

## Czy istnieje mazurska, prawoskrętna strefa podatnego ścinania?

Zbigniew Cymerman\*

Does the Mazury dextral shear zone exist? *Prz. Geol.*, 55: 157–167.

*Summary.* Throughout SW Fennoscandia, numerous approximately W-E trending faults and ductile shear zones have recently been recognized. The regional-scale zone of strike-slip displacements (Mazury lineament) with a dextral component was referred by many authors as apparently influenced by the distribution of ca. 1.6–1.4 Ga old “anorogenic” intrusions of the Mazury Complex (NE Poland). However, new detailed structural and kinematics studies of drill-cores from 255 boreholes located throughout NE Poland and SW Lithuania (Lazdijai region) indicate that the Mazury Complex, the Suwałki Anorthosite Massif and surrounding lithotectonic domains share a common ductile thrusting deformation, calling into question the concept of a large-scale dextral shear zone and also the “anorogenic” origin hypothesis of the Mazury Complex. One important advance has been the accumulation of structural and kinematics information that allows assessment of the main orogenic transport direction commonly towards the SW, locally to the NE (e.g., in the eastern part of the Suwałki Anorthosite Massif). This assessment has been coupled with the recognition of the role of major and numerous ductile shear zones within the western part of the East European Platform. In general, compressional deformation with ductile thrusting predominated in the western part of the East European Platform. Very probable strike of regional mylonitic foliation ( $S_1$ ) from almost 100 boreholes has been established, based on geophysical measurements of the curvature of borehole axis and a few tens oriented core samples (SW Lithuania). It is assumed that the crystalline rocks of NE Poland and SW Lithuania (Lazdijai region) were subjected to similar ductile thrusting to transpressional deformation during the late Gothian (or newly defined Dano-Polonian) orogeny (ca. 1.5 Ga).

**Key words:** ductile thrusting, structures, kinematics, boreholes, Mesoproterozoic, Mazury, NE Poland, SW Lithuania

W ostatnich kilkunastu latach na obszarze tarczy bałtyckiej (Fennoskandii) rozpoznano strefy tektoniczne o randze regionalnych uskoków lub stref podatnego ścinania. W części SW tej tarczy, czyli na obszarze orogenu svekonorweskiego (około 1,1–0,9 mld lat) występuje wiele południkowo przebiegających stref podatnego ścinania, jak np. strefy Protogine, Göta-Älv i Mylonitowa (Stephens i in., 1996; Andersson i in., 1999), a także strefy uskokowe Boarp-Taberg, Hok-Tenhult czy pasmo ultramylonitów Fängen (Andréasson & Rodhe, 1989). W położonym na obszarze środkowej Szwecji i południowej Finlandii orogenu swekofeńskim (około 1,85–1,83 mld lat) rozpoznano prawie równoleżnikowe lub zorientowane w kierunku NW-SE, prawoskrętne strefy podatnego ścinania, jak np. strefy Has-sela, Storsjön-Edsbyn (Högdahl & Sjöström, 2001), Burträsk (Romer & Nisca, 1995) czy położoną bardziej na południu (ryc. 1) strefę ścinania Lofthammar-Linköping (Beunk i in., 1996). Najbardziej na południu rozpoznana jest lewoskręt-na strefa ścinania podatnego Smaland-Blekinge (Krauss i in., 1996) o wieku około 1,6 mld lat (Berthelsen, 1988). Według niektórych badaczy (*op. cit.*) przynajmniej w części tych stref przesuwczych doszło do przemieszczeń na odległość ponad 100 km lub nawet 150 km.

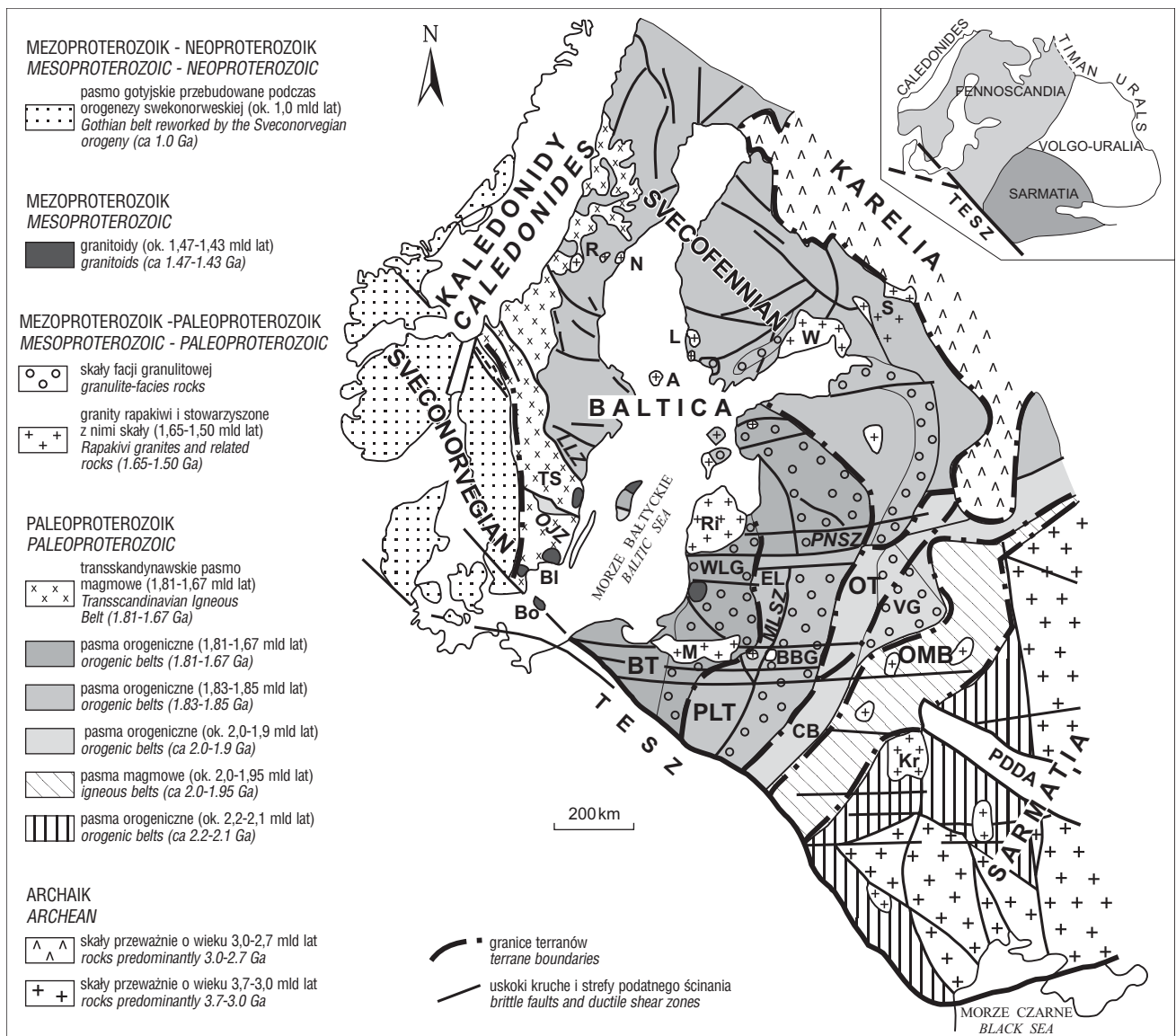
Kubicki i Ryka (1982) pierwsi zakładali, że magmatyzm w podłożu krystalicznym NE Polski, czyli przede wszystkim na Mazurach, był związany z równoleżnikowo przebiegającą strefą o postkolizyjnej genezie lub wykorzystywał stary i zregenerowany lineament. Choć istnienie tej strefy na Mazurach jest jedynie umownie zakładane, to w literaturze ostatniej dekady jest to prawie geotektoniczny aksjomat (Cleasson i in., 1995, 2001; Duchesne i in., 1998; Bagiński i in., 1999, 2001a, b; Wiszniewska i in., 1999, 2000; Bogdanova i in., 2001; Dörr i in., 2002; Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003; Wiszniewska & Krzemńska, 2005). Sugerowano, że w strefie tej zaszły wielkoskalowe, regionalne, prawoskrętne przemieszczenia typu

przesuwczego w warunkach podatnych (Bogdanova i in., 1994, 1996, 1997, 2001; Bogdanova & Gorbatshev, 1997; Cleasson i in., 1995, 2001).

Celem niniejszej publikacji jest rozpatrzenie, czy w świetle niedawno opublikowanych, szczegółowych badań strukturalnych rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004a, b, c; 2005) z obszaru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) oraz rozważań regionalnych, możliwe jest potwierdzenie istnienia na obszarze Polski NE oraz sąsiedniego, przygranicznego obszaru Litwy takiej regionalnej, równoleżnikowej strefy tektonicznej (lineamentu) o cechach prawoskrętnego uskoku przesuwczego. Badania tektoniczne skał krystalicznych EEC są ograniczone ze względu na występowanie pokrywy młodszych skał osadowych o dużej miąższości. Bezpośrednich danych na temat budowy tego obszaru dostarczają rdzenie wiertnicze; jednak nierównomierne rozmieszczenie otworów wiertniczych, głównie poszukiwawczych, znacznie utrudnia ustalenie budowy regionalnej EEC. W celu sprawdzenia słuszności założenia o istnieniu prawoskrętnego, równoleżnikowego uskoku typu przesuwczego, autor wykorzystał własne dane strukturalne i kinematyczne, uzyskane w wyniku wieloletnich badań archiwalnych materiałów wiertniczych z obszaru zachodniej części EEC. Do tej analizy wykorzystano dane z 255 otworów wiertniczych, zlokalizowanych na Kaszubach, Warmii, Mazurach, Suwalszczyźnie i SW Litwie (region Lazdijai).

Istotną przeszkodą w interpretacji danych strukturalnych jest brak orientowanych rdzeni z większości tych wierceń. Choć obecnie istnieje wiele różnych metod orientacji rdzeni wiertniczych w trakcie wiercenia otworów (np. za pomocą urządzenia BIPS — *Borehole Image Processing System*), to w czasie wykonywania wierceń (części z nich prawie pół wieku temu) na obszarze Polski NE nie orientowano rdzeni względem stron świata. W tym czasie na obszarze południowej Litwy z prawie stu otworów pobrano około dwieście prób rdzeni orientowanych względem północy. Próby te mają jednak różny stopień wiarygodności. Należy podkreślić, że ustalenie orientacji rdzeni wiertniczych względem stron świata, z uwagi na stan zachowania rdzeni oraz heterogeniczność budowy geologicznej tych

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl



**Ryc. 1.** Schematyczna mapa tektoniczna zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (według Bogdanovej i in., 2001; zmodyfikowana). Trzysegmentowy podział kratonu (włkładka w prawym narożniku) według Bogdanovej i in. (1994). A — granity rapakiwi Alandu, BBG — granulitowe pasmo białorusko-bałtyckie, Bl — granitoidy Blekinge; Bo — granitoidy Bornholmu, BT — terran bałtycki; CB — pasmo środkowobiałoruskie, EL — pasmo wschodnioliteńsko-łotewskie, Kr — granity rapakiwi Korostenu, L — granity rapakiwi Laitila, LLZ — strefa ścinania Loftahammar-Linköping, M — kompleks mazurski, MLSZ — strefa szwu środkowoliteńskiego, N — granity rapakiwi Nordingra, OJZ — strefa ścinania Oskarshamn-Jönköping; OMB — magmowe pasmo Osnitsk-Mikashevichi, OT — terran Okolovo, PDDA — paleozoiczny aulakogen Prypeć–Dniepr, PLT — terran polsko-łotewski, PKSZ — strefa ścinania Polotsk-Kurzeme, R — granity rapakiwi Ragunda, Ri — masyw Rygi, S — granity rapakiwi Salmi, TESZ — kolizyjny szew transeuropejski, TS — transskandynawskie pasmo magmowe, VG — granulitowe pasmo Witebska, W — granity rapakiwi Wybogu, WLK — granulitowe pasmo zachodnioliteńskie

**Fig. 1.** Tectonic sketch-map of the western part of the East European Craton (modified after Bogdanova et al., 2001). The three-fold subdivision of the East European Craton (right corner inset) is after Bogdanova et al. (1994). A — Aland rapakivi granites, BBG — Belarus-Baltic Granulite Belt; Bl — Blekinge granitoids; Bo — Bornholm granitoids, BT — Baltic Terrane; CB — Central Belarus Belt; EL — East Lithuanian Belt; Kr — Korosten rapakivi granites, L — Laitila rapakivi granites, LLZ — Loftahammar-Linköping shear zone, M — Mazury Complex; MLSZ — Middle Lithuanian Suture Zone, N — Nordingra rapakivi granites, OJZ — Oskarshamn-Jönköping shear zone; OMB — Osnitsk-Mikashevichi Igneous Belt; OT — Okolovo terrane, PDDA — Palaeozoic Pripjat-Dniepr-Donets Aulacogen; PLT — Polish-Latvian Terrane, PKSZ — Polotsk-Kurzeme Shear Zone, R — Ragunda rapakivi granites, Ri — Riga rapakivi granites; S — Salmi rapakivi granites; TESZ — Trans European Suture Zone; TS — Transscandinavian Igneous Belt; VG — Vitebsk Granulite Domain; W — Vyborg rapakivi granites; WLK — West Lithuanian Granulite Belt

zakrytych obszarów EEC, jest w większym lub mniejszym stopniu zawsze tylko przypuszczalna.

#### Badania strukturalne rdzeni wiertniczych

Szczegółowe wyniki analizy strukturalnej rdzeni wiertniczych z obszaru Mazur, Warmii i sąsiednich regionów

Polski NE były ostatnio publikowane (Cymerman, 2004a, b) i dlatego będą tu jedynie skrótowo przedstawione. Z kolei, wyniki podobnych badań rdzeni z suwalskiego masywu anortozytowego (SAM) oraz z SW Litwy (region Lazdijai) nie były dotychczas opublikowane i dlatego będą one nieco szerzej omówione. Niestety, analizy takiej nie wykonano jeszcze dla rdzeni skał krystalicznych z kilkudziesięciu

otworów zlokalizowanych na terytorium Rosji (obwód kaliningradzki); a jest to obszar przylegający od północy do regionu mazurskiego.

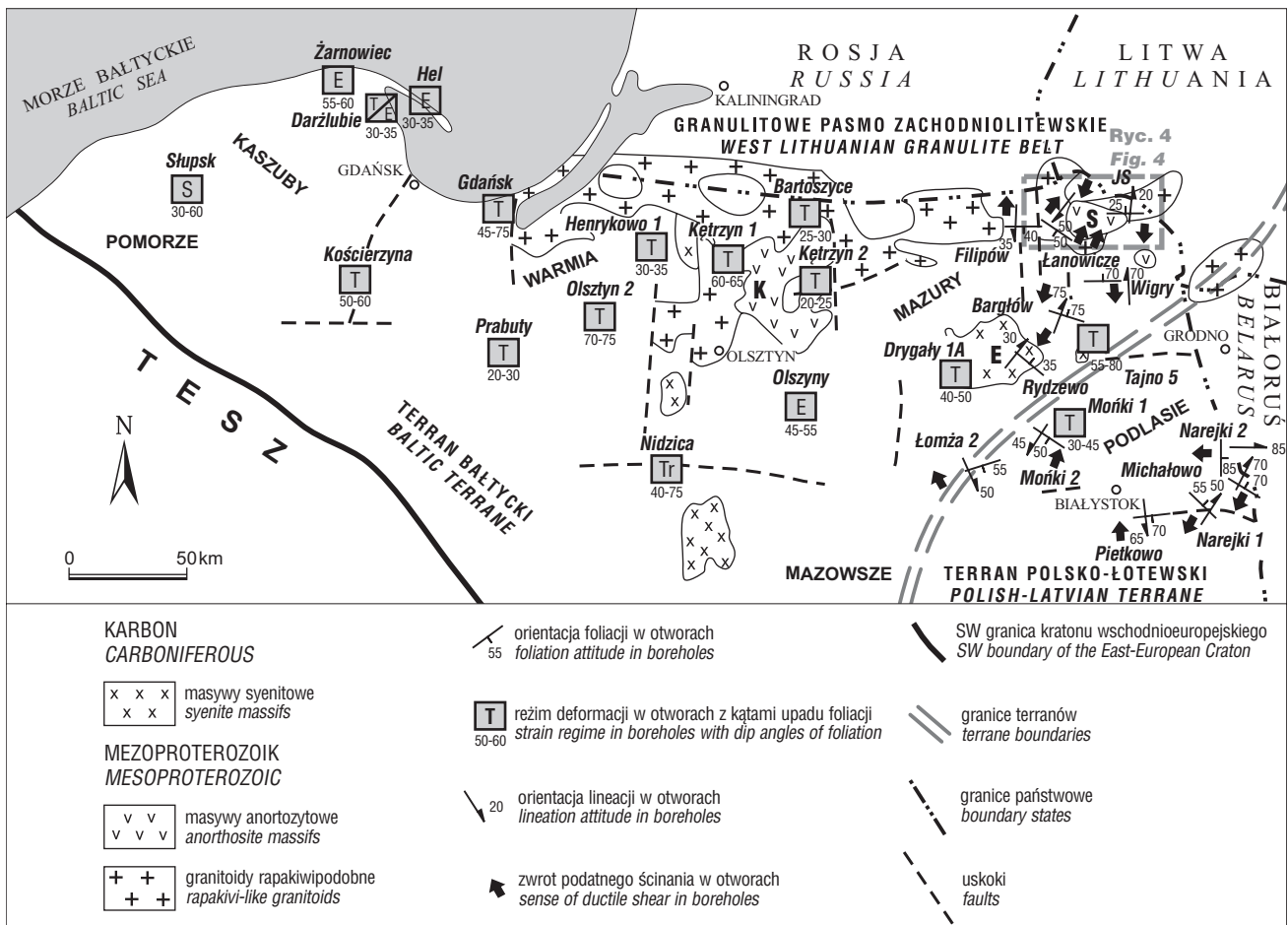
### Polska NE, oprócz suwalskiego masywu anortozytowego (SAM)

W otworach z obszaru Kaszub i wschodniego Pomorza dominują upady foliacji  $S_1$  w zakresie  $50-60^\circ$  (Cymerman, 2004a, b), a lineacja ziarna mineralnego  $L_1$  jest prawie równoległa do kierunku upadu  $S_1$ , za wyjątkiem prawie horyzontalnej orientacji  $L_1$  w otworze Słupsk IG 1. Wskaźniki zwrotu ścinania dokumentują zwroty o składowej normalnej w warunkach podatnych w otworach Hel IG 1 i Żarnowiec IG 1 (ryc. 2). W innych otworach z Kaszub (Gdańsk IG 1, Darżlubie IG 1 i Kościerzyna IG 1) stwierdzono reżim nasunięciowy do transpresyjnego (*op. cit.*). Podobny reżim deformacji stwierdzono w licznych odsłonięciach na Bornholmie, z transportem tektonicznym ku S i SE (Cymerman, 2004b). Tylko w otworze Słupsk IG 1 stwierdzono słabe deformacje typu przesuwczego o prawdopodobnej lewoskrętnej składowej (Cymerman, 2004a, b).

Chociaż na Warmii i Mazurach wykonano wiele wierceń, to brak rdzeni wiertniczych z aż 33 otworów uniemoż-

liwia ustalenie regionalnych ram tektonicznych. Poza tym w części otworów zachowane fragmenty rdzeni nie przekraczały łącznej długości kilku metrów. W pięciu zbadanych otworach występują masywne, bezkierunkowe granitoidy z nielicznymi i słabo wykształconymi strukturami tektonicznymi. Wszystkie te czynniki bardzo utrudniają ustalenie regionalnych struktur tej części fragmentu EEC, a tym samym znacznej części kompleksu mazurskiego. Pełniejsze dane strukturalne pochodzą tylko z otworów Prabuty IG 1 i Olsztyn IG 2 (ryc. 2). Ze względu na przewiercenie nie więcej niż 50 metrów w skałach krystalicznych nie można wykorzystać pomiarów skrzywienia osi tych otworów do ustalenia orientacji foliacji  $S_1$ . Na Warmii i zachodnich Mazurach wskaźniki kinematyczne dokumentują, zarówno kompresyjny, jak i transpresyjny (otwór Nidzica IG 1) typ deformacji (Cymerman, 2004a, b).

Na terenie wschodnich Mazur wykonano 13 wierceń, głównie w okolicy paleozoicznej intruzji elckiej (ryc. 2). Podatne strefy ścinania nawiercono w skałach metamorficznych w otworach Drygały IG 1, 1A i Olszyny IG 1, a w pozostałych — niezmylonityzowane granitoidy rapakiwipodobne albo sjenity elckie. W otworach tych, oprócz Prostki IG 1 i 2, dominują średniokątowe do stromych upady foliacji  $S_1$ , a także foliacji magmowej  $S_0$  w sjenitach



**Ryc. 2.** Mapa strukturalno-kinematyczna północnej części Polski z lokalizacją najważniejszych otworów wiertniczych zakończonych w podłożu krystalicznym (oprócz suwalskiego masywu anortozytowego). Skróty nazw masywów magmowych: E — elcki, K — kętrzyński, S — suwalski; skróty nazw otworów wiertniczych: JS — Jezioro Szlinokiemijskie FIG 1. Litera w ramkach wskazują reżim deformacji: E — ekstensja, S — przemieszczenia przesuwcze, T — nasunięcia, Tr — transpresja

**Fig. 2.** Structural-kinematic sketch-map of the northern part of Poland with the location of main boreholes that bottomed out in the crystalline basement (Suwałki Anorthosite Massif omitted). Name abbreviations of igneous massifs: E — Elk, K — Kętrzyn, S — Suwałki; borehole abbreviations: JS — Jezioro Szlinokiemijskie FIG 1. The letters in boxes indicate the strain regime: E — extension, S — strike-slip, T — thrusting, Tr — transpression



ełckich i granitoidach rapakiwopodobnych. Lineacja  $L_1$  jest na ogół równoległa do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Wskaźniki kinematyczne z otworów Prostki IG 1 i 1A dokumentują nasunięciowy typ deformacji, a w otworze Olszyny IG 1 — słaby reżim ekstensyjny. Podobny, ekstensyjny typ deformacji stwierdzono lokalnie w sjenitach ełckich i w granitoidach rapakiwopodobnych (Cymerman, 2004a).

W otworach z obszaru NE Mazowsza dominują średnie kąty upadu foliacji  $S_1$  ( $40\text{--}55^\circ$ ), a lineacja  $L_1$  jest prawie zawsze równoległa do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Wskaźniki ścinania dokumentują tam nasunięciowe deformacje podatne. W okolicy Łomży stwierdzono podatne nasunięcia z przemieszczeniami prawdopodobnie ku NW (*op. cit.*). Bieg foliacji  $S_1$  w kierunku NE-SW i jej upad ku SE określono na podstawie pomiarów krzywizny otworów Łomża IG 1 i 2.

We wszystkich otworach z okolic Augustowa stwierdzono heterogeniczny i miejscami bardzo intensywny rozwój stromych lub umiarkowanie zapadających stref podatnego ścinania (Cymerman, 2004a). Lineacja  $L_1$  jest mniej lub bardziej równoległa do kierunku upadu foliacji  $S_1$ , a wskaźniki kinematyczne dokumentują deformacje kompresyjne z nasuwaniem domen skalnych ku górze otworu. Jedynie lokalnie w otworze Bargłów IG 1 i 2 zaznaczyły się słabe deformacje ekstensyjne. Na podstawie krzywizny osi otworu Bargłów IG 1 określono strome upady foliacji  $S_1$  ku NE. Według tych danych transport tektoniczny odbywał się najpierw ku NE (w warunkach ekstensji), a potem w zlokalizowanych strefach ścinania ku SW w warunkach kompresyjnych. Także w otworze Rydzewo IG 1 przemieszczenia nasunięciowe odbywały się prawdopodobnie ku SW (Cymerman, 2004a).

W regionie białostockim strome strefy podatnego ścinania (ryc. 2) są licznie rozwinięte we wszystkich skałach zbadanych 22 otworach (Cymerman, 2004a). Czasem upady foliacji  $S_1$  są prawie pionowe (Krynki IG 1 i Zabłudów IG 1), a najmniejsze kąty upadu foliacji  $S_1$  (*ca.*  $30^\circ$ ) stwierdzono w otworach Sokółka IG 1, Kruszyniany IG 3, 5 i 6. Lineacja  $L_1$  jest prawie zawsze równoległa do kierunku upadu foliacji  $S_1$ , a wskaźniki kinematyczne dokumentują nasunięciowy typ deformacji podatnej (ryc. 3). Jeżeli ustalenia o orientacji foliacji  $S_1$  na podstawie skrzywienia osi otworów są poprawne, to podatna tektonika nasunięciowa charakteryzowałaby się w tym regionie transportem tektonicznym ku SW lub ku NNE w zachodniej części Podlasia.

Podatne strefy ścinania powstały lokalnie we wszystkich skałach regionu suwalskiego, w tym także na terenie SAM (ryc. 4), gdzie w otworach dominują średnie do stromych kąty upadu foliacji  $S_1$  ( $50\text{--}60^\circ$ ), a lineacja  $L_1$  jest równoległa do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Wskaźniki ścinania dokumentują dominujący nasunięciowy typ deformacji (Cymerman, 2004a). W prawie każdym z otworów stwierdzono mniej liczne i mniej wiarygodne wskaźniki,

świadczące także o ekstensyjnym typie deformacji. Na podstawie pomiarów skrzywienia osi otworów stwierdzono, że foliacja  $S_1$  przebiega w kierunku prawie równoleżnikowym i zapada ku N (Jeziro Szlinokiemskie PIG 1 i Wigry PIG 1), ku S (Filipów IG 1) lub ku SW (Łanowice PIG 1). Jeżeli taka jest orientacja foliacji  $S_1$ , to transport tektoniczny ku S i SE w warunkach deformacji nasunięciowej byłby charakterystyczny dla domen skalnych położonych na S i E od SAM. Natomiast na obszarach położonych na W od SAM przemieszczenia typu nasunięciowego były prawdopodobnie skierowane ku N i NE. Młodsza na tym obszarze była tektonika ekstensyjna do transtensyjnej z niepewnym jednak kierunkiem i zwrotem transportu tektonicznego (południkowy?).

### Suwalski masyw anortozytowy (SAM)

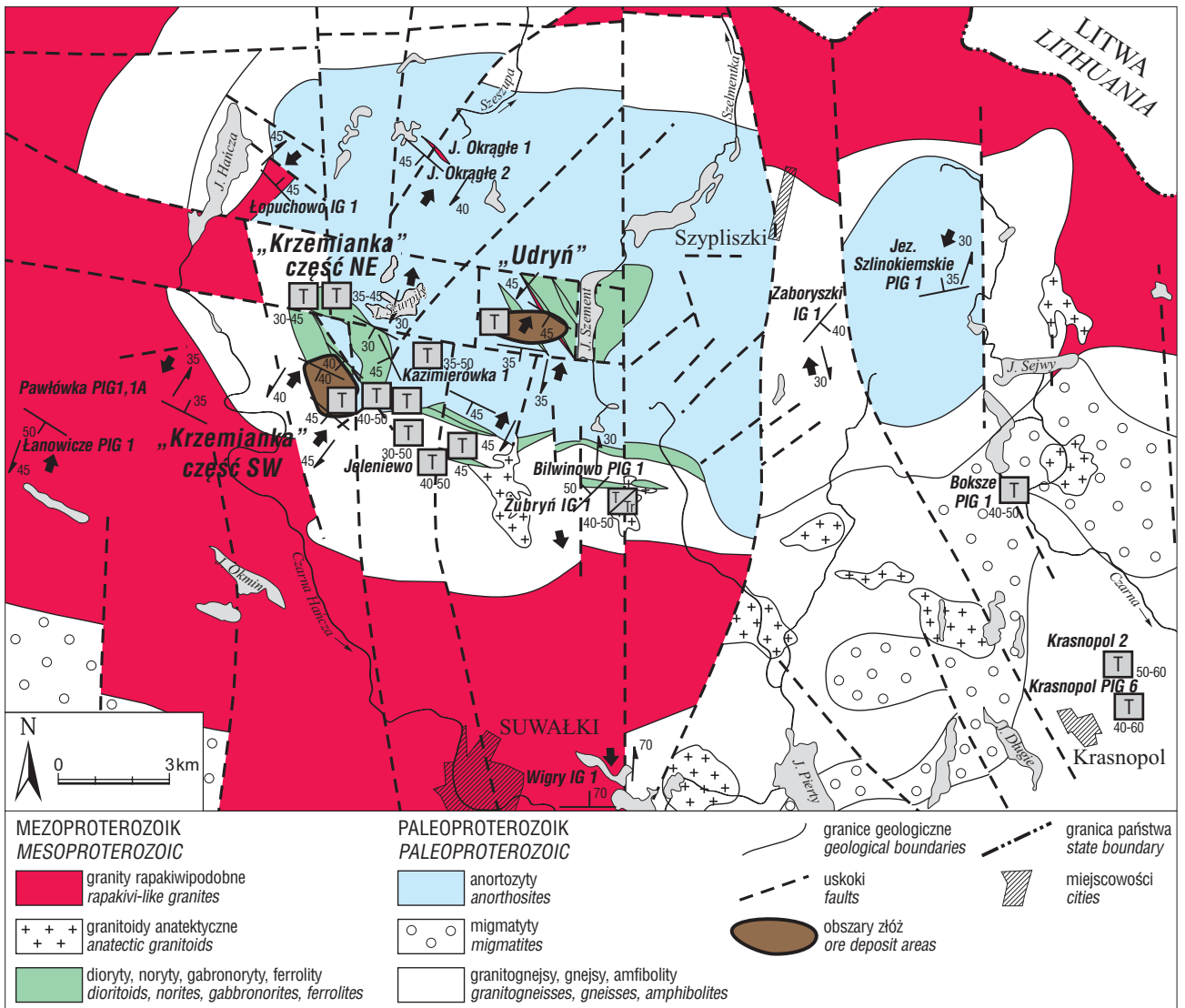
Na obszarze SAM wykonano ponad połowę wszystkich wierceń osiagających prekambryjskie podłoże krystaliczne w Polsce NE (Cymerman, 2004a, c). W 103 otworach nawiercono łącznie ponad 100 tysięcy metrów w skałach krystalicznych. W złożu Krzemianka odwiercono 73 otwory, a w złożu Udryń — 12 otworów. Powszechnie przyjmuje się, że SAM jest zasadową intruzją typu syntektonicznego, powstałą w strefie dużego, równoleżnikowego rozłamu tektonicznego (np. Juskowiak, 1971, 1973; Ryka, 1973, 1982, 1998). Tylko pierwsza część tego założenia jest zgodna z wynikami analizy strukturalnej i kinematycznej rdzeni z SAM. Jednak w świetle tej analizy nie ma żadnych dowodów na istnienie hipotetycznego, równoleżnikowego rozłamu tektonicznego na obszarze SAM (Cymerman, 2007; w druku).

Wyniki szczegółowej analizy strukturalnej rdzeni z otworów w SAM stworzyły możliwość przedstawienia geometrii oraz ewolucji tektonicznej tego masywu (Cymerman, 2004c). Na terenie SAM są łącznie ponad 3 tys. stref podatnego ścinania, które powstały prawdopodobnie w wyniku długotrwałych procesów podczas deformacji  $D_1$  (*op. cit.*).



**Ryc. 3.** Czerwony gnejs blastomyloniczny. Nasuwce ścinanie podatne wyrażone intensywnym rozwojem porfiroklastów typu  $\sigma$  oraz struktury mylonitycznej typu S-C. Przekrój prostopadły do foliacji  $S_1$  i równoległy do lineacji elongacyjnej  $L_1$  (z rozciągania). Otwór wiertniczy Michałowo IG 1; głębokość 579,0 m

**Fig. 3.** Red blastomylonitic gneisses. Thrusting sense of ductile shear is defined by the intensive development of feldspar  $\sigma$ -type porphyroclasts and S-C mylonitic structure. Section perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  elongation lineation (extensional). Michałowo IG 1 borehole; depth 579.0 m



**Ryc. 4.** Mapa strukturalno-kinematyczna suwalskiego masywu zasadowego z lokalizacją wybranych otworów wiertniczych. Litery w ramkach wskazują reżim deformacji: E — ekstensja, T — nasunięcia, Tr — transpresja. Pozostałe objaśnienia jak pod ryc. 2

**Fig. 4.** Structural-kinematic sketch-map of the Suwałki basic massif with the location of selected boreholes. The letters in boxes indicate the strain regime: E — extension, T — thrusting, Tr — transpression. For other explanations, see Figure 2

**Ryc. 5.** Nasuwcze ścinanie proste wyrażone intensywnym rozwojem porfiroklastów typu  $\sigma$  oraz struktury mylonitycznej typu S-C. Czerwony gnejs blastomylonityczny i zgodne warstwy zmylonityzowanego kwarcu. Przekrój prostopadły do foliacji  $S_1$  i równoległy do lineacji elongacyjnej  $L_1$  (z rozciągania). Otwór wiertniczy Krzemianka IG 57; głębokość 1893,9 m

**Fig. 5.** Thrusting sense of simple shear is defined by the intensive development of feldspar  $\sigma$ -type porphyroclasts and S-C mylonitic structure. Red blastomylonitic gneisses and concordant layers of mylonitised quartz. Section perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  elongation lineation (extensional). Krzemianka IG 57 borehole; depth 1893.9 m

Zróznicowane skały mylonityczne powstały w warunkach podatnego ścinania prostego (ryc. 5) podczas nasunięciowej deformacji  $D_1$ , a lokalnie także deformacji transpresyjnej we wschodniej części SAM. Rozkład odkształcenia w poszczególnych strefach ścinania mógł się zmieniać w przestrzeni (zmiana lokalizacji stref ścinania), a także w czasie (poligeniczność rozwoju stref ścinania). Rozpoznanie polifazowej historii deformacji i ewolucji stref ścinania jest jednak niezwykle trudne i wymaga ilościowej



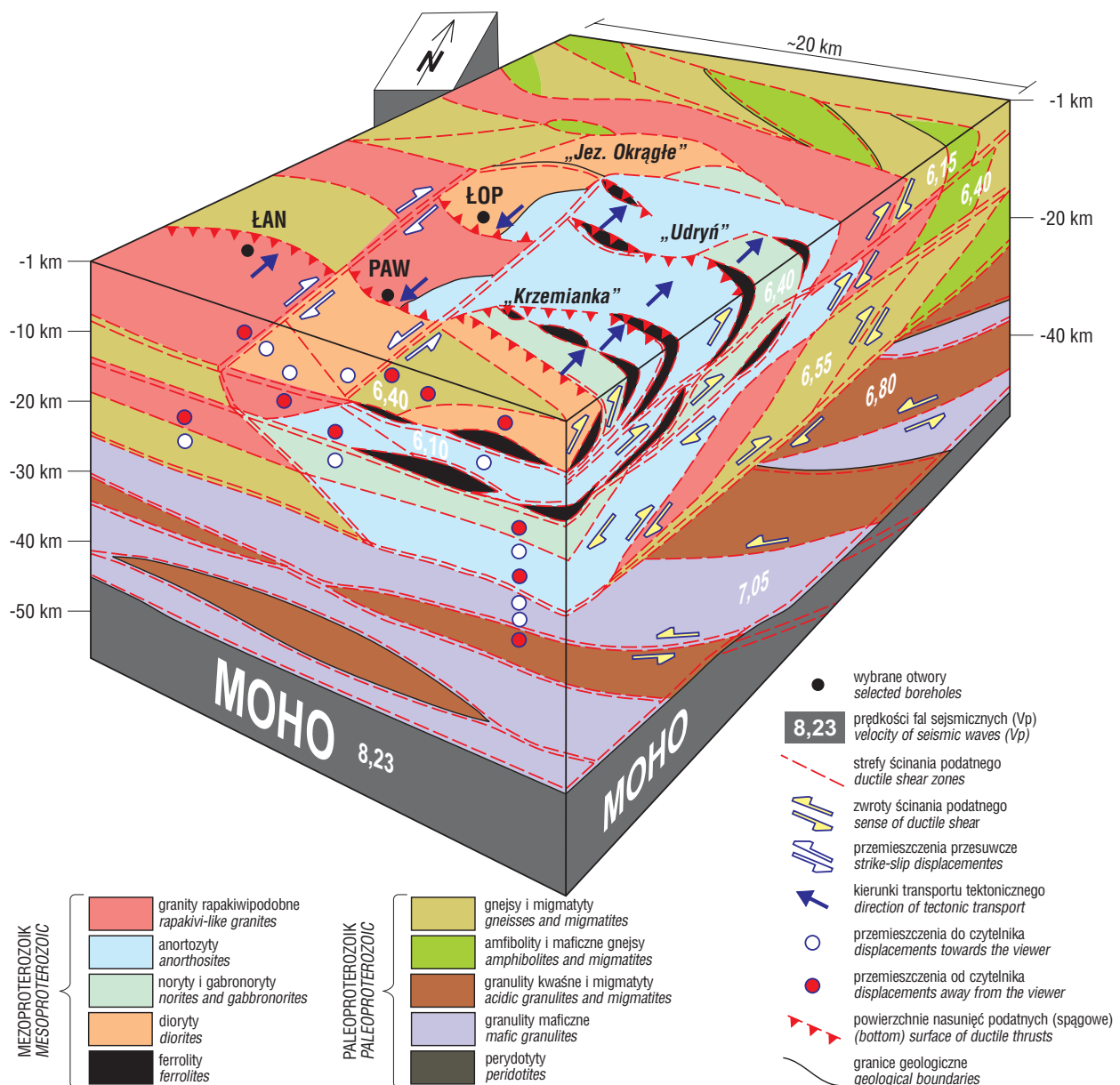


charakterystyki rozkładu przestrzennego i czasowego deformacji. Na podstawie niezorientowanych i radiometrycznie nie datowanych rdzeni z otworów w SAM jest to zadanie niewykonalne. Przy obecnym stanie rozpoznania strukturalnego i kinematycznego SAM można jedynie umownie zakładać progresywny rozwój struktur tektonicznych w miarę stałych warunkach kinematycznych.

Prawdopodobny, trójwymiarowy kształt podatnych pakietów nasunięciowych SAM jest zbliżony do silnie spłaszczonych makrosoczew lub makrowrzecion o kierunku dłuższej osi zbliżonym do NNE-SSW (ryc. 6). Mogą występować tam także większe struktury nasunięciowe, być może z malejącym kątem zapadania spągowej powierzchni nasunięcia wraz z głębokością. Taka interpretacja geometryczna jest zgodna ze stopniowym zmniejszaniem kąta upadu foliacji  $S_1$ , co jest wynikiem malejących naprężeń dyferencjalnych wraz z głębokością. Prawdopodobnie znaczący udział w rozwoju takich struktur miały procesy tzw. zmiękczenia deformacyjnego (ang. *strain softening*), które doprowadziły do rozwoju słabszych reologicznie powierzchni anizotropii w wyniku topienia cząstkowego. Naprężenia dyferencjalne były znacząco obniżane w miejscach pojawienia się stopu granitoidowego.

Analiza strukturalna i kinematyczna SAM wskazuje na rozwój głównie domen spągowych i (lub) frontalnych łusek ponasuwanych ku NE (ryc. 6). Do przemieszczania ku NE pakietów nasunięciowych w formie cienkich łusek doszło w czasie deformacji kompresyjnej  $D_1$  w warunkach amfibolitowej, a może i granulitowej facji metamorfizmu regionalnego. Do zlokalizowanej deformacji doszło w warunkach podatnych prawdopodobnie już po orogenezie gotyjskiej, to jest około 1,5 mld lat temu. Wiek krystalizacji masywu suwalskiego i związanych z nim rud Fe-Ti-V oznaczono izochronową metodą Re-Os na około 1,56 mld lat (Stein i in., 1998; Morgan i in., 2000; Wiszniewska, 2002). Młodszy wiek otrzymano jednak inną metodą izotopową z magmowych cyrkonów z otworu Krzemianka IG

softening), które doprowadziły do rozwoju słabszych reologicznie powierzchni anizotropii w wyniku topienia cząstkowego. Naprężenia dyferencjalne były znacząco obniżane w miejscach pojawienia się stopu granitoidowego.



**Ryc. 6.** Blokdiagram interpretacyjny rozwoju podatnych nasunięć podczas post-gotyjskiej deformacji (orogeneza duńsko-polska) na obszarze SW części masywu suwalskiego

**Fig. 6.** Schematic block-diagram of the development of ductile sheet thrusts during the post-Gothian deformation (Dano-Polonian orogeny) from the SW part of the Suwałki Massif

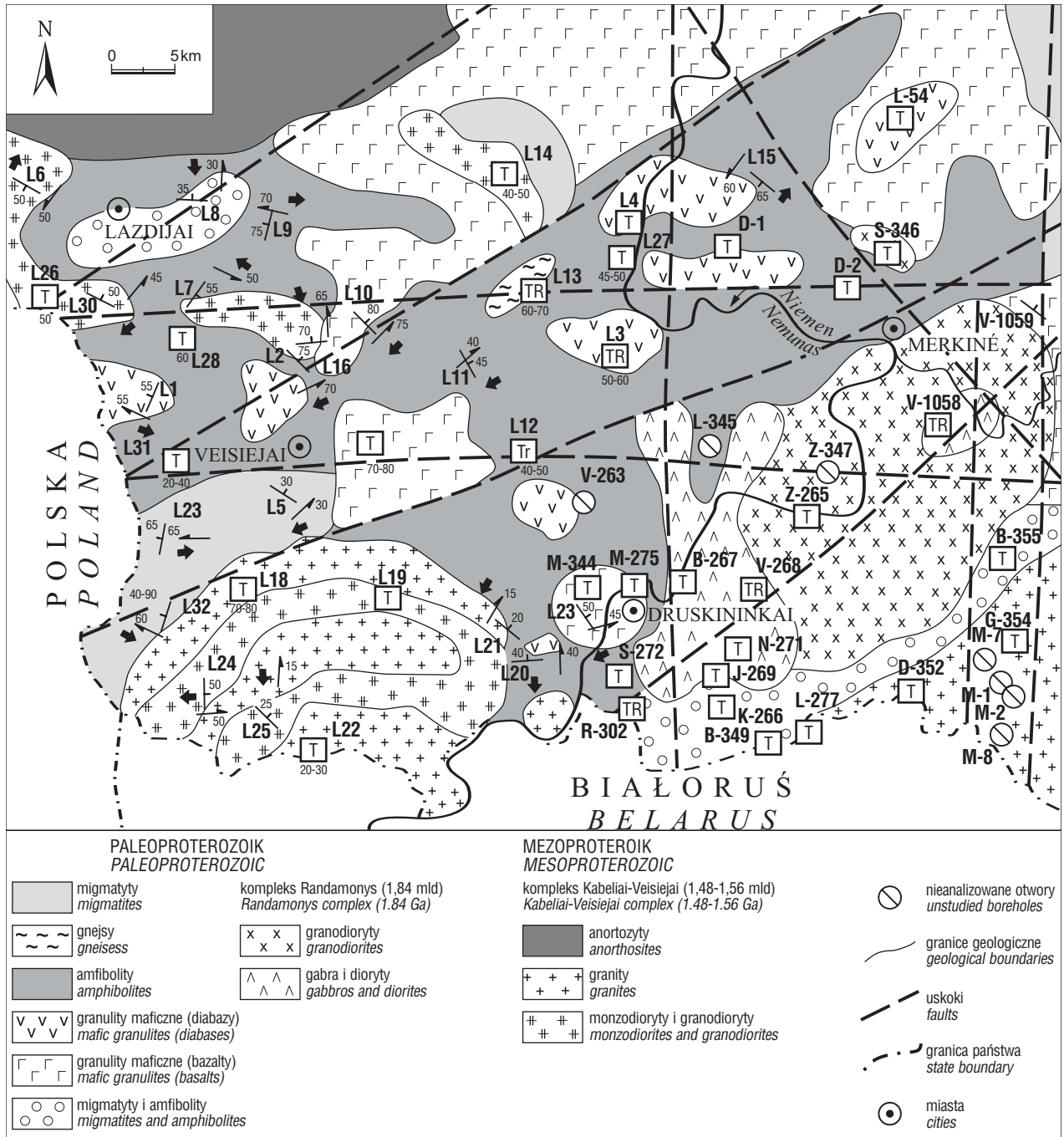
21, który wynosi  $1512 \pm 4$  mln lat i z otworu Boksze PIG 1 —  $1513 \pm 4$  mln lat (Wiszniewska i in., 2002).

Nowy model tektoniczny z dominującą rolą procesów dynamometamorficznych w uformowaniu struktury SAM neguje dotychczasowy model diapirowego pochodzenia tego masywu (Juskowiak, 1971, 1993; Wiszniewska, 2002). Juskowiak (1993) zakładał dwudzielność SAM na starszą osłonę metamorficzną, zbudowaną z diorytydów i gabronorytów, oraz młodszego jądra z anortozytami i norytami, wypiętrzonymi blokowo lub wyniesionymi w formie diapiiru. Model diapirowej intruzji suwalskiej nie jest do utrzymania w świetle pierwszej analizy strukturalnej SAM

(Cymerman, 2004c). Dwudzielność SAM na starszą osłonę i młodsze jądro masywu stoi także w sprzeczności z wynikami datowań cyrkonów z otworów Boksze PIG 1 (osłona SAM) i Krzemianka IG 21 (jądro SAM), w których stwierdzono prawie identyczne wieki krystalizacji cyrkonów — około 1512–1513 mln lat (Wiszniewska i in., 2002).

### Region Lazdijai (SW Litwa)

W regionie Lazdijai prowadzono obserwacje strukturalne i kinematyczne rdzeni z 56 otworów (spośród 62) nawierających skały krystaliczne (ryc. 7). Na podstawie



**Ryc. 7.** Mapa geologiczna regionu Lazdijai (wg Motuzy, 2004) z danymi strukturalnymi z otworów (skrótowy liter z numerem). Litery w ramkach wskazują reżim deformacji: E — ekstensja, T — nasunięcia, Tr — transpresja. Pozostałe objaśnienia jak pod ryc. 2

**Fig. 7.** Geological map Lazdijai region (based on Motuza, 2004) with structural data from boreholes (abbreviations of letters with a number). The letters in boxes indicate the strain regime: E — extension, T — thrusting, Tr — transpression. For other explanations, see Figure 2



orientacji foliacji  $S_1$  i występującej na niej lineacji  $L_1$  oraz wskaźników kinematycznych (ryc. 8, 9) dla 33 otworów wyznaczono kierunki transportu tektonicznego.

Na obszarze SW Litwy występują mylonity, które powstały w wysokich temperaturach — w facji amfibolitowej do granulitowej. Mylonity wysokotemperaturowe są na ogół granoblastyczne i względnie grubokrystaliczne, a ich mikrowięźba, z uporządkowaną orientacją kształtów ziaren mineralnych, może być słabo rozwinięta lub nawet może nie występować (Harwegh & Handy, 1996; Lafrance i in., 1998; Hanmer, 2000). Takie wykształcenie więźby powoduje trudności w odróżnieniu struktur mylonitycznych powstałych w warunkach synkinematycznych (dynamicznych) od postkinematycznych (quasi-statycznych) i w rozpoznaniu mylonitów powstałych w wysokich temperaturach.

Skały mylonityczne (ryc. 8, 9) nawiercone w otworach w regionie Lazdijai uznawano za sukcesje laminowanych skał suprakrustalnych. W kilku otworach (Z-347, S-346, V-1058) w granodiorytach kompleksu Randomonys stwierdzono lokalnie przejawy ścinania prostego ze słabym rozwojem struktur mylonitycznych typu S-C, a także foliację magmową  $S_0$ .

Ogólnie w regionie Lazdijai procesy ścinania prostego doprowadziły do powstania skał mylonitycznych o różnym stopniu rozwoju (od protomylonitów po ultramylonity, a nawet pseudotachylity). Skały mylonityczne szczególnie licznie występują w otworach L5, L10, L12, L17, L24, L27, L28, L29, L32, B-267, R-302, V-268, N-271, J-269, B-349, K-266 i B-355. Heterogenicznie zmylonityzowane skały rozwijały się z kwaśnego i z zasadowego protolitu magmowego, tworząc ortognejsy lub metagabra i ortoamfibolity, oraz prawdopodobnie z suprakrustalnych sekwencji osadowych lub wulkanicznych (paragnejsy, paraamfibolity). We wszystkich otworach ze skałami metamorficznymi z okolic Lazdijai stwierdza się struktury mylonityczne typu S-C, jednak o różnym stopniu wykształcenia (ryc. 8, 9). Złożona struktura mylonityczna typu S-C tworzy faktycznie foliację metamorficzną (mylonityczną)  $S_1$ .

W większości otworów z regionu Lazdijai kąty upadu foliacji  $S_1$  oscylują w granicach 50–70° (ryc. 8, 9). Tylko w otworach L2, L9, L10, L13, L16, L17, L23, L28, L32, L-277 i D-2 kąty upadu foliacji  $S_1$  są większe od 75°, a lokalnie pionowe. W otworach L4, L5, L8, L21, L22, L25, L27, L31, L57 i B355 kąty upadu foliacji  $S_1$  są na ogół mniejsze od 40°. W nielicznych otworach upady foliacji  $S_1$  są bardzo zmienne. Lineacja  $L_1$  jest nachylona prawie równoległe do kierunku upadu foliacji  $S_1$ . Tylko w otworach L3, L13, L27, R-302 i B-355 lineacja  $L_1$  jest prawie horyzontalna, a w otworach D-1, V-1058 i G-354 jest ona miejscami zmienna.

Analiza strukturalna rdzeni z regionu Lazdijai wykazała dominację nasunięciowego typu deformacji (ryc. 7, 8, 9). Taki reżim deformacji doprowadził do rozwoju licznych, podatnych



**Ryc. 8.** Heterogeniczny i zlokalizowany rozwój stref ścinania podatnego w monzodiorytach i granodiorytach kompleksu Veisiejai. Zwrot ścinania „strop” ku górze otworu (pojedyncze czerwone strzałki) wyznaczony przez struktury mylonityczne typu S-C oraz mikroklinowe porfiroklasty typu  $\sigma$  i rzadko typu  $\delta$ . Przekroje rdzeni równoległe do foliacji  $S_1$  i prostopadłe do lineacji  $L_1$ . Otwór Lazdijai 30. Próby rdzeni z głębokości od 631,2 (prawa strona fotografii) do 923,5 m (lewa strona fotografii)

**Fig. 8.** Heterogenic and localized development of ductile shear zones in monzodiorites and granodiorites from the Veisiejai complex. Reverse sense of ductile shear (single red arrows) defined by S-C type of mylonitic structures, and  $\sigma$ -type and rare  $\delta$ -type microcline porphyroclasts. Section perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Lazdijai 30 borehole. Core samples from depths of 631.2 (right) to 923.5 m (left)



**Ryc. 9.** Przykłady gnejsów laminowanych, gnejsów oczkowych i granitów drobnokrystalicznych, słabo zdeformowanych. Stałe upady foliacji  $S_1$ . Zwrot ścinania podatnego „strop” ku górze otworu (pojedyncze czerwone strzałki) wyznaczony przez typ  $\sigma$  porfiroklastów mikroklinu i plagioklazów oraz strukturę mylonityczną typu S-C. Przekroje rdzeni prawie równoległe do foliacji  $S_1$  i prostopadłe do lineacji  $L_1$ . Otwór Lazdijai 5. Próby rdzeni z głębokości od 468,0 do 498,7 m

**Fig. 9.** Examples of laminated gneisses, augen gneisses and fine-grained granites, a weakly deformed. Constant dips of  $S_1$  foliation. Sense of ductile shearing with the top upwards of borehole (single red arrows) defined by  $\sigma$ -type microcline and plagioclase porphyroclasts and S-C type mylonitic structure. Section perpendicular to  $S_1$  foliation and parallel to  $L_1$  lineation. Lazdijai 5 borehole. Core samples from depths of 468.0–498.7 m



nasunięć pakietów (domen) skalnych o zwrocie ku górze wiercenia. Wybitnie nasunięciowy (kompresyjny) reżim deformacji stwierdzono w większości otworów z regionu Lazdijai. Deformacje, które powstały w warunkach przejściowych — od reżimu nasunięciowego do transpresyjnego (ze składową prawoskrętną) rozpoznano w otworach L23, L25, L32, D-1, V-1058 i G-354, a ze składową lewoskrętną w otworach L11 i L19. Tylko w otworze R-302 stwierdzono przemieszczenia typu przesuwczego (składowa prawoskrętna?). Rzadkie i młodsze struktury ekstensyjne rozpoznano w otworach L16, L6, V-68, B-49 i B-355.

Autor dotarł jedynie do 28 pomiarów skrzywienia osi otworu, wykonanych w 23 otworach z regionu Lazdijai. Były one mało przydatne w ustalaniu orientacji foliacji  $S_1$ , ponieważ metoda określania orientacji struktur na podstawie skrzywienia otworu może być stosowana tylko wówczas, gdy przewiercono co najmniej 100 metrów w skałach krystalicznych, a warunek ten spełnia tylko 7 otworów (L1, L2, L10, L13, L16, L18, L30). W 6 z nich foliacja  $S_1$  zapada pod średnimi kątami ku NNE lub NE, w jednym ku SW. Dane te wskazują na prawdopodobny regionalny bieg foliacji  $S_1$  w kierunku NW-SE, czyli prostopadle do dotychczas zakładanego kierunku NE-SW (Motuza & Skridlaite, 2001; Motuza, 2004).

W regionie Lazdijai z 30 otworów pobrano około 100 rdzeni zorientowanych względem północy, z których autor zbadał tylko 35 fragmentów. W większości przypadków brak danych archiwalnych o skrzywieniu osi otworu uniemożliwia potwierdzenie archiwalnych danych o orientacji foliacji  $S_1$  w tych orientowanych rdzeniach. Stopień wiarygodności danych o orientacji foliacji  $S_1$  jest uzależniony od dokładności geofizycznych pomiarów skrzywienia osi otworów, a także kąta nachylenia osi — im większy ten kąt, tym bardziej dokładny pomiar.

### Interpretacja tektoniczna

Podsumowując rozważania na temat orientacji głównych elementów strukturalnych SW Litwy i SAM należy podkreślić, że różne dane o orientacji foliacji  $S_1$  (pomiaru skrzywienia osi otworu lub zorientowane rdzenie) wskazują na dominację jej biegu w kierunku NW-SE lub WNW-ESE (ryc. 4, 6, 7). Dane te potwierdza także analiza zespołów skalnych o podobnych asocjacjach mineralnych w sąsiednich otworach i ich najlepsza korelacja w kierunku NW-SE. Dotyczy to zwłaszcza obszarów złożowych SAM (Cymerman, 2004c). Jednak na obszarze złóż Krzemianka i Udryń foliacja  $S_1$  zapada głównie ku SW. Na pozostałym obszarze NE Polski i SW Litwy upady foliacji  $S_1$  są najczęściej skierowane ku NE lub NNE; w nielicznych otworach foliacja  $S_1$  może zapadać także ku SW i SSE. Znacznie rzadsze i mniej wiarygodne są biegi foliacji  $S_1$  w kierunku NE-SW z upadami skierowanymi ku NW lub SE.

Obecnie wydaje się, że kontrowersyjne zagadnienie przebiegu foliacji mylonitycznej  $S_1$  w kierunku NW-SE *versus* NE-SW w zachodniej części EEC (Cymerman, 2004a, 2006) jest rozstrzygnięte na korzyść przyjmowanego regionalnego przebiegu foliacji  $S_1$  w kierunku NW-SE. Cymerman (2004a) zakładał, że orientacja foliacji  $S_1$  w NE Polsce jest regionalnie zróżnicowana. We wschodniej części Pomorza, na Warmii, w zachodniej części Mazur i w północnej części Mazowsza foliacja  $S_1$  miała mieć przebieg w kierunku NE-SW. Taki bieg foliacji  $S_1$  byłby prostopadły do przebiegu foliacji  $S_1$  w kierunku NW-SE,

dominującego w całej wschodniej części Polski, a także prostopadły do zakładanych biegow foliacji  $S_1$  w terranie zachodnioliteńskim (Skridlaite & Motuza, 2001). Po ponownej analizie danych geofizyki otworowej z NE Polski i badaniach strukturalnych całego SAM autor doszedł do wniosku, że dominująca orientacja foliacji  $S_1$  ma kierunek zbliżony do NW-SE nie tylko na obszarze Podlasia i Suwalszczyzny, jak wcześniej zakładał (Cymerman, 2004a), ale także we wschodniej części Pomorza, na Warmii i Mazurach. Upady foliacji  $S_1$  są prawdopodobnie skierowane ku NE do NNE na obszarze większej części Polski NE, natomiast upady foliacji  $S_1$  ku SW charakteryzują jedynie lokalnie amfibolity okolic Łomży i część W osłony SAM oraz same obszary złożowe SAM (Cymerman, 2004c). Takie stałe, regionalne biegi foliacji  $S_1$  w powiązaniu z dominującym nasunięciowym, miejscami transpresyjnym, reżimem deformacji wskazują na przemieszczanie wyżejległych domen strukturalnych (i litotektonicznych) ku SW na większym obszarze NE Polski, a także SW Litwy. Z drugiej strony, przemieszczenia ku NE są bardzo dobrze udokumentowane na obszarze SAM, a zwłaszcza obydwu części złoża Krzemianka (ryc. 4, 6).

Stwierdzenie na obszarze złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń, a także w okolicy Jeziora Okrągłego i Jeleniewa przemieszczeń wyżejległych domen (cienkich łusek) ku NE, wśród podobnych domen, ale przemieszczanych ku SW, świadczy o istnieniu na obszarze SAM ruchów przesuwczych do transpresyjnych między domenami strukturalnymi o odmiennym zwrocie transportu tektonicznego (ryc. 6). Prawdopodobna, lewoskrętna strefa przesuwcza lub transpresyjna znajduje się na W od obydwu obszarów złożowych Krzemianki. Z kolei prawdopodobna prawoskrętna strefa przesuwcza lub transpresyjna jest zlokalizowana kilka km na E od złoża Udryń.

Zakładając, że poprawnie została ustalona regionalna orientacja foliacji  $S_1$  (biegi mniej lub bardziej zorientowane w kierunku NW-SE i upady na ogół ku NE) i biorąc pod uwagę to, że prawie we wszystkich zbadanych otworach NE Polski i SW Litwy udokumentowano kompresyjny (nasunięciowy) reżim deformacji, należy przyjąć dominujący transport tektoniczny domen strukturalnych ku SW w całej zachodniej części EEC. W takim modelu tektonicznym domeny frontalne łusek (podatnych nasunięć) będą zorientowane na ogół w kierunku NW-SE. Natomiast strukturalne domeny boczne (lateralne) powinny przebiegać w kierunku NE-SW i wyrażać się rozwojem stref podatnego ścinania ze stromymi orientacjami foliacji  $S_1$  i przemieszczeniami przesuwczymi. Prawoskrętne ruchy przesuwcze powinny charakteryzować NW skrzydła takich domen, a przemieszczenia ze składową lewoskrętną skrzydła SE.

Wyraźne, bardzo zróżnicowane anomalie magnetyczne i grawimetryczne na obszarze zachodniej części EEC (Wybraniec, 1999) przypuszczalnie wyrażają także trójwymiarowe formy podatnych łusek lub ich wielozestawów. Struktury te powstały najprawdopodobniej podczas kolizji terranu bałtyckiego (Cymerman, 2004a), określanego także jako terran zachodnioliteński (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite & Motuza, 2001) czy też jako terran polsko-litewski (Bogdanova, 2005) z terranem polsko-łotewskim (Cymerman, 2004a), inaczej definiowanym jako litewsko-białoruski (Bogdanova, 2005), czy wcześniej jako wschodnioliteński (Bogdanova i in., 1996; Skridlaite & Motuza, 2001). Silnie zróżnicowane przemieszczenia nasuwcze do transpresyjnych wzdłuż heterogenicznych stref ścinania doprowadziły do powstania złożonych struktur o cechach wielozestawów łusek. Te wielozestawy są zbudowane z wielu domen gór-

noskorupowych, uformowanych w warunkach facji amfibolitowej, czasem przekładanych tektonicznie przez domeny dolnej skorupy, ze skałami powstałymi w warunkach facji granulitowej.

Skały mylonityczne powstały w warunkach podatnego ścinania prostego podczas nasunięciowej do transpresyjnej deformacji (ze składową prawoskrętną). Przyjmowano, że do tej deformacji doszło podczas swekofeńskiej kolizji płyty fennoskandzkiej z paleokontynentem Sarmacji (Gorbatshev & Bogdanova, 1993; Bogdanova, i in., 1994, 1996; Bogdanova & Gorbatshev, 1997). Czas tych procesów orogenicznych wahał się od około 1800 do 1650 mln lat (Elming i in., 1998). Założenia te są ogólnie zgodne z datowaniami radiometrycznymi hornblendy z południowej Litwy i zachodniej Białorusi. Otrzymane tam — za pomocą metody  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  — wieki „plateau” wahają się pomiędzy 1670 a 1620 mln lat (Bogdanova i in., 1996, 2001). Jednak datowania metodą  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  hornblendy z regionu Lazdijai i biotyty z kompleksu mazurskiego wskazują albo na silną przebudowę tektonotermalną starszych skał i magmatyzm około 1,50–1,45 mld lat temu (Bogdanova i in., 1996, 2001) lub wiek ochłodzenia około 1,42–1,43 mld lat (Dörr i in., 2001).

Bogdanova (2001) zaproponowała wprowadzenie terminu orogeneza duńsko-polska w celu wyjaśnienia intrakratonicznych deformacji, które nastąpiły na obszarze W części EEC 1,50–1,45 mld lat temu. W czasie tej orogenezy doszło do intensywnego rozwoju stref podatnego ścinania, przeważnie w reżimie kompresyjnym (Cymerman, 2004a, b, c), przebudowy litosfery aż do górnego płaszcza (Środa i in., 1999; Czuba i in., 2002) i obfitego topnienia i magmatyzmu typu AMCG (Wiszniewska i in., 2002; Skridlaite i in., 2003). Z południowej Szwecji opisano kompresyjną deformację przedswekonorweską (ca. 1,46–1,42 mld lat) i wysokotemperaturowy metamorfizm (Söderlund, 1999), a także synchroniczny magmatyzm typu AMCG i dajki zasadowe (Čečys, 2004; Söderlund i in., 2005).

W świetle tych doniesień wydaje się, że podatne strefy ścinania w zachodniej części EEC, a zwłaszcza w skałach granulitowych i migmatytach także mogły powstać w czasie orogenezy duńsko-polskiej, to jest około 1,5–1,4 mld lat temu. W wyniku tej orogenezy doszło do synchronicznej lub nieco późniejszej, postścięciowej, silnej rekrystalizacji ziarna, procesów migmatytyzacji i lokalnego umiejscawiania późnoroogenicznych intruzji. Procesy migmatytyzacji o różnej intensywności i odmiennym rozwoju neosomów spowodowały trudności w odróżnianiu zmylonizowanych gnejsów warstewkowych od migmatytów stromatytowych; blastomylonitycznych gnejsów oczkowych od migmatytów oftalmitowych, a także granitoidów zmylonizowanych od anatektycznych. Procesy migmatytyzacji i dynamicznej rekrystalizacji doprowadziły do zatarcia pierwotnych cech skały.

Po odrzuceniu tezy o istnieniu regionalnego, równoleżnikowego lineamentu odpowiedzialnego za powstanie magmowego kompleksu mazurskiego powraca zagadnienie typu magmatyzmu mezoproterozoicznego na obszarze Mazur, Suwalszczyzny i SW Litwy. Powstaje pytanie — czy magmatyzm ten jest anorogeniczny czy synkinematyczny? W świetle danych strukturalnych, a także geochronologicznych i petrologicznych wydaje się, że przejawy magmatyzmu typu AMCG (anortozyt-mangeryt-czarnokit-granit) i (lub) AMC (anortozyt-mangeryt-czarnokit) nie mogą być obecnie bezkrytycznie wiązane z ich anorogeniczną genezą (np. Bridwater & Windley, 1973; Windley, 1993; Dörr i in., 2002; Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in.,

2003). Dane strukturalne i kinematyczne z mezoproterozoicznego kompleksu mazurskiego i z masywu suwalskiego wskazują na dominację reżimu kompresyjnego, podobnie jak w ich paleoproterozoicznej osłonie (Cymerman, 2004a, c). W świetle nowych danych strukturalnych wydaje się, że kompleksy AMCG na obszarze zachodniej części EEC powstały w wyniku procesów syn- lub późnoroogenicznych. Jeżeli procesy te odbywały się 1,62–1,55 mld lat temu, to byłyby one związane z orogenezą gotyjską, a jeżeli kompleksy te są młodsze od 1,55 mld lat, to należy je wiązać z ostatnio wydzieloną orogenezą duńsko-polską (Bogdanova, 2001, 2005). Model nasunięciowej tektoniki w zachodniej części EEC znajduje swoje odpowiedniki w innych częściach świata, jak np. orogenach hudońskim (np. Asper i in., 2002), kadomskim (np. Brown, 1994) czy waryscyjskim (np. Cymerman, 1997).

## Wnioski

Wyniki analizy strukturalnej rdzeni z 255 otworów w prekambryjskim podłożu obszaru NE Polski i SW Litwy podważają koncepcję istnienia hipotetycznego, równoleżnikowego, wielkiego rozłamu litosfery (lineamentu) o długości kilkuset km, wykorzystanego przez magmatyzm typu AMCG na Mazurach, Suwalszczyźnie i SW Litwie. Zgromadzone dane strukturalne i kinematyczne ze skał kompleksu mazurskiego, w tym z najlepiej rozpoznanego otworami poszukiwawczymi obszaru SAM, a także z otoczenia tego kompleksu, między innymi na obszarze SW Litwy, wskazują na dominację reżimu kompresyjnego w mezoproterozoiku w całej zachodniej części EEC. Dlatego sugeruje się zaniechanie używania terminu granity anorogeniczne dla kompleksu mazurskiego i rozpatrywanie prawdopodobnie wielu cienkich i być może tektonicznie rozczłonkowanych ciał plutonicznych od Warmii, a może i Kaszub aż po okolice Grodna, jako syntektonicznych ciał magmowych, powstałych w wyniku mechanizmów tektoniki kompresyjnej lub transpresyjnej. Do ich umiejscawiania doszło prawdopodobnie w czasie orogenezy duńsko-polskiej.

Składam podziękowania kolegom z Litwy — Grazinie Skridlaite (Instytut Geologiczny w Wilnie) i Gediminasowi Motuzie (Uniwersytet Wileński) — którzy pomagali mi w czasie moich pobytów w Wilnie i w Viewis. Dziękuję również Pani Prof. Svetlanie Bogdanovej (Uniwersytet w Lund) za dyskusje na temat orogenezy duńsko-polskiej, a także Paniom Irenie Frątczak i Cecylii Paderewskiej — za wykonanie rycin.

## Literatura

- ANDERSSON J., SÖDERLUND U., CORNELL D., JOHANSSON L. & MÖLLER C. 1999 — Sveconorwegian (S-Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion. *Precambrian Res.*, 98: 151–171.
- ANDRÉASSON P.-G. & RODHE A. 1989 — Geology of the Protogine Zone south of Lake Vättern, southern Sweden: a reinterpretation. *Geol. Fören. Stockholm För.*, 112: 107–125.
- ASPLER L.B., CHIARENZELLI J.R. & MCNICOLL V.J. 2002 — Paleoproterozoic basement-cover infolding and thick-skinned thrusting in Hearne domain, Nunavut, Canada: intracratonic response to Trans-Hudson orogen. *Precambrian Res.*, 16: 331–354.
- BAGIŃSKI B. & KRZEMIŃSKA E. 2005 — Various kinds of charnockitic rocks from NE Poland. *Min. Soc. Poland — Sp. Papers*, 26: 13–17.
- BAGIŃSKI B., BOGDANOVA S.V. & WISZNIIEWSKA J. 1999 — The first results of P-T conditions of the emplacement of the multiphase Kościeryzna intrusion. 7<sup>th</sup> EUROBRIDGE Workshop „Between EUROBRIDGE and TESZ”. Suwałki-Szelment, Poland 26–30.05.1999: 3–4.



- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H. & WISZNIEWSKA J. 2001a — Mid-Proterozoic granitoids from the Mazury Complex (NE Poland): AMCG affinities? EUG XI J. Conf. Abstr., 6: 768.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.-C., MARTIN H., VANDER-AUWERA J. & WISZNIEWSKA J. 2001b — Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geol. Quart.*, 45: 33–52.
- BERTHELSEN A. 1988 — Boornholms Fjeld. *Bornholms Geologi. J. Int.*, 112: 325–343.
- BEUNK F.F., PAGE L.M., WIJBRANS J.R. & BARLING J. 1996 — Deformational, metamorphic and geochronological constraints from the Loftahammar-Linköping deformation zone (LZ) in SE Sweden: implications for the development of the Svecofennian Orogen. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 118 (Jubilee Issue), A9.
- BOGDANOVA S.V. & GORBATSCHEV R. 1997 — Major crustal boundaries of the East European Craton cut by the TESZ. *Terra Nostra* 97/11: 24–28.
- BOGDANOVA S.V. 2001 — Tectonic settings of 1.65–1.4 Ga AMCG magmatism in the Western East European Craton (Western Baltica). EUG XI J. Confer. Abstr., 6: 769.
- BOGDANOVA S.V. 2005 — The East European Craton: some aspects of the Proterozoic evolution in its south-west. *Min. Soc. Poland — Sp. Papers*, 26: 18–24.
- BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V. & GORBATSCHEV R. 1994 — Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: New tectonic implications for the East European Craton. *Precambrian Res.*, 68: 231–240.
- BOGDANOVA S.V., PAGE L.M., SKRIDLAITE G. & TARAN L.N. 1996 — The Proterozoic tectonothermal history of the western part of the East European Craton: implications from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *GFF*, 118 (Jubilee Issue): A11–A12.
- BOGDANOVA S.V., PAGE L.M., SKRIDLAITE G. & TARAN L.N. 2001 — Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: Ar/Ar geochronological constraints. *Tectonophysics*, 339: 39–66.
- BRIDWATER D. & WINDLEY B.F. 1973 — Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks, and crustal development in the North Atlantic Shield during the mid-Proterozoic. *Geol. Soc. South Africa Spec. Public.*, 3: 307–317.
- BROWN M. 1994 — The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: and migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Rev.*, 36: 83–130.
- CEČYS A. 2004 — Tectonic implications of the ca. 1.4 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. *Litholund theses No. 5*. Lund University: 115.
- CLAESSON S., BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V. & GORBATSCHEV R. 2001 — Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the east European craton. *Tectonophysics*, 339: 1–18.
- CYMERMAN Z. 1997 — Structure, kinematics and an evolution of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 1–120.
- CYMERMAN Z. 2004a — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 180: 1129.
- CYMERMAN Z. 2004b — Prekambrjskie struktury Bornholmu i ich odniesienia do regionu Kaszub. *Prz. Geol.*, 52: 593–602.
- CYMERMAN Z. 2004c — Strefy ścinań a mineralizacje suwalskiego masywu anortozytowego. *CAG PIG*.
- CYMERMAN Z. 2006 — Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych eksperymentu POLONAISE'97 dla polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188: 167–202.
- CYMERMAN Z. 2007 — Czy magmatyzm w mezoproterozoiku był anorogeniczny na Mazurach?. *Prz. Geol.* (w druku).
- CZUBA W., GRAD M., LUOSTO U., MOTUZA G., NASEDKIN V. & POLONAISE P5 Working Group 2002 — Upper crustal seismic structure of the Mazury Complex and Mazowsze Massif within East European Craton in NE Poland. *Tectonophysics*, 360: 115–128.
- DÖRR W., BELKA Z., MARHEINE D., SCHASTOK J., VALVERDE-VAQUERO P. & WISZNIEWSKA J. 2002 — U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury Complex, NE Poland. *Precambrian Res.*, 119: 101–120.
- DUCHESNE J.C., VANDER AUWERA J. & WISZNIEWSKA J. 1998 — Geochemical evidence of a crustal derivation of the Suwałki anorthosites (NE Poland). Abstract at EUROBRIDGE workshop, Tallin-Arbavere, June 2–4, 1998.
- ELMING S.A., MIKHAILOVA N.P. & KRAVCHENKO S.N. 1998 — The consolidation of the East European Craton: a paleomagnetic analysis of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield and tectonic reconstructions versus Fennoscandia. *Geophysical J.*, 20: 71–74.
- GORBATSCHEV R. & BOGDANOVA S.V. 1993 — Frontiers in the Baltic shield. *Prec. Research*. 64: 3–21.
- HANMER S. 2000 — Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *J. Struct. Geol.*, 22: 947–967.
- HARWEGH M. & HANDY M.R. 1996 — The evolution of high-temperature mylonitic microfabrics: evidence from simple shearing of a quartz analogue (norcamphor). *J. Struct. Geol.*, 18: 689–710.
- JUSKOWIAK O. 1971 — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 245: 7–172.
- JUSKOWIAK O. 1973 — Skały plutoniczne. [W:] Łaszkiwicz A. (red.), Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. cz. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 69–108.
- JUSKOWIAK O. 1993 — Podłoże krystaliczne Suwalszczyzny. *Przew.* 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Państw. Inst. Geol.
- KRAUSS M., FRANZ K.-M., HAMMER J. & LINDH A. 1996 — Zur Geologie der Smaland-Störungszone (SE-Schweden). *Z. geol. Wiss.*, 24: 273–282.
- KUBICKI S. & RYKA W. 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Wyd. Geol. LAFRANCE B., JOHN B.E. & FROST B.R.* 1998 — Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: examples from the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *J. Struct. Geol.*, 20: 945–955.
- MORGAN J.W., STEIN H. J., HANNAH J.L., MARKEY R.J. & WISZNIEWSKA J. 2000 — Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwałki Anorthosite Massif, Northeast Poland. *Miner. Deposita*, 35: 391–401.
- MOTUZA G. 2004 — The geological map of the Precambrian crystalline basement of Lithuania. *Lietuvos geologijos taryba*.
- PUURA V. & HUHMA H. 1993 — Paleoproterozoic age of the East Baltic granulitic crust. *Precambrian Res.*, 64: 289–294.
- ROMER R.L. & NISCA D.H. 1995 — Svecofennian crustal deformation of the Baltic Shield and U-Pb age of late-kinematic tonalitic intrusions in the Burträsk Shear Zone, northern Sweden. *Precambrian Res.*, 75: 17–29.
- RYKA W. 1973 — Struktury metamorficzne. [W:] A. Łaszkiwicz (red.), Skały platformy prekambryjskiej w Polsce; część 1 — podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68: 19–59.
- RYKA W. 1982 — Precambrian evolution of the Polish part of the East European Platform. *Geol. Quart.*, 26: 257–272.
- SKRIDLAITE G. & MOTUZA G. 2001 — Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. *Tectonophysics*, 339: 113–133.
- SKRIDLAITE G., WISZNIEWSKA J. & DUCHESNE J.-C. 2003 — Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: west of the East European Craton. *Precambrian Res.*, 124: 305–326.
- STEIN H.J., MORGAN J.W., MARKEY R.J. & WISZNIEWSKA J. 1998 — A Re-Os study of the Suwałki anorthosite massif, northeast Poland. *Geophys. J.*, 20: 111–114.
- STEPHENS M.B., WAHLGREN C.-H., WEIJERMARS R. & CRUDEN A.R. 1996 — Left-lateral compressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, southwestern Sweden. *Precambrian Res.*, 79: 261–279.
- ZRODA P. & POLONAISE P3 Working Group 1999 — P- and S-wave velocity model of the southwestern margin of the Precambrian East European Craton; POLONAISE'97, profile P3. *Tectonophysics*, 314: 175–192.
- WINDLEY B.F. 1993 — Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *J. Geol. Soc. London.*, 150: 39–50.
- WISZNIEWSKA J. & BAGIŃSKI B. 2001 — Geochronology of anorogenic magmatism in the Mazury Complex. *Min. Soc. Poland — Sp. Papers*, 19: 20–22.
- WISZNIEWSKA J. & KRZEMIŃSKA E. 2005 — Precambrian crystalline basement of northeastern Poland — new approach. *Min. Soc. Poland — Sp. Papers*, 26: 96–103.
- WISZNIEWSKA J. 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 401: 1–96.
- WISZNIEWSKA J., CLAESSON S., STEIN H., VANDER AUWERA J. & DUCHESNE J.C. 2002 — The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. *Terra Nova*, 14: 451–460.
- WISZNIEWSKA J., DUCHESNE J.C., CLAESSON S., STEIN H. & MORGAN J. 1999 — Geochemical constraints on the origin of the Suwałki anorthosite massif and related Fe-Ti-V ores, NE Poland (abstract). EUG 10. J. Conf. Abstr., 4: 686.
- WISZNIEWSKA J., DUCHESNE J.-C. & DOERR W. 2002 — Titanomagnetite and Cu-Co-Ni sulfide mineralization in the Suwałki and Sejny AMCG complexes (NE Poland). 11<sup>th</sup> Quadrennial IAGOD Symposium and GEOCONGRESS, 22–26 July 2002. Windhoek, Namibia.
- WISZNIEWSKA J., WYBRANIEC S. & BOGDANOVA S. 2000 — Combined geological and geophysical characteristics of AMCG complexes in NE Poland. The Abstract Volume of the 31 IGC in Rio de Janeiro, 6–17 August 2000.
- WYBRANIEC S. 1999 — Transformations and visualization of potential field data. *Polish Geol. Institute Spec. Papers*, 1: 1–88.

Praca wpłynęła do redakcji 15.03.2006 r.  
 Akceptowano do druku 03.01.2007 r.