

# Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec

Source regions of the Scandinavian indicator erratics in Vistulian glacial deposits from NW Poland and NE Germany

MARIA GÓRSKA-ZABIELSKA

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Paleogeografii i Geoekologii ul. Dziegielowa 27, 60-680 Poznań;  
e-mail: gorska@man.poznan.pl

---

## Streszczenie

Wychodnie skalne środkowego Bałtyku, wysp szwedzkich oraz południowo-wschodniej Szwecji były obszarem dominującej egzaracji tej części lądolodu, która podczas fazy pomorskiej późnego plenivistulianu dotarła po NW Polskę i NE Niemcy.

W zespole wszystkich skandynawskich narzutniaków najmłodszych osadów depozycji glacialnej z NW Polski i NE Niemiec około 30–40% stanowią skały krystaliczne. Ich obszarem macierzystym jest tarcza bałtycka, uformowana w prote-rozoiku. Do najważniejszych narzutniaków pochodzących z tarczy bałtyckiej należą: granity Uppsala i Stockholm, granit rapakivi Åland, eratyki z Dalarny (granity Garberg, Järna, Siljan oraz porfir Dalarna). Są to także eratyki egzarowane w transskandynawskim paśmie magmowym: granity Småland, Vånevik, Värlebo, Filipstad, Kristinehamn, czerwone i szare granity Växjö, porfiry Påscallavik; dalej są to eratyki z regionu Blekinge–Bornholm (granity Karlshamn, Spinkamåla, Halen, Vånga, Hammer, Vang, Svaneke) oraz eratyki z regionu gnejsowego SW Szwecji (sjenity Glimåkra i Vaggeryd, gnejs Järna i czarnokit Varberg). W grupie skał narzutowych są także skały uformowane podczas młodszych zdarzeń geologicznych (np. permski porfir rombowy z Oslo czy jurajski bazalt ze Skanii).

Skały macierzyste są zlokalizowane również w obrębie pokrywy osadowej dna Bałtyku centralnego i południowego, której powstanie wiąże się ze zdarzeniami geologicznymi w neoproterozoiku, wczesnym paleozoiku i kredzie. Z dna Bałtyku, wysp Gotlandii i Olandii oraz państw nadbałtyckich pochodzi około 60–70% wszystkich eratyków osadowych późno-plenivistuliańskiej depozycji glacialnej. Są to: piaskowce jotnickie, wapienie ordowiku i syluru, dewońskie piaskowce i dolomity. Z południowo-zachodniego Bałtyku pochodzą górnokredowe wapienie oraz górnokredowe i paleogeńskie krzemienie.

**Słowa kluczowe:** eratyki przewodnie, osady glacialne, skandynawskie obszary macierzyste, północno-zachodnia Polska, północno-wschodnie Niemcy

## Abstract

The hardrock substratum of the middle Baltic Sea, Swedish islands and south-eastern Sweden are the main areas eroded by the late Pleniweichselian ice sheet. The erratics that the ice transported away from these areas are now found in the youngest glacial deposits of NW Poland and NE Germany.

The Scandinavian erratics sampled from the youngest glacial deposits in NW Poland and NE Germany consist for 30–40% of crystalline rocks derived from the Proterozoic of the Fennoscandian (Baltic) Shield. They include Svecofennian rocks (Uppsala granite, Stockholm granite, Åland rapakivi granite), granites and porphyries from Dalarna (Garberg granite, Järna granite, Siljan granite, Dalarna porphyry), as well as material from the Transscandinavian Igneous Belt (Småland granite, Vånevik granite, Värlebo granite, red and grey Våxjö granites, Påsfallavik porphyry, Filipstad granite and Kristinehamn granite), from the Blekinge–Bornholm region (Karlshamn granite, Spinkamåla granite, Halen granite, Vånga granite, Hammer granite, Vang granite, Svaneke granite), and the gneissic region of SW Sweden (Glimåkra syenite, Vaggeryd syenite, Järna gneiss, Varberg charnockit). Other erratics come from younger volcanic rocks, dating back to the Late Palaeozoic and Jurassic/Cretaceous (e.g., the romb porphyry from the Oslo graben and Scanian basalt).

The sedimentary cover of the Neoproterozoic, the Lower Palaeozoic and the Cretaceous (from the Baltic Sea, Åland Islands, Gotland, Öland and the Baltic states) are also source rocks. Glacial sediments deposited directly south of the Baltic Sea consist for 60–70% of Fennoscandian sedimentary erratics. They include: Jotnian sandstones, Ordovician and Silurian limestones, Devonian sandstones (Old Red) and dolomites. Other source areas of indicator erratics are located along the Sorgenfrei–Teisseyre–Tornquist zone and further to the south-west (e.g. Late Cretaceous limestones, Late Cretaceous and Paleogene flints).

**Key words:** indicator erratics, glacial deposits, Scandinavian source regions, north-western Poland, north-eastern Germany

## Wprowadzenie

Występujące w osadach lodowcowych północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec skandynawskie eratyki przewodnie i wskaźnikowe (Górska 2000, 2003a, Górska-Zabielska 2007) są reprezentowane głównie przez skały krystaliczne. Skały te pochodzą z paleoproterozoiku, to jest czasu, w którym z trzech autonomicznych terranów: fennoskandzkiego, sarmackiego i wołgo-uralskiego formował się kraton (platforma) wschodnioeuropejski (m.in. Lindh 2002; Bingen *et al.* 2008; Bogdanova *et al.* 2008; Lahtinen *et al.* 2008). Część eratyków wywodzi się również ze skał powstałych w czasie młodszych zdarzeń wulkanicznych w mezo- i neoproterozoiku oraz w fanerozoiku. W pracy, która ma charakter przeglądowny, przedstawiony zostanie zarys budowy geologicznej tej części platformy wschodnioeuropejskiej, która stanowiła obszar macierzysty eratyków przewodnich i wskaźnikowych zdeponowanych podczas ostatniego nasunięcia lądolodu skandynawskiego na obszarze akumulacji glacialnej w NW Polsce i NE Niemczech.

W zróżnicowanych frakcjonalnie osadach akumulacji glacialnej jedynie żwiru gruboziarniste (Wentworth 1922) oraz frakcje grubsze dają możliwość analizy makroskopowej, na podstawie której wydziela się eratyki przewodnie i wskaźnikowe (np.: Lüttig 1958, 1991, 1995;

Meyer 1983, 1985; Vinx 1993, 1996, 2002b; Smed 1993, 1997; Schulz 1996, 1999, 2003; Zandstra 1999; Smed/Ehlers 2002; Meyer & Lüttig 2007; Górska-Zabielska 2008). Eratykiem przewodnim nazywa się skałę o dokładnie zlokalizowane, jedynej znanej współcześnie, niewielkiej wychodni, na podstawie której można jednoznacznie i bez żadnych wątpliwości określić jego źródło pochodzenia (np.: porfir Påsfallavik, granit Uppsala, patrz poniżej). Z kolei eratykiem wskaźnikowym jest skała możliwa do jednoznacznego oznaczenia, różniąc się jednak od przewodniego odpowiednika tym, że posiada więcej niż jedną wychodnię lub/i obszar źródłowy zajmuje dużą powierzchnię (np.: białe wapienie kredowe, dolomity dewońskie).

Analiza eratyków przewodnich polega na makroskopowym rozpoznaniu skały, a nie na badaniu mikroskopowym. W związku z tym, klasyfikując te skały, używa się nazw nieformalnych, zwyczajowych. Nazwa taka obejmuje najczęściej opis struktury skały (np. porfir) oraz nazwę miejscowości, w sąsiedztwie której znajduje się wychodnia (np. Kalmar, Bredvad, Oslo). Trzeba tu koniecznie zaznaczyć, że choć nazwy nieformalne eratyków przewodnich są według *International Union of Geological Sciences* niepoprawne, to jednak ich stosowanie nie jest zabronione. Nazwy tradycyjne są z powodzeniem stosowane w literaturze przedmiotu (np.: Milthers 1909, 1934; Korn 1927; Hesemann 1931, 1935; Jaroszewicz-Kłyszyska 1938, 1939; Lüttig

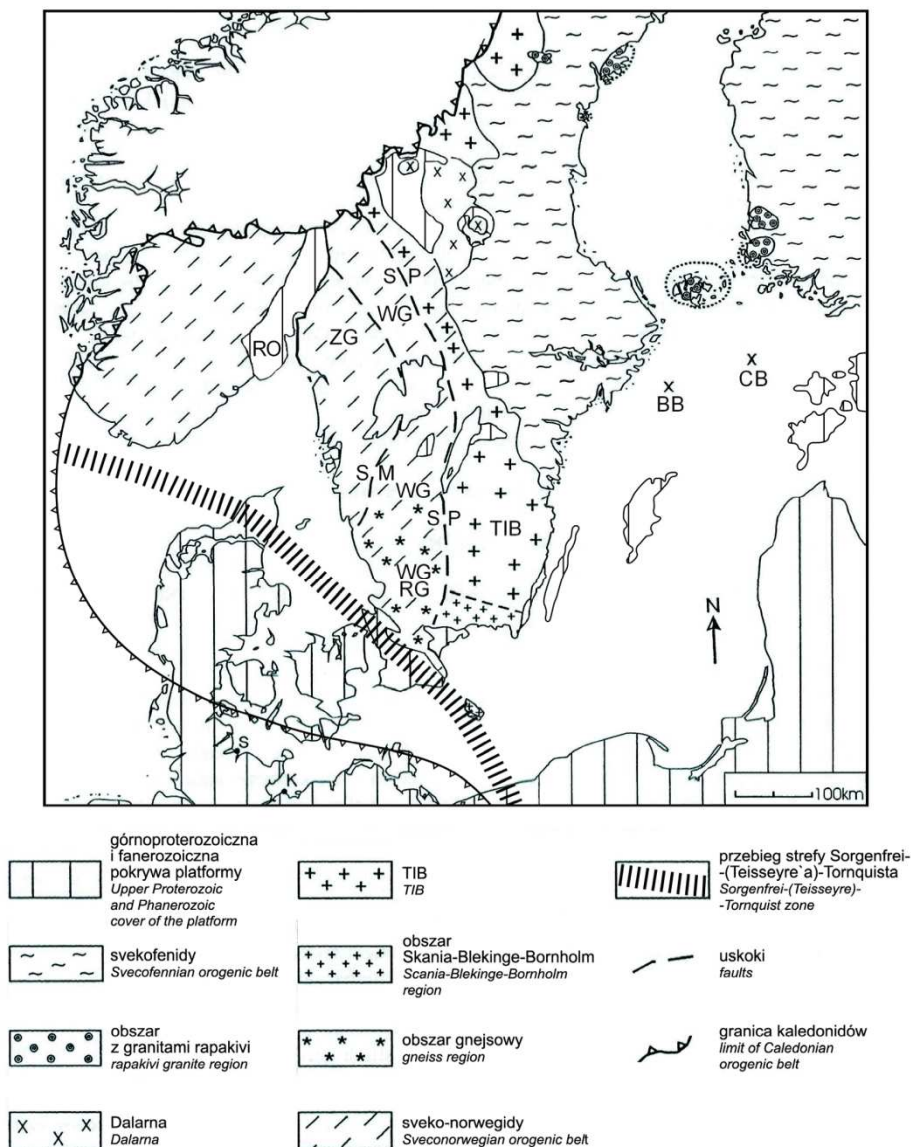


Fig. 1. Główne obszary źródłowe narzutniaków południowej części tarczy fennoskandzkiej występujące współcześnie ponad poziomem morza.

CB = obszar macierzysty czerwonego porfiru bałtyckiego, BB = obszar macierzysty brunatnego porfiru bałtyckiego, TIB = transskandynawskie pasmo magmowe, SP = front deformacji svekonorweskich (strefa *Protogine*), WG = wsch. część regionu gnejsowego SW Szwecji, ZG = zach. część regionu gnejsowego SW Szwecji, WGRG = region granulitowy SW Szwecji, SM = strefa mylonityczna, RO = rów Oslo (wg Vinx 2002, zmienione)

Fig. 1. Main source regions of erratics from the southern part of the Baltic Shield, exposed above the present-day sea-level.

CB = red Baltic porphyry; BB = brown Baltic porphyry; TIB = Transscandinavian Igneous Belt; SP = Sveconorwegian Frontal Deformation Zone (*Protogine* Zone); WG = eastern part of the gneissic region of SW Sweden; WS = western part of the gneissic region of SW Sweden; WGRG = granulitic region of SW Sweden; SM = mylonitic zone; RO = Oslo graben (modified after Vinx 2002)

1958; Meyer 1983, 2000; Górską 2000, 2003a; Czubla 2001; Schulz 2003; Gałązka 2004; Górską-Zabielska 2007, 2008).

Podczas rozpoznawania eratyków przewodnich korzysta się z atlasów, np.: Korna (1927), Hesemanna (1975), Smeda/Ehlersa (2002), Zandstry (1999), Schulza (2003), Rudolpha (2005) czy Svensona (2005). Polski Czytelnik ma do dyspo-

zycji od niedawna także artykuł Czubli *et al.* (2006), gdzie zamieszczono dokładną charakterystykę 33 eratyków, najczęściej występujących w żwirach gruboziarnistych północnej Polski.

Analizę eratyków przewodnich stosuje się w celu wskazania skandynawskich obszarów alimentacji glacialnej różnowiekowych glin lodowcowych i związanych z nimi osadów glacio-

fluwialnych, określenia kierunku dalekiego transportu oraz wyznaczenia prawdopodobnego toru wędrówki strumieni lodowych (np.: Harrison 1960; Gillberg 1965; Marcussen 1973; Shilts 1973, 1976, 1982; Minell 1980; Peltoniemi 1985; Salonen 1986, 1987, 1988; Clark 1987; Dyke & Morris 1988; Bouchard & Salonen 1989, 1990; DiLabio 1990; Stokes & Clark 1999; Górską 2000, 2003a; Boulton & Hagdorn 2006; Atkinson 2007; Górską-Zabielska 2008). Analiza eratyków przewodnych jest pomocna w rozdzieleniu, względnie korelowaniu, poziomów litostratigraficznych czwartorzędu (np.: Lüttig 1999). Korzysta się z niej również w rozpozniowaniu chronostratigraficznym (por. przegląd literatury w: Górską-Zabielska 2008).

Z analizy eratyków przewodnych obecnych w żwirach gruboziarnistych osadów glacialnych zdeponowanych podczas fazy pomorskiej późnego plenivistulianu ( $15,2^{14}\text{C ka}$ , Kozarski 1986, 1988; Marks 2002;  $16,2 \text{ ka BP}$ , Kozarski 1995;  $14,8 \pm 0,4^{10}\text{Be ka}$ , Rinterknecht *et al.* 2005;  $14,6 \pm 0,3^{10}\text{Be ka}$ , Rinterknecht *et al.* 2006) w NW Polsce i NE Niemczech (Górską-Zabielska 2008) wynika, że egzaracji glacialnej podlegały zarówno wychodnie skał krystalicznych, jak i osadowych. Były to najczęściej wychodnie zlokalizowane w Småland (Fig. 1, np.: czerwone i szare granity Växjö, granit Flivik, granit Uthammar i inne granity Småland, porfiry Påskallavik, porfiry kwarcowe Småland, np.: Emarp, piaskowce Tessini i Kalmarsund), Skanii (piaskowce Höör i Hardeberga) i regionie Blekinge-Bornholm (granity Karlshamn, Halen, Vånga, Bornholm i piaskowce Nexø i Bavnodde). Teoretyczne centra gładowe TCG (Lüttig 1958) analizowanych eratyków przewodnych koncentrują się na niewielkim obszarze ograniczonym południkami  $15^{\circ}\text{E}$  i  $16^{\circ}\text{E}$  oraz równoleżnikami  $56,5^{\circ}\text{N}$  i  $58,5^{\circ}\text{N}$ . Ten obszar leży w Småland (Fig. 1). Obok eratyków przewodnych licznie reprezentowane są eratyki wskaźnikowe, to jest przede wszystkim szare i czerwone wapienie dolnopaleozoiczne o wychodniach w środkowym Bałtyku. Uwzględniając wartości TCG oraz wysoką frekwencję skał węglanowych, można stwierdzić, że wychodnie środkowego Bałtyku, wysp szwedzkich oraz południowo-wschodniej Szwecji były obszarem dominującej egzaracji glacialnej tej części lądolodu, która w końcowej fazie

vistulianu dotarła po wspomniany obszar (np.: Górską-Zabielska 2008). W materiale narzutowym stwierdzono również obecność eratyków z Dalarny i Wysp Alandzkich. Włączenie w obręb wspomnianego nurtu masy lodu tych narzutniaków mogło nastąpić w następstwie kontaminacji z osadami poprzednich nasunięć lądolodu, względnie poprzez inkorporację materiału transportowanego prazekami, odwadniającymi wietrzejące masywy skalne.

Z tego krótkiego przeglądu wynika wyraźnie, że zdecydowana większość skandynawskich eratyków w osadach lodowcowych ostatniego nasunięcia lądolodu na obszar NW Polski i NE Niemiec pochodzi ze skał proterozoicznych południowej części tarczy fennoskandynawskiej (zwanej również bałtycką; Korja & Heikkinen 2005; Bogdanova *et al.* 2008). Wychodnie skał macierzystych eratyków występują także w obrębie pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej, przykrytej utworami górnoproterozoiczno-paleozoiczno-mezozoicznymi (obszar Morza Bałtyckiego z Wyspami Alandzkimi, Gotlandią, Olandią i Bornholmem oraz obszary Estonii, Łotwy i Litwy). Obszary źródłowe eratyków przewodnych leżą także w strefie Sorgenfrei-(Teisseyre'a)-Tornquista, to jest na obszarze Skanii, Bornholmu i w dniu sąsiadującego Bałtyku (np.: Lüttig 1958, 1991, 1995; Meyer 1983, 1985; Smed 1993, 1997; Schulz 1996, 1999, 2003; Zandstra 1999; Smed/Ehlers 2002; Meyer & Lüttig 2007; Górską-Zabielska 2008; Fig. 1).

## Narzutniaki skandynawskie

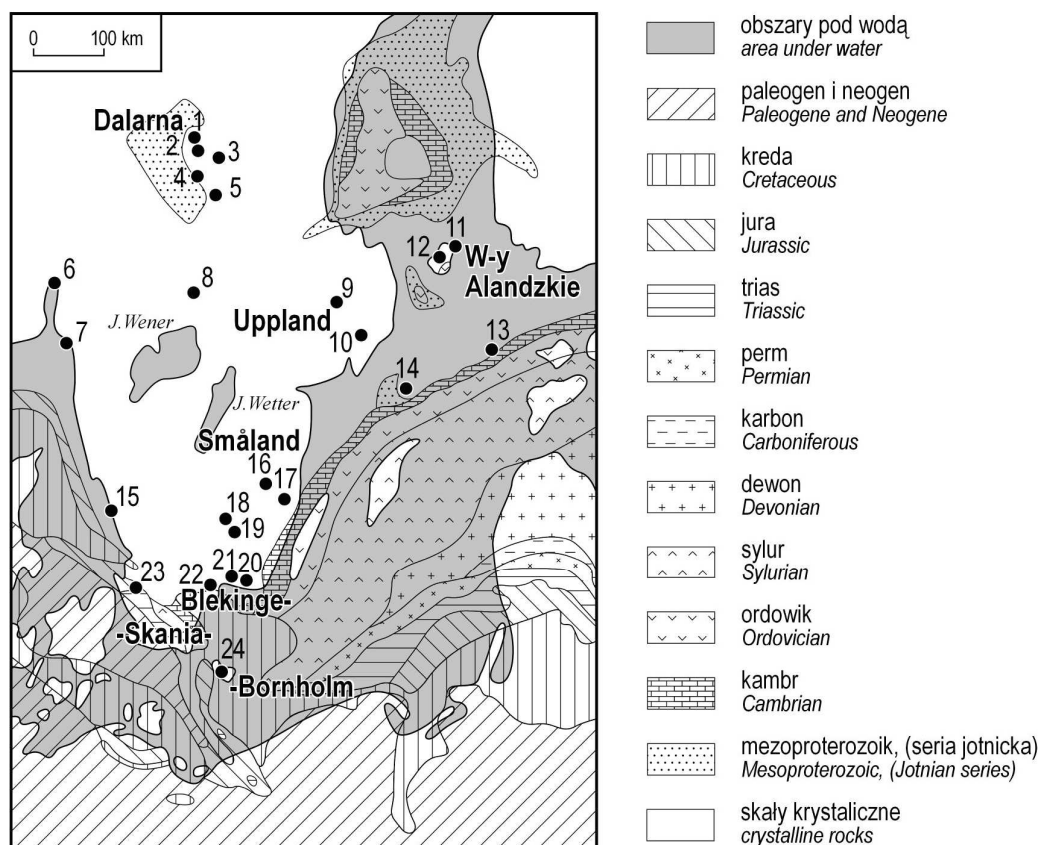
Formacje krystaliczne Fennoskandii zostały uformowane podczas pięciu cykli diastroficznych, zakończonych orogenezami. Dwie najstarsze orogenezy (saamijska i białomorska; np.: Ager 1980; Gaál & Gorbatshev 1987; Hölttä *et al.* 2008) ukształtowały podłoże północnej Finlandii i Półwyspu Kola, z których materiał narzutowy jak dotąd nie został stwierdzony na obszarze okalającym od południa rynnę Bałtyku. Na obszarze, z którego egzaracja i transport lodowcowy dostarczały materiał eratyczny na Niż Europejski, największe znaczenie miały orogenezy: svekofeńska albo svekofeno-karel-

ska (1,96–1,75 mld lat, Korja & Heikkinen 2005; 1,95–1,85 mld lat, np.: Gaál & Gorbatshev 1987; Gorbatshev & Bogdanova 1993, Bogdanova *et al.* 2008; 1,92–1,79 mld lat, Lahtinen *et al.* 2008), gotyjska albo dano-polska (1,5–1,4 mld lat, Bogdanova 2001; 1,47–1,42 mld lat, Bingen *et al.* 2008) i svekonorweska (zwana również dalslandzką lub grenwilską; 1,14–0,9 mld lat, np.: Bingen & van Breemen 1998; Cosca *et al.* 1998; Bingen *et al.* 2008).

W celu zachowania przejrzystości, omówione zostaną narzutniaki skał pochodzących z tych jednostek tektonicznych i obszarów Fennoskandii, które wyodrębnia się na podstawie cech strukturalnych i teksturalnych właściwych im skał.

## Narzutniaki skał svekofeńskich

Orogen svekofeński zajmuje powierzchnię około 1 mln km<sup>2</sup>, rozciągając się pomiędzy wschodnią częścią południowej Szwecji (NE Småland) oraz wschodnią częścią środkowej i północnej Szwecji aż po zachodnią Rosję (Fig. 1). Jego południowo-wschodnia część przykryta jest miększą pokrywą osadową. Uależnione głównie od czynnika tektonicznego (Karabanov *et al.* 1993) i wyerodowane w niej, podczas kolejnych nasunięć lądolodu plejstoceńskiego, podłużne zagłębienie wypełnia dziś Morze Bałtyckie.

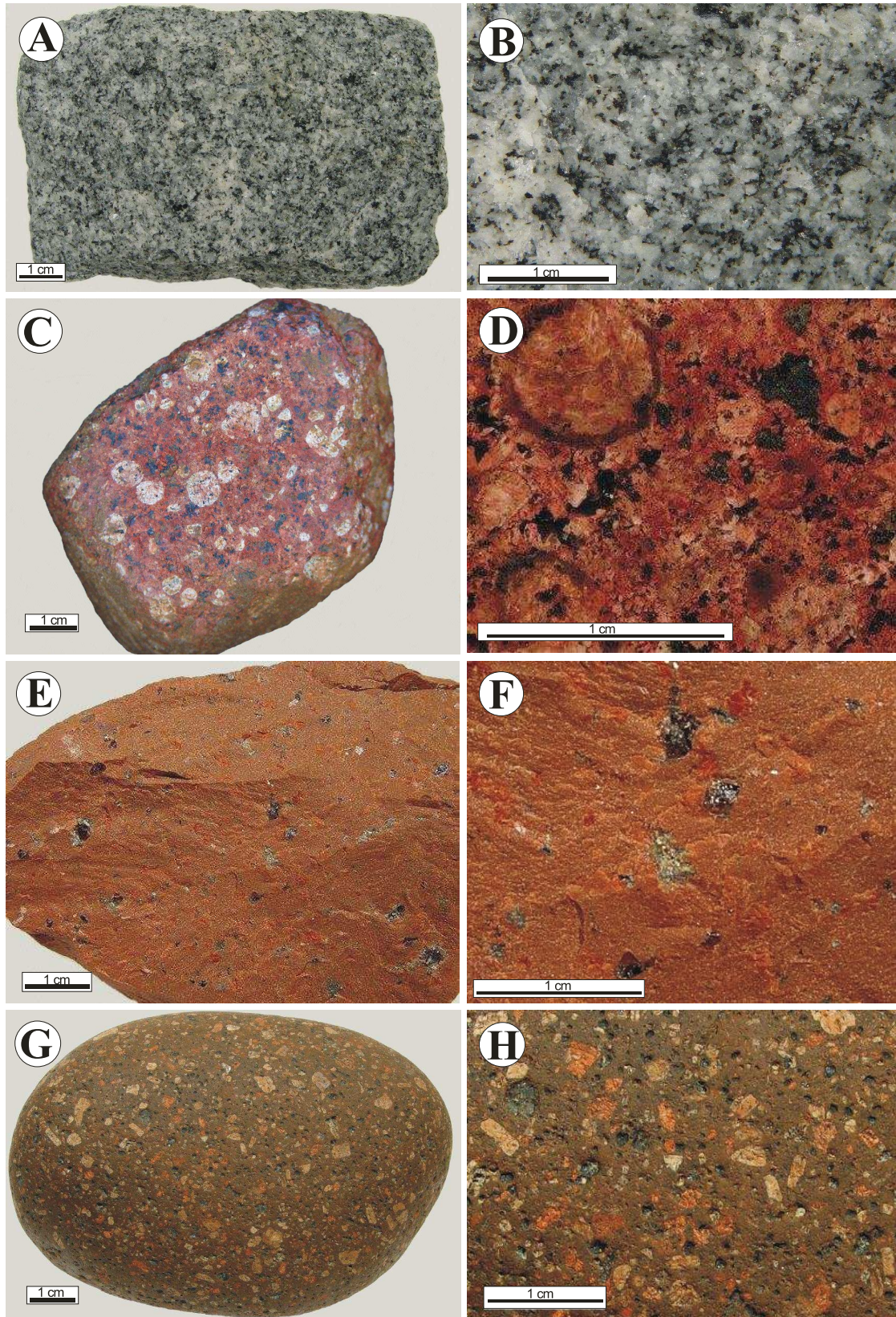


**Fig. 2.** Lokalizacja wychodni skał krystalicznych i osadowych – obszary macierzyste eratyków z osadów lodowcowych Nizy Europejskiej (na podst. Schulza 2003).

1 = porfiry Bredvad, 2 = granit Garberg, 3 = porfiry Grönklitt, 4 = porfiry Dalarna, 5 = granit Siljan, 6 = porfiry Oslo, 7 = granit Bohus, 8 = granit Filipstad, 9 = granit Uppsala, 10 = granit Stockholm, 11 = granit Åland i granit rapakivi Åland, 12 = porfiry kwarcowy Åland, 13 = czerwony porfiry bałtycki, 14 = brązowy porfiry bałtycki, 15 = czarnokit, 16 = granit Småland, 17 = porfiry Påscallavik, 18 = szary granit Växjö, 19 = czerwony granit Växjö, 20 = granit Karlshamn, 21 = granit Halen, 22 = granit Vånga, 23 = bazalt ze Skanii, 24 = granity i gnejsy Bornholmu

**Fig. 2.** Location of the source regions of crystalline and sedimentary erratics sampled in glacial deposits of the European Lowland (based on: Schulz 2003).

1 = Bredvad porphyry; 2 = Garberg granite; 3 = Grönklitt porphyrite; 4 = Dalarna porphyry; 5 = Siljan granite; 6 = Oslo porphyry; 7 = Bohus granite; 8 = Filipstad granite; 9 = Uppsala granite; 10 = Stockholm granite; 11 = Åland granite and Åland rapakivi granite; 12 = Åland quartz porphyry; 13 = red Baltic porphyry; 14 = brown Baltic porphyry; 15 = charnockite; 16 = Småland granite; 17 = Påscallavik porphyry; 18 = grey Växjö granite; 19 = red Växjö granite; 20 = Karlshamn granite; 21 = Halen granite; 22 = Vånga granite; 23 = Scania basalt; 24 = granites and gneisses of Bornholm



**Fig. 3.** Przykłady eratyków z NW Polski i NE Niemiec.

A, B: granit Stockholm; C, D: alandzki granit rapakivi; E, F: czerwony porfir bałtycki; G, H: brunatny porfir bałtycki. Fot. M. Bräunlich

**Fig. 3.** Examples of erratics from NW Poland and NE Germany.

A, B: Stockholm granite; C, D: Åland rapakivi granite; E, F: red Baltic porphyry; G, H: brown Baltic porphyry. Photo M. Bräunlich

Svekofenidy charakteryzują się dużą różnorodnością litologiczną z dominującym udziałem gnejsów i migmatytów (Vinx 2002b). Ich protolitymi były dolnoproterozoiczne skały plutoniczne i wulkaniczne oraz skały osadowe, takie jak piaskowce oraz różnego rodzaju skały ilaste i węglanowe. Skały te uległy metamorfizmowi w warunkach podwyższonej temperatury (500–650°C) i pod wpływem ciśnienia 3–5 kb (Lundquist & Bygghammar 1994). Svekofenidy były intrudowane przez granitoidy.

Z uwagi na dużą powierzchnię, jaką zajmuje orogen svekofeński, mógłby on być z powodzeniem obszarem alimentacyjnym wielu eratyków przewodnich. Niestety, jak dotąd znanych jest niewiele skał, pochodzących z tych zróżnicowanych litologicznie skał. Są to na przykład niektóre granity (czarno-biały średnioziarnisty **granit Uppsala** i czarno-biały drobnoziarnisty **granit Stockholm** z Uppland, Fig. 2, 3A–B) i pojedyncze skały metamorficzne. Oba wymienione granity należą do najstarszych (ok. 1,79–1,91 mld lat; Lundquist 1979; Rudolph 2005) skał orogenezy svekofeńskiej, a tym samym – do najstarszych eratyków przewodnich znajdujących w osadach akumulacji glacialnej NE Niemiec i NW Polski. Z drugiej strony należy przypuszczać, że wśród skał krystalicznych o niejasnym pochodzeniu, jakie tworzą około 50% wszystkich skał narzutowych, duża część może mieć pochodzenie svekofeńskie. Uwaga ta dotyczy głównie gnejsów i migmatytów oraz rzadszych łupków łyszczykowych, marmurów i kwarcytów. Do grupy tej zaliczyć trzeba także granitoidy o wyraźnych cechach deformacji oraz drobnoziarniste metaryolity, a także skały maficzne (Vinx 2002a).

Na przełomie paleoproterozoiku i mezoproterozoiku, w centralnej części svekofenidów doszło do intruzji kilku plutonów granitów o charakterystycznej strukturze rapakivi (ok. 1,7–1,54 mld lat, np.: Vaasjoki 1977, por. Gaál & Gorbatshev 1987; Puura & Floden 2000; 1,65–1,5 mld lat, Bingen *et al.* 2008). Z punktu widzenia źródła narzutniaków najważniejszym jest batolit Åland o powierzchni 6000 km<sup>2</sup>. Główne skały: **wyborgity**, **peterlity** i gruboziarniste, porfirowate **granity rapakivi** (Fig. 2, 3C–D) występują dość powszechnie w zespołach skał na-

rzutowych. Ich obecność w osadach lodowcowych Niżu Europejskiego charakteryzuje bałtycki, tzn. wschodni kierunek nasunięcia lądolodu skandynawskiego (np. Smed 1997, 2000; Schulz 2003). Najstarsze skały rapakivi występują w masywie Wybörg we wschodniej Finlandii i na zachodnich krańcach Rosji (ok. 1,65 mld lat; Lindh 2002).

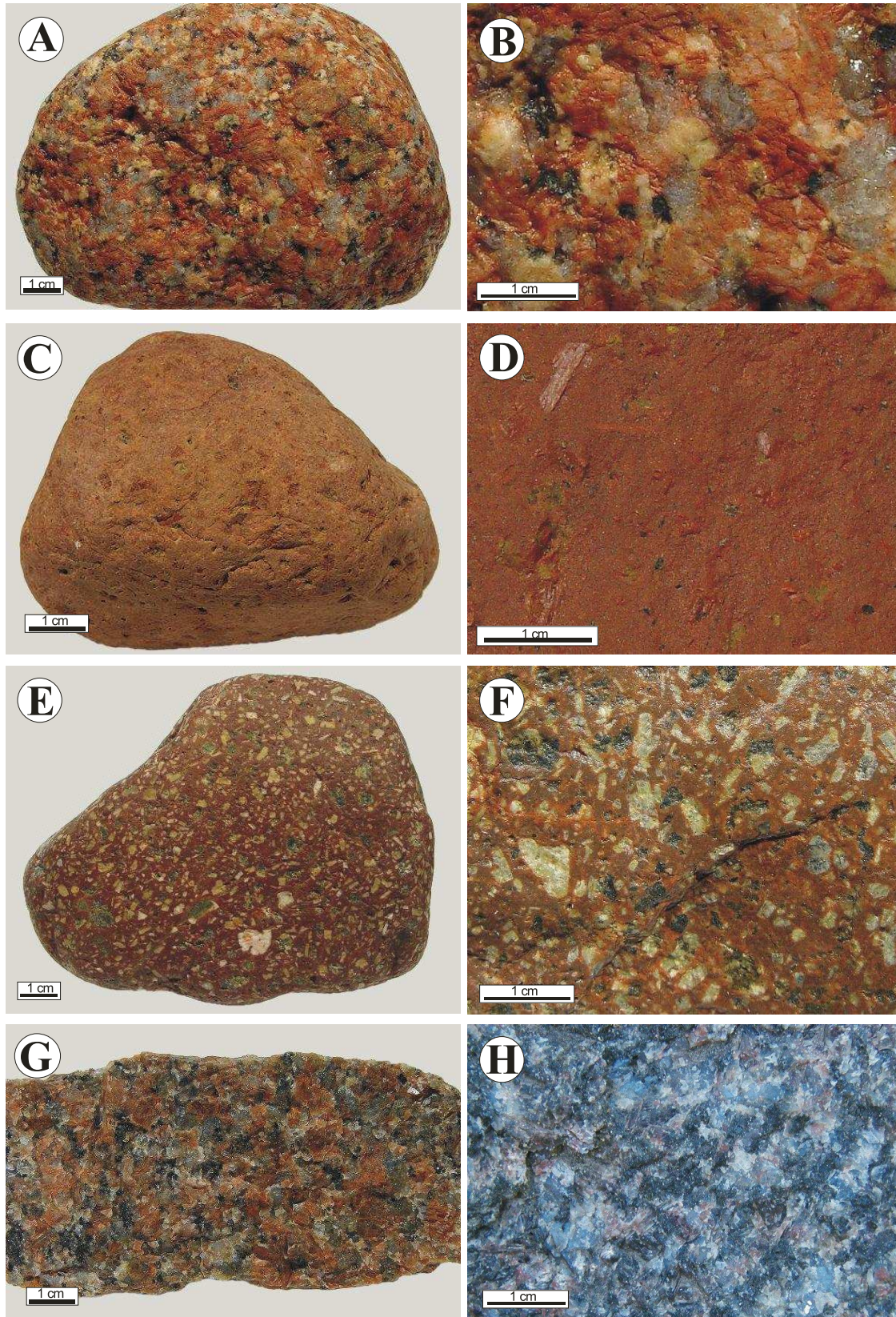
W dnie Bałtyku środkowego, około 100–120 km na południe od Wysp Alandzkich, mają swoje wychodnie **czerwone i brunatne porfiry bałtyckie** (Fig. 1, 2, 3E–H). Ich wiek określa się na ok. 1,6 mld lat (Rudolph 2005). Podczas gdy czerwone porfiry bałtyckie należą do powszechnie występujących w obszarze plejstoceńskiej akumulacji glacialnej, to brunatne porfiry bałtyckie znajdowane są bardzo rzadko (np. Górską-Zabielską 2008).

## Narzutniaki z Dalarny

W Dalarnie, 400–500 km na północ od Småland, w północnym przedłużeniu strefy TIB (*Transscandinavian Igneous Belt*, patrz poniżej), występują niezdeformowane granity i sjenity oraz towarzyszące im ryolity i kwarcowe trachity (granity i **porfiry Dalarna**; Fig. 2). Wiek tych skał uzyskany metodą U–Pb na cyrkonach wynosi ok. 1,7 mld lat (Lundquist & Persson 1999). Znana jest także niewielka grupa starszych granitów i wulkanitów (o wieku do 1,8 mld lat; Vinx 2002b).

Młodsze granity z Dalarny charakteryzują się, podobnie jak granity rapakivi Wysp Alandzkich, plagioklazowymi obwódkami dookoła skaleni potasowych oraz mikroprzerostami kwarcu i skaleni potasowych (**granit Garberg**; Fig. 2). Ta typowa cecha dla granitu rapakivi występuje także dość powszechnie w granitoidach TIB. Gdyby nie inne cechy odróżniające (np. kryształy kwarcu z reguły nie występują w skałach z Dalarny; jednak jeśli są obecne, to nieliczne i bardzo małe 1–2 mm), można byłoby te dwie grupy skał łatwo pomylić ze sobą.

Narzutniaki granitów z Dalarny (np. **granit Järna**, **Siljan**; Fig. 2, 4A–B) są łatwe do rozpoznania (Czubla *et al.* 2006) i występują po-



**Fig. 4.** Przykłady eratyków z NW Polski i NE Niemiec

A, B: granit Siljan; C, D: porfir Bredvad; E, F: porfiryt Grönklitt; G: granit Vånevik; H: granit Småland z niebieskimi kwarcami. Fot. M. Bräunlich

**Fig. 4.** Examples of erratics from NW Poland and NE Germany

A, B: Siljan granite; C, D: Bredvad porphyry; E, F: Grönklitt porphyrite; G: Vånevik granite; H: Småland granite with crystals of blue quartz. Photo M. Bräunlich



wszechnie w osadach lodowcowych Niżu Europejskiego. Również skały wylewne z Dalarny znajdujące się często wśród narzutniaków (tzw. **porfiry Dalarna**; Fig. 2, 4C–F). Te ostatnie charakteryzują się mniejszymi rozmiarami (zwykle poniżej 10 cm) w porównaniu z granitami, z uwagi na gęstą sieć spękań w wychodniach w Skandynawii (Smed/Ehlers 2002).

Innymi skałami towarzyszącymi są proterozoiczne (ok. 1,4 mld lat; Scholz & Obst 2004; Bingen *et al.* 2008) czerwone piaskowce, które serią 800 m miąższości (Bingen *et al.* 2008) przykrywają na dużych powierzchniach porfiry i granity z Dalarny (Hjelmquist 1966). Narzutniaki **piaskowców Dalarna** to czerwone warstwowane piaskowce. W zespole eratyków wskaźnikowych istnieje duże prawdopodobieństwo pomylenia piaskowca dalarneńskiego z równowiekowym i także czerwonym piaskowcem, pochodzącym z dna Zatoki Botnickiej, z północnego Bałtyku i Bornholmu. W przypadku trudności z jednoznacznym określeniem pochodzenia narzutniaka, należy kierować się zasadą Vinxa (1993). Według niej należy brać pod uwagę pełną sekwencję skał pochodzących z danego regionu źródłowego, a nie pojedyncze egzemplarze z różnych, niejednokrotnie oddalonych od siebie obszarów macierzystych. Jeśli w badanej próbce dominują narzutniaki z Dalarny, wątpliwą skałą zalicza się do grupy skał środkowo-szwedzkich. Jeśli natomiast w badanym zespole skał liczniejsze są te pochodzące z dna Bałtyku, wątpliwej proveniencji skałą zalicza się do grupy skał „bałtyckich”.

## Narzutniaki skał transskandynawskiego pasma magmowego (TIB)

Przez środkową część południowej Szwecji przebiega z SSE na NNW transskandynawskie pasmo magmowe (*Transscandinavian Igneous Belt*, TIB; Lindh 2002; Lahtinen *et al.* 2008), zwane również transskandynawskim pasmem granitowo-porfirowym (Gorbatshev 1980, 1985). Jego szerokość waha się między 25 a 200 km (Gorbatshev & Bogdanova 1993). Rozciąga się na odcinku prawie 1600 km (Gorbatshev 1980,

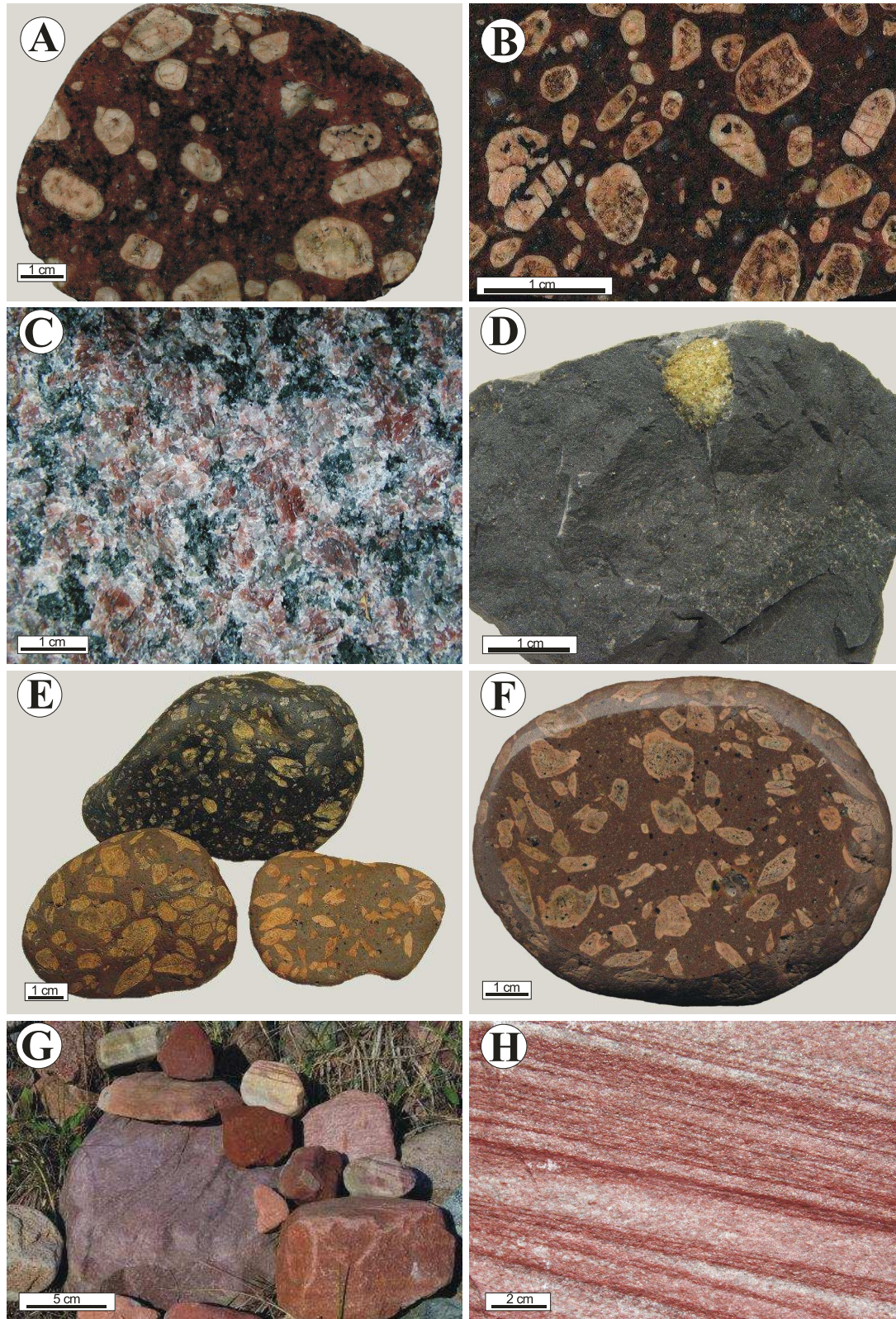
1985), począwszy od wychodni granitów Blekinge na południu Szwecji, dalej przez wychodnie granitów Småland-Värmland, wychodnie skał wulkanicznych Småland, aż po granity i porfiry Dala oraz granity Rätan w środkowej Szwecji (Kornfält & Vaasjoki 1991; por. Lindh 2002; Kornfält 1993, 1996; Fredén 1994). Do grupy granitów TIB włącza się także te skały, których liczne ale niewielkie wychodnie występują w obrębie gór powstałych w orogenezie kaledońskiej (Lindh 2002).

Procesy magmowe TIB miały miejsce podczas późnej fazy orogenezy svekofeńskiej (Wikman 1997). Wiek intruzji skał głębinowych (m.in. tak zwanych **granitów Småland**; Fig. 2, 4G–H) szacowany jest pomiędzy 1,75 a 1,5 mld lat (Welin *et al.* 1982, por. Gaál & Gorbatshev 1987; 1,85–1,66 mld lat, Lahtinen *et al.* 2008), a więc można skały te łączyć również z orogenezą gotyjską (dano-polską) w południowej Skandynawii.

W transskandynawskim paśmie magmowym dominują monzonity kwarcowe i granity, którym towarzyszą kwaśne skały wylewne (**ryolity Småland**). **Granity Småland** charakteryzują się wielobarwnością, a zwłaszcza intensywną czerwoną barwą skaleni potasowych. Te ostatnie mogą być także brązowe, pomarańczowe do żółtych, rzadko białe. Ważną cechą rozpoznawczą jest niebieski kwarc. Jedynym maficznym minerałem większości granitów jest biotyt, który uległ częściowemu przeobrażeniu w chloryt. Intensywnie czerwone granity TIB z niebieskim kwarcem występują głównie w północno-wschodniej części wschodniego Småland oraz częściowo w Östergötland (region na granicy Uppland i Småland). **Granity Småland** często występują wśród narzutniaków NE Niemiec i NW Polski (np. **czerwony granit Växjö**, **szary granit Växjö**; Fig. 2).

Biorąc pod uwagę wiek oraz skład mineralny, wulkaniczne, a częściowo też subwulkaniczne ryolity (np. **porfir Påscallavik**; Fig. 2, 5A–B) są odpowiednikami granitów Småland.

Granity żyłowe Småland występują w niedalekim sąsiedztwie wschodniego wybrzeża NE Småland (**granity Vånevik**, **granity Värlebo**). Przyjmuje się, że są to wystąpienia żyłowe czerwonych granitów Småland (Vinx 2002b). Ich wiek szacuje się na ok. 1,77–1,78 mld lat



**Fig. 5.** Przykłady eratyków z NW Polski i NE Niemiec

A, B: porfir Paskallavik; C: granit Svaneke; D: bazalt ze Skanii; E, F: porfir rombowy z Oslo; G, H: piaskowce jotnickie. 5 D, F, H – fot. M. Górską-Zabielska; pozostałe – fot. M. Bräunlich

**Fig. 5.** Examples of erratics from NW Poland and NE Germany

A, B: Paskallavik porphyry; C: Svaneke granite; D: Scanian basalt; E, F: Oslo romb porphyry; G, H: Jotnian sandstones. 5 D, F, H – photo M. Górską-Zabielska; others – photo M. Bräunlich

(Nilsson & Wikman 1997), co odpowiada dominującym w sąsiedztwie granitom z TIB. Podobnie jak w okolicznych granitach, kryształy kwarcu mogą być niebieskie. Granity żyłowe Småland są często reprezentowane w zespole skał narzutowych Niżu Europejskiego.

W transskandynawskim paśmie magmowym, na północ od Jeziora Wener, mają swoje wychodnie inne, zróżnicowane petrograficznie, a więc i trudne do jednoznacznej identyfikacji granity Värmland: **granit Filipstad** (Fig. 2) i **granit Kristinehamn**.

## Narzutniaki z regionu Blekinge-Bornholm

Region Blekinge stanowi południowe przedłużenie TIB (Fig. 1). Pomiędzy tymi obszarami przebiega ze wschodu na zachód tzw. „strefa deformacji Småland-Blekinge” (Lindh *et al.* 2001). Region Blekinge łączy z Bornholmem wspólna dla tych obszarów orogeneza gotyjska (= dano-polska; Johansson & Larsen 1989, por. Erlström *et al.* 1997; Bogdanova 2001; Scholz & Obst 2004). W czasie orogenezy miała miejsce intruzja **granitów Blekinge** (1,46–1,35 mld lat; Bergström & Kornfält 1998; Vinx 2002b) w starsze gnejsy. Granity Blekinge bywają zdeformowane, co może być efektem deformacji południowo-zachodniej części Fennoskandii między 1,53 a 1,5 mld lat temu (Cecys 2004).

Najważniejszymi przykładami eratyków przewodnich tego regionu są: gruboziarnisty, porfirowaty **granit Karlshamn** (Fig. 2), drobnoziarnisty, szaro-biały, miejscami także czerwony **granit Spikamåla**, oraz intensywnie czerwony, o ukierunkowanej teksturze **granit Vånga** (Fig. 2). Datowania cyrkonów metodą U-Pb określiły wiek granitu Karlshamn na około 1,46–1,45 mld lat (Kornfält 1996; Kornfält & Vaasjoki 1999). Wiek intruzji granitu Vånga, oznaczony na cyrkonach na podstawie szeregu pierwiastków promieniotwórczych U-Th-Pb, wynosi około 1,45 mld lat (Geisler & Schleicher 2000). W grupie Spikamåla znajduje się również gruboziarnisty i często porfirowaty **granit Halen** (Fig. 2), z wyraźnie ukierunkowanymi fenokryształami skaleni potasowych. Granitom regionu Blekinge często towarzyszą pegmatyty.

Bornholm jest strukturą zrębową w obrębie strefy brzeżnej tarczy fennoskandzkiej (Gravesen 1996). Na wyspie dominują wychodnie skał mezoproterozoicznych (ok. 1,53–1,40 mld lat), ponadto znajdują się tam odsłonięcia skał dolnopaleozoicznych i mezozoicznych. Skały najstarsze reprezentowane są głównie przez gnejsy, które na południowym wschodzie przechodzą w migmatyty (Vinx 2002b). W obrębie gnejsów, na północy, występują intruzje niezdeformowanych **granitów Hammer** i **granitów Vang** oraz na wschodzie **granitów Svaneke** (Fig. 2, 5C). Na podstawie datowań kryształów cyrkonu wiek gnejsów bornholmskich określa się na ok. 1,7 mld lat (Geisler-Wierwille 1999). Intruzja granitu Hammer w gnejsy miała miejsce ok. 1,43 mld lat temu. Czasowym odpowiednikiem tej skały jest wspomniany wyżej granit Karlshamn z Blekinge (Thomas 1993). Zarówno gnejsy jak i granity Hammer noszą ślady późniejszego oddziaływania orogenezy svekonorweskiej sprzed ok. 1,05 mld lat.

Pomimo niewielkiego obszaru macierzystego, krystaliczne narzutniaki bornholmskie występują dość licznie w osadach lodowcowych NW Polski i NE Niemiec (np. Górska-Zabielska 2008). Niemałą rolę odegrała niewielka odległość od źródła zasilania oraz eksponowana pozycja zrębu Bornholmu, wystającego 100 m ponad otaczającą powierzchnię.

## Narzutniaki skał obszaru gnejsowego SW Szwecji (wraz z regionem granulitowym SW Szwecji)

Obszar gnejsowy południowo-zachodniej Szwecji jest oddzielony od przylegającego od wschodu fragmentu TIB wąską (20–30 km szerokości) strefą deformacji. Ta przebiegająca z północy na południe strefa, o długości prawie 700 km długości (Scholz & Obst 2004), określana jest jako strefa *Protogine* (Andréasson & Rodhe 1992; Berglund *et al.* 1992; Bergström & Kornfält 1998; Andréasson & Dallmeyer 2005; Fig. 1) albo czoło deformacji svekonorweskich (Wahlgren *et al.* 1994; Andréasson & Dallmeyer 2005). Z geologicznego punktu widzenia jest to ważna strefa tektoniczna,

gdzie stykają się skały podłoża proterozoicznego o różnym stopniu zmetamorfizowania przy podobnym składzie chemicznym (Rodhe 1992; Berglund *et al.* 1992; Lindh 2002).

Według Johanssona *et al.* (1991; także Bingen *et al.* 2008), skały występujące na zachód od strefy *Protogine* cechuje najwyższy stopień metamorfizmu (wysokociśnieniowe facje granulitowe do eklogitowych). Ich obecność zaznacza się zwłaszcza na obszarze ograniczonym przez strefę *Protogine* na wschodzie i kolejną strefę deformacji – strefę mylonityzacji na zachodzie. Północna granica tego obszaru biegnie wzdłuż linii Göteborg – Linköping. Obszar nosi nazwę regionu granulitowego południowo-zachodniej Szwecji (Fig. 1; Johansson *et al.* 1991).

Strefa mylonityzacji to pas o szerokości 10–30 km, w którym występują gnejsy z wyraźnymi cechami mylonityzacji. W tym proterozoicznym lineamencie zlokalizowane są także wychodnie dolerytów (**doleryty hyperytowe**) oraz intruzje głębinowych skał sjenitowo-monzonitowych (**sjenity Glimåkra-Gumlösa, sjenity Vaggeryd**; Vinx 2002b). Wiek (metoda U-Pb na cyrkonach) intruzji sjenitów Glimåkra-Gumlösa szacowany jest na ok. 1,2 mld lat (Johansson 1988). Ze strefą *Protogine* związane jest występowanie wąskiego (zaledwie 119 m szerokości) rowu tektonicznego Jeziora Wetter.

Zachodnią część gnejsowego obszaru południowo-zachodniej Szwecji (Fig. 1), leżącą na zachód od strefy mylonityzacji, według najnowszych badań (Johansson *et al.* 1991; Wang & Lindh 1996; Scholz & Obst 2004; Bingen *et al.* 2008) należy łączyć z orogenezą svekonorweską (1,0 (1,14)–0,9 mld lat temu). Powszechny metamorfizm skał SW Szwecji był główną przyczyną ignorowania tego regionu jako możliwego źródła skandynawskich narzutniaków przewodnich (np. Vinx 2002b). Znane są jedynie badania Vinxa (1996) i Åhäll & Gowera (1997) nad słabo zdeformowanymi granitoidami, które potencjalnie mogły zostać egzarowane i transportowane przez kolejne nasuwające się od północy lądolody plejstoceńskie. Na północ od Göteborga znajdują się liczne intruzje granitów, np. **granitu Bohus** (Fig. 2), które wiąże się ze schyłkiem orogenezy svekonorweskiej.

Na podstawie datowań cyrkonów i tytanitów metodą U-Pb, przyjmuje się (Söderlund 1999), że krystalizacja protolitów wschodniej

części obszaru gnejsowego południowo-zachodniej Szwecji przypada na orogenezę gotyjską (= dano-polską), to jest ok. 1,6–1,45 mld lat temu.

Skałami mającymi wychodnie w południowo-zachodniej Szwecji są: granulitowe **gnejsy Järna, szare gnejsy migmatytowe, amfibolity z granatami, maficzne granulity z granatami** oraz skały stref przejściowych, jak na przykład **czarnokit Varberg** (Fig. 2).

Narzutniaki południowo-zachodniej Szwecji niezwykle rzadko występują w najmłodszych osadach lodowcowych północno-zachodniej Polski. Zdecydowanie powszechniej występują w północnych Niemczech. Wzdłuż niemieckiego wybrzeża Bałtyku obserwuje się ich rosnącą obecność począwszy od Półwyspu Darß Zingst aż po Zatokę Kilońską. W osadach starszych nasunięć lądolodu, granulity i amfibolity z granatami występują aż po północną Holandię (Vinx 2002b).

## Narzutniaki skał z rowu Oslo

Rów Oslo (Fig. 1), rozwinięty na starej prekambryjskiej strukturze w obrębie stabilnej tarczy fennoskandzkiej (Ebbing *et al.* 2005; Larsen *et al.* 2008) i aktywny w permie jako struktura ryftowa, wypełniają osady wulkanoklastyczne o miąższości prawie 1500 m (Scholz & Obst 2004; Ebbing *et al.* 2005; Larsen *et al.* 2008) z intruzjami i wylewami skał alkalicznych (Rohrman *et al.* 1994). Skały magmowe tego regionu macierzystego zostały opisane przez Oftedahl (1967, 1981), a narzutniaki pochodzące z wychodni w rowie Oslo – przez Schulza (1973). Najnowsze znaleziska (Górska 2003b) narzutniaków z regionu Oslo w północno-zachodniej Polsce wymagają zwrócenia uwagi na ten, jak dotąd nie odgrywający żadnej roli w alimentacji eratyków NW Polski, obszar źródłowy.

Najważniejszymi z punktu widzenia badań nad narzutniakami, skałami regionu są „**porfiry rombowe**” z fenokryształami skaleni o zarysach rombowych (Fig. 2, 5E–F), lattyty, larwikity sjenitowe, nordmarkity i sjenity nefelinowe (Schulz 1973, 2003). Narzutniaki bazaltowe regionu Oslo przypominają równowiekowe skały żyłowe i wulkaniczne Skanii (Geisler 1996; Obst

1999) i mogą być z nimi pomyłone. Aby nie dopuścić do pomyłki, należy zastosować wspomnianą wyżej zasadę Vinxa (1993).

## Narzutniaki skał osadowych z obszaru dna Morza Bałtyckiego

Po cyklach orogenicznych, którym towarzyszyły synorogeniczne i postorogeniczne intruzje granitowe, obszar fennoskandzki przekształcił się w skonsolidowany kraton (m.in. Cocks & Torsvik 2005; Bogdanova *et al.* 2008). O funkcjonujących jeszcze pod koniec ery proterozoicznej ruchach tektonicznych świadczą skały metamorficzne, fałdy i uskoki (Lundqvist & Bygghammar 1994).

W basenach sedymentacyjnych akumulowane były osady, np. w Dalarnie, w warunkach gorącego klimatu suchego w mezoproterozoiku (Lundqvist & Bygghammar 1994) zdeponowanych zostało około 800 m **piaskowców jotnickich** (Scholz & Obst 2004; Bingen *et al.* 2008; Fig. 5G–H). Zalegają one na seriach porfirów Dalarna na powierzchni około 7500 km<sup>2</sup>. Wraz z akumulacją piaskowców jotnickich rozpoczęła się długa faza wyrównywania powierzchni terenu (Ager 1980; Lundqvist & Bygghammar 1994). Baseny sedymentacyjne były wypełniane osadami pochodzącymi z niszczenia form pozytywnych. Przyjmuje się, że pod koniec proterozoiku tarcza bałtycka była niemal zupełnie spenepienizowana (Bergström & Gee 1985; Lundqvist & Bygghammar 1994). Relikty tego zrównania występują dziś w prowincjach Närke, Öster- i Västergötland (okolice Kinnekulle, pomiędzy jeziorami Wener i Wetter w południowej Szwecji, Fig. 2). Deniwelacje topograficzne zostały przykryte osadami transgresji morskiej (Bergström & Gee 1985).

Innym dużym basenem sedymentacyjnym była synekliza bałtycka (np. Ager 1980; Schulz 2003), zagłębienie w miejscu dzisiejszej niecki Bałtyku. Fundament krystaliczny północnej części Morza Bałtyckiego pokryty jest miejscami młodszymi skałami jotnickimi, natomiast cała środkowa część tej prekambryjskiej jednostki tektonicznej przysłonięta jest fanerozoiczną pokrywą osadową.

Północna część Morza Bałtyckiego (Zatoka Botnicka) jest oddzielona od Bałtyku właściwego wyniesieniem dna, zbudowanym ze skał orogenezy svekofeńskiej. Są to gnejsy i granity oraz zalegające powyżej, miąższości od 50 do 150 m, mezoproterozoiczne piaskowce jotnickie.

W obrębie archipelagu Wysp Alandzkich, w Zatoce Lumparn, występują pojedyncze wychodnie **ordowickich wapieni bałtyckich** o charakterystycznym tłustym połysku (Schulz 2003).

Dno Zatoki Botnickiej zbudowane jest w znacznej części z **piaskowców jotnickich** (Fig. 5G–H). Wychodnie piaskowców jotnickich z intruzjami **diabazów Åsby** są zlokalizowane w rowie tektonicznym Satakunta (zachodnie wybrzeże Finlandii), Nordingrå i Gävle (wschodnie wybrzeże Szwecji; Schulz 2003). W dnie Zatoki Botnickiej serie piaskowców są powszechnie zaburzone intruzjami **porfirów botnickich** (ok. 1,6 mld; Rudolph 2005). Z uwagi na dużą powierzchnię występowania piaskowców jotnickich w Zatoce Botnickiej, nie można wykluczyć, że spora część narzutniaków tych skał, występujących w osadach polodowcowych na Niżu Polskim, mogła mieć swoje wychodnie w północnym Bałtyku. W zachodniej części Zatoki Botnickiej piaskowce jotnickie są przykryte warstwą dolnokambryjskich iłowców z przewarstwieniami piaskowców o miąższości 40–200 m oraz **wapieniami ordowickimi** (Fig. 2) o miąższości 50–200 m (Schulz 2003).

Na podstawie badań sejsmicznych stwierdzono (Schulz 2003), że serie piaskowców jotnickich o dużych miąższościach (500–700 m) zalegają także w rowie tektonicznym na południowy zachód od Wysp Alandzkich (Fig. 2).

Podłoże Bałtyku właściwego zbudowane jest ze skał deponowanych na podłożu krystalicznym począwszy od kambru po perm. Ich miąższość dochodzi do 2 km. Ponad 1000-metrowej miąższości skały dolnopaleozoiczne obejmują: **piaskowce kambru dolnego, łupki ałunowe kambru środkowego i górnego, ordowickie oraz sylurskie wapienie ortocerasowe i wapienie bałtyckie** o charakterystycznym tłustym połysku (Söderberg & Hagenfeldt 1994; Schulz 2003). Na obszarze centralnego Bałtyku tworzą one monoklinalnie ułożone warstwy. Zapadają pod niewielkim kątem 0,1°–0,3° (Noor-

mets & Flodèn 2002a, b) w kierunku wschodnio-południowo-wschodniego. Z powodu różnicowanej odporności skały osadowe tworzą gliny, czyli progi morfologiczne (Gudelis & Jemielianov 1982; Noormets & Flodèn 2002a, b; Schulz 2003). Podobne nachylenie warstw skalnych odsłania się na łądzie (Tuuling & Flodèn 2001). Relikty pokrywy osadowej na łądzie pozostały jedynie w Skanii, oraz dalej na północy, w Västergötland, Närke i Dalarnie. Najbardziej znany próg, określany jako glint bałtycki, ciągnie się od Olandii, przez Gotlandię, północną Estonię aż po jezioro Ładoga w Rosji. Z uwagi na powszechne pokrycie dna Bałtyku osadami lodowcowymi, skały głębszego podłoża są widoczne jedynie w dolinach, na przykład w Dünatal, na SE od Rygi (**dewońskie piaskowce old redu i dewońskie dolomity**) czy w dolinie Venty koło Papile na Litwie (wapienie górnojurajskie; Schulz 2003).

Wśród skandynawskich narzutniaków przewodnich obecnych w osadach plejstocenijskiej akumulacji glacialnej należy jeszcze odnotować **bazalt ze Skanii** (Fig. 2, 5D). Skałę tę należy wiązać z tektoniczną aktywnością w strefie Sorgenfrei-(Teisseyre'a)-Tornquista w jurze i kredzie (170–110 mln; Klingspor 1976; por. Bergström & Kornfält 1998), która zapisała się bazaltowym wulkanizmem w centralnej Skanii (Norling *et al.* 1993; por. Erlström *et al.* 1997).

Strop podłoża podkenozoicznego SW Bałtyku buduje kompleks 100-metrowej miąższości skał kredy górnej (Fig. 2). Wapienie kredowe osadzały się w rozległym pelagicznym basenie, który swym zasięgiem pokrył niemal całą Europę (Nøttvedt *et al.* 2008). Skały kredowe SW Bałtyku przykryte są osadami paleogenu i neogenu (Fig. 2; m.in. Ager 1980; Schulz 2003; Rasmussen *et al.* 2008). Powierzchnia dna morskiego wyścielona jest osadami pochodzącymi z transgresji i recesji łądolodów skandynawskich (m.in. Kramarska *et al.* 2002; Wohlfahrt *et al.* 2008).

## Podsumowanie

W powierzchniowych osadach lodowcowych północno-wschodnich Niemiec i północno-zachodniej Polski znajdują się naniesione

przez ostatni łądolód gazy narzutowe. Są to paleo-mezoproterozoiczne skały fundamentu krystalicznego i neoproterozoiczno-fanerozoiczne skały pokrywy osadowej Fennoskandii. Około 30–40% wszystkich narzutniaków stanowią skały magmowe i metamorficzne. Wychodnie wspomnianych skał magmowych znajdują się przede wszystkim w południowej części tarczy bałtyckiej, powstałej podczas orogenezy svekofeńskiej. Skały starszych orogenez, formujących północno-wschodnią część tarczy bałtyckiej, nie są znajdowane w materiale narzutowym w NE Niemczech i NW Polsce. Na obszarze plejstocenijskiej akumulacji glacialnej znajdują się także gazy narzutowe pochodzące z wychodni orogenu svekonorweskiego, a także ze strefy tektonicznej zwanej transskandynawskim pasem magmowym. Około 60–70% narzutniaków składa się ze skał osadowych. Ich wychodnie zlokalizowane są głównie w dolnopaleozoicznej pokrywie osadowej Fennoskandii (skały węglanowe). W grupie narzutniaków osadowych znajdują się także starsze neoproterozoiczne i dolnokambryjskie piaskowce skandynawskie.

Z analizy eratyków przewodnich obecnych we frakcji gruboziarowej osadów glacialnych w NW Polsce i NE Niemczech (Górska-Zabielska 2008) wynika, że egzaracji glacialnej podlegały najczęściej wychodnie zlokalizowane w Småland (Fig. 1, np.: czerwone i szare granity Växjö, granit Flivik, granit Uthammar i inne granity Småland, porfiry Påskallavik, Emarp), Skanii i regionie Blekinge-Bornholm (granity Karlshamn, Halen, Vånga, Bornholm i piaskowce Nexø i Bavnodde). Teoretyczne centra gładowe TCG (Lüttig 1958) analizowanych eratyków przewodnich koncentrują się na niewielkim obszarze ograniczonym południkami 15°E i 16°E oraz równoleżnikami 56,5°N i 58,5°N. Ten obszar leży w Småland (Fig. 1). Obok eratyków przewodnich licznie reprezentowane są eratyki wskaźnikowe, to jest przede wszystkim szare i czerwone wapienie dolnopaleozoiczne o wychodniach w środkowym Bałtyku. Uwzględniając wartości TCG oraz wysoką frekwencję skał węglanowych, można stwierdzić, że wychodnie środkowego Bałtyku, wysp szwedzkich oraz południowo-wschodniej Szwecji były obszarem dominującej egzaracji glacialnej tej części łądolodu, która w końcowej fazie vistulianu dotarła

po wspomniany obszar (np. Górska-Zabielska 2008). W materiale narzutowym stwierdzono również obecność eratyków z Dalarny i Wysp Alandzkich. Włączenie w obręb nurtu masy lodu tych narzutniaków mogło nastąpić w następstwie kontaminacji z osadami poprzednich nasunięć lądolodu, względnie poprzez inkorporację materiału transportowanego prarzekami, odwadniającymi wietrzejące masywy skalne.

Z tego krótkiego przeglądu wynika wyraźnie, że zdecydowana większość skandynawskich eratyków w osadach lodowcowych ostatniego nasunięcia lądolodu na obszar NW Polski i NE Niemiec pochodzi ze skał proterozoicznych południowej części tarczy fennoskandynawskiej. Wschodnie skał macierzystych eratyków występują także w obrębie pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej, przykrytej utworami górnoproterozoiczno-paleozoiczno-mezozoicznymi (obszar Morza Bałtyckiego z Wyspami Alandzkimi, Gotlandią, Olandią i Bornholmem oraz obszary Estonii, Łotwy i Litwy). Obszary źródłowe eratyków przewodnich leżą także w strefie Sorgenfrei-(Teisseyre'a)-Tornquista, to jest na obszarze Skanii, Bornholmu i w dnie sąsiadującego Bałtyku (Fig. 1).

### Podziękowania

Tekst artykułu jest pokłosiem kilku wyjazdów do obszarów macierzystych narzutniaków skandynawskich: w 1994 r. pod kierownictwem doc. dr. hab. E. Lagerlunda, Lunds Universitet, Szwecja; w 2002 r. pod kierownictwem prof. dr. hab. R. Vinxa, Hamburg Universität, Niemcy oraz w 2003 r. pod kierownictwem dr. P. Woźniaka z Uniwersytetu Gdańskiego i dr. P. Czubli z Uniwersytetu Łódzkiego. Artykuł nie mógłby się ukazać, gdyby nie liczne dyskusje, konsultacje i wskazówki, których udzielili: prof. dr hab. J. Wiszniewska, dr D. Gałazka, dr R. Zabielski (wszyscy z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie), dr Z. Cymerman (Państwowy Instytut Geologiczny Oddz. Dolnośląski), prof. dr hab. J. Rutkowski (Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie), dr P. Czubla (Uniwersytet Łódzki), dr M. Woszczyk (Uniwersytet im. A. Mickiewicza), prof. dr hab. R. Vinx (Hamburg Universität), Niemcy, dr G. Pettersson (Lund Universitet), Szwecja, prof. dr K.-D. Meyer (Burgwedel, Niemcy) oraz dr W. Schulz (Schwerin, Niemcy). Byli to także Recenzenci: prof.

dr hab. W. Stankowski (Uniwersytet im. A. Mickiewicza), dr A. Żylińska (Uniwersytet Warszawski), której dziękuję za owocną dyskusję nad tekstem oraz wsparcie bibliograficzne, oraz Recenzenci anonimowi. Mgr M. Gościńska-Kolanko opracowała dwie ryciny.

Zarówno wyjazdy do Skandynawii jak i na konsultacje naukowe były częściowo finansowane z grantu KBN nr 6P04E 015 21.

### Literatura

- AGER D.V., 1980: Fenno-Scandian Shield. [In:] D.V. AGER (Ed.): *The geology of Europe*. McGraw Hill, London, 535 pp.
- ÅHÄLL K.-I. & GOWER C.F., 1997: The Gothian and Labradorian orogens: variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin. *GFF*, 119: 181-191.
- AMANTOV A., 1995: Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 149: 47-56.
- ANDRÉASSON P.G. & DALLMEYER R.D., 2005: Tectonothermal evolution of high alumina rocks within the Protogine Zone, southern Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 461-474.
- ANDRÉASSON P.G. & RODHE A., 1990: Geology of the Protogine Zone south of the Lake Vaettern, southern Sweden: a reinterpretation. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, 112, 2: 107-125.
- ATKINSON N., 2007: A statistical technique for determining the source of glacially transported granite erratics in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 1: 43-59.
- BERGLUND J., LARSON S.Å. & STIGH J., 1992: Features of the Protogine Zone, south central Sweden. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, 114: 337-339.
- BERGSTRÖM J. & GEE D.G., 1985: The Cambrian in Scandinavia. [In:] D.G. GEE & B.A. STURT (Eds.): *The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas*. John Wiley & Sons, 247-271.
- BERGSTRÖM J. & KORNFÄLT K.-A., 1998: Outline of the geology of Scania. [In:] P. AHLBERG (Ed.): *Guide to excursions in Scania and Västergötland, southern Sweden*. IV Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Group. *Lund Publications in Geology*, 141: 17-19.
- BINGEN B. & VAN BREEMEN O., 1998: Tectonic regimes and terrane boundaries in the high-grade Sveconorwegian belt of SW Norway, inferred from U-Pb zircon geochronology and geochemical signature of augen gneiss suites. *Journal of Geological Society*, 155: 143-154.
- BINGEN B., ANDERSSON J., SÖDERLUND U. & MÖLLER C., 2008: The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes* 31, 1: 29-34.
- BOGDANOVA S., 2001: Tectonic settings of 1.65-1.4 Ga AMCG magmatism in the western East European Craton. [In:] XI EUG, *Journal of Conference Abstracts*, 6: 769.

- BOGDANOVA S., BINGEN B., GORBATSHEV R., KHERASKOVA T.N., KOZLOV V.I., PUCHKOV V.N. & VOLOZH YU.A., 2008: The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160: 23–45.
- BOUCHARD M.A. & SALONEN V.-P., 1989: Glacial dispersal of boulders in the James Bay Lowlands of Quebec, Canada. *Boreas*, 18: 189–199.
- BOUCHARD M.A. & SALONEN V.-P., 1990: Boulder transport in shield areas. [In:] R. KUJANSUU & M. SAARNISTO (Ed.): *Glacial indicator tracing*. A.A. Balkema, Rotterdam, 87–107.
- BOULTON G.S. & HAGDORN M., 2006: Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3359–3390.
- CECYS A., 2004: Tectonic implications of ca. 1.45 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. Lund University, *LITHOLUND theses*, 5: 1–25.
- CLARK P.U., 1987: Subglacial sediment dispersal and till composition. *Journal of Geology*, 95: 527–541.
- COCKS L.R.M. & TORSVIK T.H., 2005: Baltica from late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 72: 39–66.
- COSCA M.A., MEZGER K. & ESSENE E.J., 1998: The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble Sector, Norway. *Journal of Geology*, 106: 539–552.
- CZUBLA P., 2001: Eratyki fennoskandzkie w Polsce środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia*, 80: 1–174.
- CZUBLA P., GAŁAZKA D. & GÓRSKA M., 2006: Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Przegląd Geologiczny*, 54, 4: 245–255.
- DILABIO R.N.W., 1990: Glacial dispersal trains. [In:] R. KUJANSUU & M. SAARNISTO (Ed.): *Glacial indicator tracing*. A.A. Balkema, Rotterdam, 109–122.
- DYKE A.S. & MORRIS T.F., 1988: Drumlin fields, dispersal trains and ice streams in Arctic Canada. *Canadian Geographer*, 32: 86–90.
- EBBING J., AFEWOK Y., OLESEN O. & NORDGULEN Ø., 2005: Is there evidence for magmatic underplating beneath the Oslo Rift? *Terra Nova*, 17: 129–134.
- ERLSTRÖM M., THOMAS S.A., DEEKS N. & SIVHED U., 1997: Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic area. *Tectonophysics*, 271: 191–215.
- FREDÉN C. (Ed.), 1994: *National Atlas of Sweden: Geology*. National Committee of Geography under the auspices of the Royal Swedish Academy of Sciences. Almqvist & Wiksell International, Stockholm, 208 pp.
- GAÁL G. & GORBATSHEV R., 1987: An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 35: 15–52.
- GAŁAZKA D., 2004: Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Praca doktorska. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, 255 pp.
- GEISLER T., 1996: Die permokarbonischen Dolerite in Schonen, S-Schweden: eine petrographische und petrochemische Charakterisierung und ihre Bedeutung als Leitgeschiebe. *Archiv für Geschichtskunde*, 2: 105–117.
- GEISLER T. & SCHLEICHER H., 2000: Composition and U-Th-total Pb model ages of polygenetic zircons from the Vånga granite, south Sweden: An electron microprobe study. *GFF*, 122: 227–235.
- GEISLER-WIERWILLE T., 1999: U-Th-Gesamtlei-Datierung von Zirkonen mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Dissertation, Universität Hamburg, 125 pp.
- GILLBERG G., 1965: Till distribution and ice movement of the northern slope of the South Swedish Highlands. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 86: 433–484.
- GORBATSHEV R., 1980: The Precambrian development of southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 102: 129–136.
- GORBATSHEV R., 1985: Precambrian basement of the Scandinavian Caledonides. [In:] D.G. GEE & B.A. STURT (Ed.): *The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas*. Wiley & Sons, Chichester, 197–212.
- GORBATCHEV R. & BOGDANOVA S.V., 1993: Frontiers in the Baltic shield. *Precambrian Research*, 64: 3–21.
- GÓRSKA M., 2000: *Wybrane właściwości petrograficzne wistulianiskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 26, 145 pp.
- GÓRSKA M., 2003a: Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich. [In:] M. HARASIMIUK & S. TERPIŁOWSKI (Ed.): *Analizy sedymentologiczne osadów glacygenicznych*. Wydawnictwo UMCS, Lublin, 23–31.
- GÓRSKA M., 2003b: Nowe znalezisko porfiru rombowego z Oslo na terenie północno-zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 51, 7: 580–585.
- GÓRSKA-ZABIELSKA M., 2007: Narzutniaki skandynawskie – metodyka i interpretacja. [In:] E. Mycielska-Dowgiałło & J. Rutkowski (Ed.): *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, 75–82.
- GÓRSKA-ZABIELSKA M., 2008: *Fennoskandzkie obszary alimencyjne osadów akumulacji glacialnej i glacyfluwialnej lobu Odry*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 330 pp.
- GRAVESEN P., 1996: *Bornholm. En beskrivelse af områder af national geologisk interesse*. Geografforlaget, Brenderup, 207 pp.
- GUDELIS W.K. & JEMIELIANOW J.M., 1982: *Geologia Morza Bałtyckiego*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 412 pp.
- HARRISON P.W., 1960: Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. *Journal of Sedimentary Geology*, 30: 432–446.
- HESEMANN J., 1931: Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschichtsbekundlichen Standpunkt aus. *Geologische Rundschau. Zeitschrift für allgemeine Geologie*, 22: 145–155.



- HESEMANN J., 1935: Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium (kristalline Geschiebe). *Geologische Rundschau*, 26: 186–198.
- HESEMANN J., 1975: *Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen*. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, 267 pp.
- HJELMQUIST S., 1966: Beskriving till berggrundskarta över Kopparbergs län. Med karta i skala 1:200 000. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ca 40: 1–217.
- HÖLTTÄ P., BALAGANSKY V., GARDE A.A., MERTANEN S., PELTONEN P., SLABUNOV A., SORJONEN-WARD P. & WHITEHOUSE M., 2008: Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* 31, 1: 13–19.
- JAROSZEWICZ-KEYSZYŃSKA A., 1938: Kamienie narzutowe, ich znaczenie naukowe i historia badań. *Wiadomości Muzeum Ziemi*, 4: 129–136.
- JAROSZEWICZ-KEYSZYŃSKA A., 1939: Rola głazów narzutowych w geologii. *Wszechświat*, 2: 43–48.
- JOHANSSON Å., 1988: The age and geotectonic setting of the Småland – Värmland granite-porphiry belt. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 110: 105–110.
- JOHANSSON L., LINDH A. & MÖLLER C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenville) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 283–292.
- KARABANOV A.K., GARETSKY R.G., LEVKOV E.A. & AISBERG R.YE., 1993: Neotectonic evolution of the southeastern part of the Baltic Sea Basin. [In:] T. SCHOLLE & M. KRAUSS (Ed.): *Rügen – Bornholm. Kristallin, Struktur und Sedimente am Südrand des Baltischen Schildes und dessen Beziehung zu Mitteleuropa*. International Exkursions- und Vorträge, 5–10.10.1993. Rügen und Bornholm, 13.
- KORJA A. & HEIKKINEN P., 2005: The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research*, 136: 241–268.
- KORN J., 1927: *Die wichtigste Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande*. Preus. Geol. S.A., Berlin, 64 pp.
- KORNFÄLT K.A., 1993: U-Pb zircon ages of three granite samples from Blekinge county, south-eastern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 823: 17–23.
- KORNFÄLT K.A., 1996: U-Pb zircon ages of six granite samples from Blekinge county, southeastern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 828: 15–31.
- KORNFÄLT K.-A. & VAASJOKI M., 1999: U-Pb-zircon datings of Småland and Karlshamn granites from southernmost Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 831: 33–41.
- KOZARSKI S., 1986: Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim. *Czasopismo Geograficzne*, 57: 247–270.
- KOZARSKI S., 1988: Time and dynamics of the Last Scandinavian Ice-Sheet retreat from northwestern Poland. *Geographia Polonica*, 55: 91–101.
- KOZARSKI S., 1995: Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~ 20 ka → 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna*, 1, 1–82.
- KRAMARSKA R., UŚCINOWICZ S. & ZACHOWICZ J., 2002: Kenozoik południowego Bałtyku – wybrane zagadnienia. *Przegląd Geologiczny*, 50, 8: 709–716.
- LAHTINEN R., GARDE A. A. & MELEZHIK V. A., 2008: Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes* 31, 1: 20–28.
- LARSEN B. T., OLAUSSEN S., SUNDVOLL B. & HEEREMANS M., 2008: The Permo-Carboniferous Oslo Rift through six stages and 65 milion years. *Episodes* 31, 1: 52–58.
- LINDH A., 2002: The southern part of the Transscandinavian Igneous Belt. *Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 14, 1: 185–217.
- LINDH A., KRAUSS M. & FRANZ K.-M., 2001: Interpreting the Småland-Blekinge deformation zone from chemical and structural data. *GFF*, 123: 181–191.
- LUNDQVIST TH., 1979: The Precambrian of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 768: 1–87.
- LUNDQVIST TH. & BYGGHAMMAR B., 1994: The Bedrock. The Swedish Precambrian. [In:] C. FREDÉN (Ed.): *National Atlas of Sweden: Geology*. National Committee of Geography under the auspices of the Royal Swedish Academy of Sciences. Almqvist & Wiksell International, Stockholm, 14–21.
- LUNDQUIST T. & PERSSON P.-O., 1999: Geochronology of porphyries and related rocks in northern and western Dalarna, south-central Sweden. *GFF*, 121: 307–322.
- LÜTTIG G., 1958. Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geologisches Jahrbuch*, 75: 361–418.
- LÜTTIG G., 1991: Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid – Examples from Schleswig-Holstein. *Newsletter on Stratigraphy*, 25, 2: 61–74.
- LÜTTIG G., 1995: Geschiebezählungen – eine terminologische Richtigstellung. *Geschiebekunde aktuell*, 11, 4: 109–112.
- LÜTTIG G., 1999: Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 49: 144–163.
- MARCUSSEN I., 1973: Stones in Danish tills as a stratigraphical tool. A review. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala*, NS 5: 177–181.
- MARKS L., 2002: Last glacial maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 21: 103–110.
- MEYER K.-D., 1983: Indicator pebble and stone count methods. [In:] J. EHLERS (Ed.): *Glacial deposits in North-West Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam, 275–287.
- MEYER K.-D., 1985: Zur Methodik und über den Wert von Geschiebezählungen. *Der Geschiebesammler*, 19, 2/3: 75–83.
- MEYER K.-D., 2000: Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 7, 1/2: 115–125.
- MEYER K.-D. & LÜTTIG G., 2007: Was verstehen wir unter einem “Leitgeschiebe”? *Geschiebekunde aktuell*, 23, 4: 106–121.
- MILTHERS V., 1909: Scandinavian indicator boulders in the Quaternary deposits. *Denmarks Geologiska Undersökning*, II R., 23: 1–153.
- MILTHERS V., 1934: Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. *Abhandlung des Preussischen Geologischen Landesamtes*, NF, 156: 1–74.
- MINELL H., 1980: The distribution of local bedrock material in some moraine forms from the inner part of northern Sweden. *Boreas*, 9: 275–281.

- NILSSON M. & WIKMAN H., 1997: U-Pb zircon ages of two Småland dyke porphyries at Påscallavik and Alsterbro, south-eastern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 830: 31–40.
- NOORMETS R. & FLODÈN T., 2002a: Glacial deposits and Late Weichselian ice-sheet dynamics in the northeastern Baltic Sea. *Boreas*, 31, 1: 36–56.
- NOORMETS R. & FLODÈN T., 2002b: Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north central Baltic Sea during the last deglaciation. *Boreas*, 31, 4: 362–377.
- NØTTVEDT A., JOHANNESSEN E.P., SURLYK F., 2008: The Mesozoic of Western Scandinavia and East Greenland. *Episodes* 31, 1: 59–65.
- OBST K., 1999: Die permosilesischen Eruptivgänge innerhalb der Fennoskandischen Randzone (Schonen und Bornholm) – Untersuchungen zum Stoffbestand, zur Struktur und zur Genese. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 7: 5–121.
- OFTEDAHL C., 1967: Magmen-Entstehung nach Laven-Stratigraphie im südlichen Oslo-Gebiet. *Geologische Rundschau*, 57: 203–218.
- OFTEDAHL C., 1981: *Norges geologi*. Tapir, Trondheim, 169 pp.
- PELTONIEMI H., 1985: Till lithology and glacial transport in Kuhmo, eastern Finland. *Boreas*, 14: 67–74.
- POŻARYSKI W. & NAWROCKI J., 2000: Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Środkowej. *Przegląd Geologiczny*, 48, 8: 703–706.
- PUURA V. & FLODÈN T., 2000: Rapakivi-related basement structures in the Baltic Sea area, a regional approach. *GFF*, 122: 257–272.
- RASMUSSEN E.S., HEILMANN-CLAUSEN C., WAAGSTEIN R. & EIDVIN T., 2008: The Tertiary of Norden. *Episodes* 31, 1: 66–72.
- RINTERKNECHT V.R., MARKS L., PIOTROWSKI J.A., RAISBECK G.M., YIOU F., BROOK E.J. & CLARK P. U., 2005: Cosmogenic <sup>10</sup>Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. *Boreas*, 34: 186–191.
- RINTERKNECHT V.R., CLARK P.U., RAISBECK G.M., YIOU F., BITINAS A., BROOK E.J., MARKS L., ZELČS V., LUNKKA J.-P., PAVLOVSKAYA I.E., PIOTROWSKI J.A. & RAUKAS A., 2006: The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian ice sheet. *Science*, 311 (5766): 1449–1452.
- RODHE A., 1992: Terminology and ideas regarding the Protogine Zone in southern Sweden. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, 114: 360–365.
- ROHRMAN M., VAN DER BEEK P. & ANDRIESEN P., 1994: Syn-rift thermal structure and post-rift evolution of the Oslo Rift (southeast Norway): New constraints from fission track thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 127, 1–4: 39–54.
- RUDOLPH F., 2005: *Strandsteine. Sammeln und Bestimmen*. Wachholtz Verlag, Neumünster, 160 pp.
- SALONEN V.-P., 1986: Glacial transport distance distribution of surface boulders in Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 338: 1–57.
- SALONEN V.-P., 1987: Observation of boulder transport in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 3: 103–110.
- SALONEN V.-P., 1988: Application of glacial dynamics, genetic differentiation of glacial deposits and their landforms to indicator tracing in the search for ore deposits. [In:] R.P. GOLDTHWAIT & C. MATCH (Ed.): *Genetic classifications of glacial deposits and their landforms*. A.A. Balkema, Rotterdam, 183–196.
- SCHOLZ H. & OBST K., 2004: Einführung in die Geologie Skandinaviens. *Geographische Rundschau*, 56, 2: 43–49.
- SCHULZ W., 1973: Rhombenporphyr-Geschiebe und deren östliche Verbreitungsgrenze im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. *Zeitschrift für die Geologische Wissenschaft*, 9: 1141–1154.
- SCHULZ W., 1996: Zur Bedeutung der Korngröße bei Geschiebezählungen. *Der Geschiebesammler*, 29, 3: 91–102.
- SCHULZ W., 1999: Sedimentäre Findlinge im norddeutschen Vereisungsgebiet. *Archiv für Geschiebekunde*, 2, 8: 523–560.
- SCHULZ W., 2003: *Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler*. CW Verlagsgruppe Schwerin, 508 pp.
- SHILTS W.W., 1973: Glacial dispersal of rocks, minerals and trace elements in Wisconsin till, southeastern Quebec, Canada. [In:] R.B. BLACK, R.P. GOLDTHWAIT & H.B. WILLIAM (Ed.): *The Wisconsin Stage*. *Geological Society of America, Memoir*, 136: 189–219.
- SHILTS W.W., 1976: Glacial till and mineral exploration. [In:] R.F. LEGGET (Ed.): *Glacial till: An interdisciplinary study*. *Royal Society of Canada, Special Publication*, 12: 205–224.
- SHILTS W.W., 1982: Glacial dispersal – principles and practical applications. *Geoscience Canada*, 9, 1: 42–47.
- SMED P., 1993: Indicator studies: a critical review and a new data – presentation method. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 40: 332–340.
- SMED P., 1997: Kommentare zur Leitgeschiebezählmethoden. *Archiv für Geschiebekunde*, 2, 3: 141–143.
- SMED P., 2000: Über den Hesemann-Milthers-Streit und die von Hesemann verwendete Abbildungsmethode für Geschiebezählungen. Ein Kommentar zu Gerhard Schönes Artikel in *Geschiebekunde* aktuell 16 (2). *Geschiebekunde aktuell*, 16, 4: 127–131.
- SMED P./EHLERS J., 2002: *Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 194 pp.
- SÖDERBERG P. & HAGENFELDT S.E., 1994: Seabed investigations of Upper Proterozoic to Lower Palaeozoic erratics in the Åland Sea, Sweden, by the SPERESAT technique. *Baltica*, 8: 27–37.
- SÖDERLUND U., 1999: Geochronology of tectonothermal events in the paraautochthonous eastern segment of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen, Southwest Sweden. PhD thesis, University of Lund, 140 pp.
- STOKES C.R. & CLARK C.D., 1999: Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28: 67–75.
- SVENSON CH., 2005: *Geschützte Findlinge der Insel Rügen*. Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, 28 pp.
- THOMAS R., 1993: Thermometrische Untersuchungen an Graniten von Bornholm. [In:] T. SCHOLLE & M. KRAUSS (Ed.): *Rügen – Bornholm. Kristallin, Struktur und Sedi-*

- mente am Südrand des Baltischen Schildes und dessen Beziehung zu Mitteleuropa. International Exkursions- und Vorträge, 5-10.10.1993, Rügen und Bornholm: 38.
- TUULING I. & FLODÉN T., 2001: The structure and relief of the bedrock sequence in the Gotland-Hiiumaa area, northern Baltic Sea. *GFF*, 123: 35-49.
- VINX R., 1993: Hochauflösende Rekonstruktion von Eis-transportwegen: Die „Leitserienmethode“. *Archiv für Geschiebekunde*, 1, 11: 625-640.
- VINX R., 1996: Granatcoronit (mafischer Granulit): ein neues Leitgeschiebe SW-schwedischer Herkunft. *Archiv für Geschiebekunde*, 2, 1: 1-20.
- VINX R., 2002a: *Petrographische Exkursion Südschweden 2002*. Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Hamburg, 56 pp.
- VINX R., 2002b: Gesteine des Baltischen Schildes in Norddeutschland: Glazialgeschiebe an der Ostseeküste von Schleswig und NW-Mecklenburg. *Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 14, 1: 219-242.
- WAHLGREN C.-H., CRUDEN A.R. & STEPHENS M.B., 1994: Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Research*, 70: 67-91.
- WANG X.D. & LINDH A., 1996: Temperature-pressure investigation of the southern part of the southwest Swedish Granulite Region. *European Journal of Mineralogy*, 8: 51-67.
- WENTWORTH C.K.A., 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- WIKMAN H., 1997: U-Pb zircon ages of three granitoids from the Vaxjo region south central Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C 830: 63-72.
- WOHLFARTH B., BJÖRCK S., FUNDER S., HOUMARK-NIELSEN M., INGÓLFSSON Ó., LUNKKA J.-P., MANGERUD J., SAARNISTO M. & VORREN T., 2008: Quaternary of Norden. *Episodes*, 31, 1: 73-81.
- ZANDSTRA J.G., 1999: *Platenatlas van noordelijke kristalijne gidsgesteenten*. Backhuys Publishers, Leiden, 412 pp.

Manuskrypt otrzymano 21 września 2007;  
poprawioną wersję zaakceptowano do druku 8 października 2008.