuszczania wapieni dolnopaleozoicznych.

Podsumowanie

Lapidarium Szkolne w Kuźnicy Białostockiej stanowi dobry przykład realizacji założeń ochrony form przyrody nieożywionej. Zebrane głazy narzutowe, poza niewątpliwą funkcją estetyczną w krajobrazie miejskim, pełnią ważną rolę edukacyjną. Lapidarium może być poligonem dla lekcji przyrody i geografii, podczas której uczeń poznaje podstawowe typy petrograficzne skał i dowiaduje się o działalności erozyjnej i transportowej lądolodu. Zarówno uczniowie jak i goście, odwiedzający Szkołę, mają niebywałą okazję poznać bogactwo swojej najbliższej okolicy w postaci gładów przywleczonych przez lądolód skandynawski w plejstocenie górnym.

Literatura

Czerny A., Czerny M. (red.), 2006, *Encyklopedia Szkolna WSiP. Geografia*. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa, s. 788.

Dietrich H., Hoffmann G., 2004, *Steinreiche Ostseeküste. Entstehung und Herkunft der Findlinge*. Verlag Redieck & Schade GmbH, Rostock, 78 s.

Górska-Zabielska M., 2008, Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. *Geografia* 78, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 330.

Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20 ka., 10 ka BP)*. IGiPZ PAN, Dokum. Geogr. 1, 82 s.

Meyer K.-D., 1998, *Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide*. Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover 38: 178-188.

Mojski J. E., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Nowicki A., Radlicz K., 1961, *O występowaniu i genezie zlepieńca czwartorzędowego*. *Kwart. Geol.* 5(4) 915-928.

Rudolph F., 2005, *Strandsteine. Sammeln & Bestimmen von Steinen an der Ostseeküste*. Wachholtz Verlag Neumünster, 160 s.

Schulz R., 2001, *Herkunft und Art der wichtigsten Geschiebe der nordischen Vereisung*. [w:] H. Domnick, J. Endtmann, G. Hotzan, H. Ohnesorge, N. Schlaak, R. Schulz, K. Tempelhoff, H.-P. Trömel (red.), *Von Findlingen und Fossilien. Geologische Lehrpfade im Barnim, in der Uckermark und in Märkisch Oderland. Entdeckungen entlang der Märkischen Eiszeitstrasse*. Gesellschaft zur Erforschung und Förderung der Märkischen Eiszeitstrasse e.V., Eberswalde: 18-23.

Schulz W., 2003, *Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler*. CW Verlagsgruppe Schwerin, 508 s.

