

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Zbigniew Cymerman

*Analiza strukturalno-kinematyczna
i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna
masywu suwalskiego i jego otoczenia
(NE Polska)*



Tom 201

2014

Przewodnicząca

Komitetu redakcyjnego: Magdalena SIKORSKA-JAWOROWSKA (Warszawa)

Komitet redakcyjny:

Paweł ALEKSANDROWSKI (Wrocław)

Anna ANDRASZEK (Warszawa)

Józef CHOWANIEC (Kraków)

Dariusz GAŁĄZKA (Warszawa)

Monika JACHOWICZ-ZDANOWSKA (Sosnowiec)

Leszek KRZEMIŃSKI (Warszawa)

Sławomir OSZCZEPALSKI (Warszawa)

Teresa PODHALAŃSKA (Warszawa)

Olga ROSOWIECKA (Warszawa)

Sylwester SALWA (Kielce)

Mirosław SŁOWAKIEWICZ (Warszawa)

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Prace są indeksowane w *Bibliography and Index of Geology* American Geological Institute, Elsevier *GeoAbstracts*, *Bibliografii Geologicznej Polski*.

Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego jest publikowany zarówno w formie drukowanej, jak i elektronicznej (pliki pdf dostępne on-line: www.pgi.gov.pl). Wersja drukowana jest wersją pierwotną i oryginalną.

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Paweł Zawada, Anna Andraszek, Michał Dziubieli

Akceptował do druku 26.06.2014 r.

Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2014

ISSN 0866-9465

ISBN 978-83-7863-314-3

Adres redakcji:

Zakład Publikacji

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; tel. 22 45 92 480

Nakład 300 egz.

Druk: Drukarnia Braci Grodzickich Sp.j., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno

PRACE
PAŃSTWOWEGO
INSTYTUTU
GEOLOGICZNEGO

Zbigniew Cymerman

*Analiza strukturalno-kinematyczna
i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna
masywu suwalskiego i jego otoczenia
(NE Polska)*

*Structural and kinematic analysis
and the Mesoproterozoic tectonic evolution
of the Suwałki Massif and its surroundings
(NE Poland)*

Tom 201

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2014

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Zarys budowy geologicznej kratonu wschodnioeuropejskiego	7
Kompleks mazurski	10
Historia badań masywu suwalskiego	11
Budowa geologiczna masywu suwalskiego	11
Badania geofizyczne	13
Dane kartograficzne	14
Litologia i petrografia	16
Dane radiometryczne	29
Rozpoznanie wiertnicze	32
Budowa geologiczna złoża Krzemianka	36
Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka	37
Północno-wschodnia część złoża Krzemianka	40
Budowa geologiczna złoża Udryń	46
Badania strukturalne i kinematyczne	48
Uwagi metodyczne	49
Strefy ścinania podatnego	49
Złoże Krzemianka	54
Złoże Udryń	71
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	71
Strefy ścinania kruchego	76
Złoże Krzemianka	76
Złoże Udryń	78
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	78
Orientacja struktur tektonicznych w rdzeniach	79
Przebieg anomalii geofizycznych	79
Złoże Krzemianka	79
Złoże Udryń	80
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	81

Skrzywienia osi otworu	81
Złoże Krzemianka	81
Złoże Udryń	86
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	87
Złuszczenia rdzeni wiertniczych	87
Złoże Krzemianka	94
Złoże Udryń	95
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	96
Metoda przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych	96
Złoże Krzemianka	98
Złoże Udryń	100
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	101
Charakter deformacji	101
Złoże Krzemianka	101
Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka	101
Północno-wschodnia część złoża Krzemianka	102
Złoże Udryń	102
Pozazłożowa część masywu suwalskiego	103
Regionalne rozważania tektoniczne	106
Magmatyzm anorogeniczny czy synkinematyczny?	106
Rozważania ogólne	106
Baltika	107
Kompleks mazurski	108
Strefy ścinania płytkie czy głębokie?	109
Wielofazowa czy progresywna deformacja?	110
Biegi foliacji w kierunku NW–SE czy NE–SW?	111
Strukturalne uwarunkowania rozwoju mineralizacji rudnej	113
Dyskusja	115
Wnioski	116
Literatura	117
Summary	127
Tablice	133

Zbigniew CYMERMAN
Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski
ul. Jaworowa 19
53-122 Wrocław
e-mail: zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl

Abstrakt. Wykonano analizę strukturalną i kinematyczną nieorientowanych rdzeni (około 81 120 m) z 94 spośród 103 otworów wiertniczych, w skałach krystalicznych masywu suwalskiego (kompleks mazurski, północno-wschodnia Polska). Masyw ten o powierzchni około 250–300 km² jest zbudowany głównie z mezoproterozoicznych (kałym) anortozytów, norytów, diorytów oraz skał przejściowych. Szczególną uwagę zwrócono na rozpoznanie stref ścinania podatnego z foliacją mylonityczną S_M lub foliacją złożoną $S_M (\pm S_0)$, lineacją mylonityczną L_M i wskaźnikami kinematycznymi. Rozpoznano tam prawie 3500 lokalizacji z bardzo heterogenicznie wykształconymi strefami ścinania podatnego. Wyniki badań umożliwiły określenie kierunku transportu tektonicznego i charakteru deformacji, głównie na obszarze złoża Krzemianka. Kąty upadu foliacji S_M lub $S_M (\pm S_0)$ wynoszą przeważnie 50–60°, a lineacja L_M jest w przybliżeniu równoległa do kierunku upadu foliacji. Na podstawie różnych pośrednich danych, ale głównie z pomiarów skrzywienia osi otworów przyjęto, że bieg foliacji S_M w skali regionalnej jest zgodny z kierunkiem NW–SE do WNW–ESE. Prawie wszystkie wskaźniki zwrotu ścinania wskazują na inwersyjny (nasunięciowy) zwrot przemieszczeń tektonicznych z „góra” ku NE. Przemieszcze-

nia nasuwcze ku NE obejmowały głównie cienkie łuski tektoniczne (dupleksy) ze skałami zasadowymi razem z ferrolitami ze złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń. Liczne pakiety ciał rudnych znajdują się w domenach spagowych i/lub frontalnych pakietu łusek tektonicznych przemieszczanych z SW ku NE w warunkach podatnych. Niektóre z nich przypominają geometrycznie antyformalny pakiet (stos) łusek krystalicznych. Do przemieszczania tych pakietów nasuwczych ku NE doszło w czasie głównej deformacji kompresyjnej D_2 podczas orogenezy gotyjskiej (około 1,55–1,45 mld lat). Dla genezy masywu suwalskiego o typie AMCG, zgodnie z danymi strukturalnymi i kinematycznymi, zaproponowano model „cyfrowego (jęzorowego) wytapiania skorupowego”, podczas orogenezy duńsko-polonijnej (?późnogotyjskiej) ze skracaniem i nasunięciami podatnymi. Progresywna deformacja D_2 masywu suwalskiego nie była spowodowana kolapsem postkolizyjnym poprzednio pogrubionej tektonicznie skorupy. Ta deformacja D_2 wystąpiła podczas późnogotyjskiej i/lub duńsko-polonijnej orogenezy (ok. 1,55–1,45 mld lat) i charakteryzowała się także reżimem kompresyjnym do słabo transpresyjnego z młodszą deformacją D_3 z lokalnym słabym odkształceniem ekstensyjnym.

Słowa kluczowe: strefy ścinania, analiza kinematyczna, mylonity, podatne nasunięcia, otwory wiertnicze, złoża rud Fe-Ti-V Krzemianka, orogeneza duńsko-polonijna, masyw suwalski.

WSTĘP

Rosnące zapotrzebowanie na rudę żelaza szczególnie ze strony krajów rozwijających się (*Emerging Markets*) czyni poszukiwanie jej złóż oraz zrozumienie procesów prowadzących do ich powstania jednym z kluczowych wyzwań współczesnej geologii. Nawet światowy kryzys finansowy, nękający globalną ekonomię od 2008 r., nie zmniejszył za-

potrzebowania na rudę, ponieważ znaczna część popytu pochodzi z krajów „rynków wschodzących”, takich jak Indie czy Chiny, których rozwój gospodarczy nie uległ zahamowaniu. Większość złóż żelaza eksploatowanych w epoce industrialnej było złożami hematytowymi o zawartości Fe przekraczającej 70%. Tego typu złoża są powszechnie określane

angielskim terminem *Direct Shipping Ores* albo w skrócie DSO. Rosnące zapotrzebowanie na rudę żelaza po II Wojnie Światowej doprowadziło jednak do rozpoczęcia eksploatacji złóż uboższych w żelazo, takich jak rudy magnetytowe lub wstęgowe rudy żelaza (*Banded Iron Formations*). Te ostatnie wywodzą się ze skał osadowych wzbogaconych w tlenki żelaza, których depozycja zachodziła w warunkach morskich. Są one wyłącznie wieku prekambryjskiego i do ich powstania przyczyniły się specyficzne warunki panujące w tamtym czasie na Ziemi, przede wszystkim uboga w tlen atmosfera. Złoża wstęgowych rud żelaza tworzyły się na obszarach kratonicznych lub pasywnych krawędziach kontynentów w paleo- lub mezoproterozoiku. W wielu przypadkach złoża te wykazują czasowy i przestrzenny związek z tektoniką ekstensyjną, a w szczególności ze strefami inicjalnego ryftowania. Osobną kategorię stanowią złoża magmowe związane z proterozoicznymi kompleksami anortozytowymi, w których niektóre odmiany litologiczne wykazują znaczne wzbogacenie w tlenki żelaza. Chociaż fenomenowi tego, związanego z dyferencjacją magmy, nie do końca rozumiano, to opisywano z różnych masywów anortozytowych włączając również te, które występują na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego, w tym także na obszarze północno-wschodniej Polski (Juskowiak, 1965; Znosko, 1965a, b, 1973a, b; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kurbiel i in., 1979; Ryka, 1979, 1998a, b; Kubicki, 1984; Wiszniewska, 1993, 1998a, b, 2002; Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998; Parecki, 1998; Podemski, 1998).

Źródłem roztworów mineralnych zawierających żelazo jest górny płaszcz lub dolna skorupa, a drogami migracji tych roztworów – tektoniczne strefy rozłamowe przecinające całą skorupę lub jej fragmenty (Bril, Beaufort, 1989; Boiron i in., 1990; Munoz i in., 1991; Micklethwaite, Cox, 2004, 2006; Micklethwaite, 2007, 2009; Micklethwaite i in., 2010). Takie strefy rozłamowe cechują się podatnością na deformacje. W ciągu ostatnich kilkunastu lat coraz większą rolę przypisuje się procesom ścinania prostego w deformacji kompleksów skalnych na różnych poziomach litosfery (Alsop, 1994; Kleinschrodt, 1994; Keith i in., 1999; Cymerman, 1997, 2000; Nevez i in., 2000; Pawley, Collins, 2002; Pawley i in., 2002; Occhipinti, Reddy, 2004). Podkreślanie decydującej roli ścinania prostego (deformacji rotacyjnej) w procesach orogenicznych prowadzi między innymi do ustalania związków genetycznych między rozwojem stref intensywnych deformacji niekoaksjalnych a koncentracjami mineralizacji rudnych (Cox i in., 1987, 1991; Leclair i in., 1993; Piasecki, Cymerman, 1994; Haeussler i in., 1995; Lafrance i in., 1996, 1998, 2004; Zhang i in., 1997; Kisters i in., 1998; Nguyen i in., 1998; Blenkishop, 2002; Kolb i in., 2003; Micklethwaite, Cox, 2004; Monteiro i in., 2004; Goldfarb i in., 2005).

W polskiej literaturze geologicznej deformacje powstałe ze ścinania prostego i ich znaczenie w ewolucji górotworu były przedmiotem coraz liczniejszych badań z obszaru paleozoicznych orogenów południowo-zachodniej Polski (Cymerman, 1992, 1997, 2000; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006, 2010). Badania strukturalne i kinematyczne archiwalnych ma-

teriałów wiertniczych z proterozoicznego podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski (Cymerman, Wiszniewska, 1999; Cymerman, 2004a, b, 2006b, 2007) wskazują również, że rozwój heterogenicznych podatnych stref ścinania prostego jest cechą charakterystyczną polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Na tym obszarze w najbardziej północno-wschodniej części Polski znajduje się mezoproterozoiczny masyw suwalski. Dotychczasowe badania strukturalne nie obejmowały jednak analizy archiwalnych rdzeni wiertniczych wykonanych kilkadziesiąt lat temu na terenie masywu suwalskiego z występującymi w nich mineralizacjami Fe-Ti-V ze złóż rud Krzemianka i Udryń (Juskowiak, 1971, 1973; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Ryka, 1979, 1998a, b; Siemiątkowski, 1993, 1998; Znosko, 1993b; Parecki, 1993; 1998; Podemski, 1998; Wiszniewska, 1993, 1998a, b, 2002).

Od początku badań masywu suwalskiego, zagadnienia jego tektoniki były zmarginalizowane. Wyjątkiem były badania tektoniki kruchej, odnoszące się do rozwoju spękań tektonicznych, ciosu i uskoków (Saternus, 1993, 1998). Należy podkreślić, że nie kwestionowano decydującej roli procesów tektonicznych w powstaniu i ewolucji masywu suwalskiego podczas proterozoiku (Juskowiak, 1971, 1973, 1998; Kurbiel i in., 1979; Ryka, 1979, 1998a, b).

Było kilka przyczyn niewykonania dotychczas szczegółowej analizy strukturalnej tego masywu zasadowego. Przede wszystkim materiały wiertnicze ze złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń były poufne i niedostępne dla ogółu badaczy, oprócz nielicznych specjalistów, głównie petrografów i geologów złożowych, pracujących bezpośrednio przy dokumentowaniu tych złóż. Należy jednak zaznaczyć, że konieczność wykonywania analizy strukturalnej i opisu struktur tektonicznych z otworów wiertniczych przy licznie wtedy jeszcze wykonywanych wierceniach badawczych i poszukiwawczych na terenie Polski, zaczęto doceniać dopiero w drugiej połowie lat 80. ubiegłego stulecia (Cymerman, 1986; Mierzejewski, 1986, 1992a, b). Innym czynnikiem zniechęcającym do wykonania szczegółowych badań strukturalnych był fakt, że masyw suwalski jest zbudowany z zasadowych skał magmowych, a takie skały ze względu na ubóstwo struktur tektonicznych nie były i nie są interesującym obiektem badawczym dla tektoników. Od początków badania masywu suwalskiego zakładano umownie, że powinien on być ubogi w struktury tektoniczne, a jeżeli już tam występują, to są to tylko kruche struktury tektoniczne, głównie uskoki lub spękania tektoniczne (Saternus, 1993, 1998). Dodatkowym utrudnieniem analizy strukturalnej z omawianego masywu jest brak rdzeni wiertniczych zorientowanych bezpośrednio względem północy geograficznej.

Wykonanie szczegółowej analizy strukturalnej i kinematycznej rdzeni wiertniczych z tego masywu, a zwłaszcza jego obszarów złożowych było najważniejszym celem zrealizowanego w latach 2002–2004 grantu badawczego pt. „Strefy ścinania a mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego”, numer projektu 8 T12B 001 21, finansowanego ze środków Komitetu Badań Naukowych. Podobną analizę wykonano wcześniej, badając ok. 21 800 m rdzeni ze 103 archiwalnych otworów wiertniczych nawiercających podłożo

krystaliczne północno-wschodniej Polski (Cymerman, 2004a). Analiza ta nie obejmowała jednak rdzeni z otworów z masywu suwalskiego, oprócz otworów Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1, Żubryń IG 1 i Boksze PIG 1. Przedstawiono tam także sondażowe badania na wybranych kilkusetmetrowych odcinkach rdzeni z otworów: Jeleniewo IG 4 i Udryń IG 16.

Celem niniejszej monografii jest przedstawienie najważniejszych wyników szczegółowej analizy strukturalnej i ki-

nematycznej rdzeni wiertniczych z 94 otworów z masywu suwalskiego, a zwłaszcza z obszaru złoża Krzemianka. Wyniki podobnych badań z obszaru złoża rud Fe-Ti-V Udryń przedstawiono we wcześniejszej publikacji (Cymerman, 2006a). W celu pełniejszej charakterystyki struktur tektonicznych i ich związku z mineralizacjami rudnymi omawianego masywu magmowego, wcześniejsze wyniki (*op. cit.*) skrótkowo przedstawiono także w niniejszej publikacji.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

Prekambryjskie skały krystaliczne kratonu wschodnioeuropejskiego odsłaniają się na powierzchni terenu w postaci dwóch tarcz: bałtyckiej (Baltica) o powierzchni ok. 1,2 mln km² i ukraińskiej (Sarmatia) – ok. 0,14 mln km² (fig. 1). Pozostałe obszary tego kratonu, określane jako platforma wschodnioeuropejska lub paleokontynent Baltica, są przykryte młodszymi skałami osadowymi o zróżnicowanej miąższości, zmniejszającej się w kierunku tarczy bałtyckiej (Baltica) i ukraińskiej (Sarmatia).

Południowo-zachodnia granica kratonu wschodnioeuropejskiego nie została dotychczas jednoznacznie ustalona na obszarze Polski (Pożaryski, 1969; Znosko, 1972, 1979, 1986, 1998; Guterch i in., 1986, 1999; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Mazur, Jarosiński, 2006). Większość badaczy przyjmuje, że południowo-zachodnia granica kratonu wschodnioeuropejskiego pokrywa się ze strefą Teisseyre'a-Tornquista (*op. cit.*). Na podstawie danych geofizycznych sugerowano, że południowo-zachodnia krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego znajduje się kilkadziesiąt kilometrów na SW od czoła nasunięć kaledońskich (Królikowski, Petecki, 1997; Pożaryski, Nawrocki, 2000). Podłoże krystaliczne obniża się na peryferiach kratonu wschodnioeuropejskiego ku SW, w stronę strefy szwu transeuropejskiego (Berthelsen, 1993, 1998; Pharoah, 1999). Dolna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego przedłuża się znacznie ku SW poza strefę Teisseyre'a-Tornquista, aż po system uskoków Odry Środkowej (*op. cit.*). Obniżone części peryferyjne kratonu wschodnioeuropejskiego charakteryzują się dużym przyrostem miąższości skał osadowych i intensywną tektoniką uskokową, m.in. na terenie obniżenia brzeżnego i rowu lubelskiego (Znosko, 1965b, 1986, 1998; Kubicki, Ryka, 1982).

Od kilkadziesiąt lat model geotektoniczny przedstawiony przez Kubickiego, Rykę i Znoskę (1973) tłumaczył rozwój budowy geologicznej polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. W modelu tym wydzielono tzw. archaiczne masywy granitoidowe (mazowiecki, dobrzyński i pomorski) oddzielone od siebie wąskimi strefami fałdowymi (podlaską, ciechanowską i kaszubską) (Kubicki i in., 1973; Kubicki, Ryka, 1982; Znosko, 1998). Wyniki szczegółowej analizy strukturalno-kinematycznej archiwalnego materiału rdzeniowego zakwestionowały jednak ten ogólnie akceptowany schemat (Cymerman, 2004a, b). Nowa interpretacja tektoniczna opiera się przede wszystkim na rozpoznaniu na obszarze polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego

stref ścinania podatnego i heterogenicznej deformacji rotacyjnej na obszarach tzw. masywów granitoidowych i w tzw. strefach fałdowych. Podobne regionalne strefy ścinania podatnego stanowią nieodłączną część różnych pasm orogenicznych świata (Brown, 1994; Lafrance i in., 1996, 1998; Occhipinti, Reddy, 2004; Stewart i in., 2009; Gerbi i in., 2010).

W ciągu ostatnich dwudziestu lat opracowano nowe schematy budowy geologicznej i ewolucji kratonu wschodnioeuropejskiego (Huhma i in., 1991; Bogdanova, 2001, 2005, 2008; Motuza, 2005; Bogdanova i in., 2006, 2008; Korja i in., 2006). Na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoznano formacje geologiczne, które uznano za odpowiednik stref magmowych aktywnego brzegu kontynentu. Połączenie w jedną całość płyt Fennoskandii (Baltiki), Sarmacji i bloku Wołga-Ural, o odmiennej wewnętrznej budowie tektonicznej i ewolucji archaicznej lub proterozoicznej (Bogdanova i in., 2001, 2006, 2008), miało nastąpić około 1,85 mld lat temu. Między tymi płytami pozostały jednak linie podziału w postaci systemu ryfejskich, transkratonicznych aulakogenów, które prawdopodobnie wykorzystaly paleoproterozoiczne strefy szwów kolizyjnych (fig. 1).

Na obszarze północno-wschodniej Polski ma przebiegać granica między granulitowym terranem zachodnioliteńskim a słabiej zmetamorfizowanym terranem wschodnioliteńskim (Bogdanova, 2005; Motuza, 2005; Bogdanova i in., 2001, 2006, 2008). Według Cymermana (2004a) granica między tymi terranami jest wyrażona różnym stopniem metamorfizmu, a przede wszystkim wystąpieniami różnych ciał metabazytów, które mogą być rozczłonkowanymi tektonicznie fragmentami pierwotnej sekwencji ofiolitowej. Takie prawdopodobnie owalne ciała metabazytów występują od okolic Białowieży, Łomży, Wyszkowa i Tłuszcza, i dalej ku anomalii grawimetrycznej Magnuszewska-Głowaczowa. Dodatkowo, przyjmowane strefy kolizyjne wyznaczone są intensywnym rozwojem skał mylonitycznych. Cymerman (2004a) stwierdził, że rozwój skorupy prekambryjskiej polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego był uwarunkowany dwoma procesami tektonicznymi: reżimem kompresyjnym do transpresyjnego podczas orogenezy swekofeńskiej D₁ (około 1,95–1,85 mld lat) z rozwojem podatnych pakietów nasunięciowych, przemieszczanych głównie ku SW, znacznie rzadziej ku NE i N oraz późniejszą deformacją ekstensyjną D₂ podczas orogenezy gotyjskiej. Pierwsza

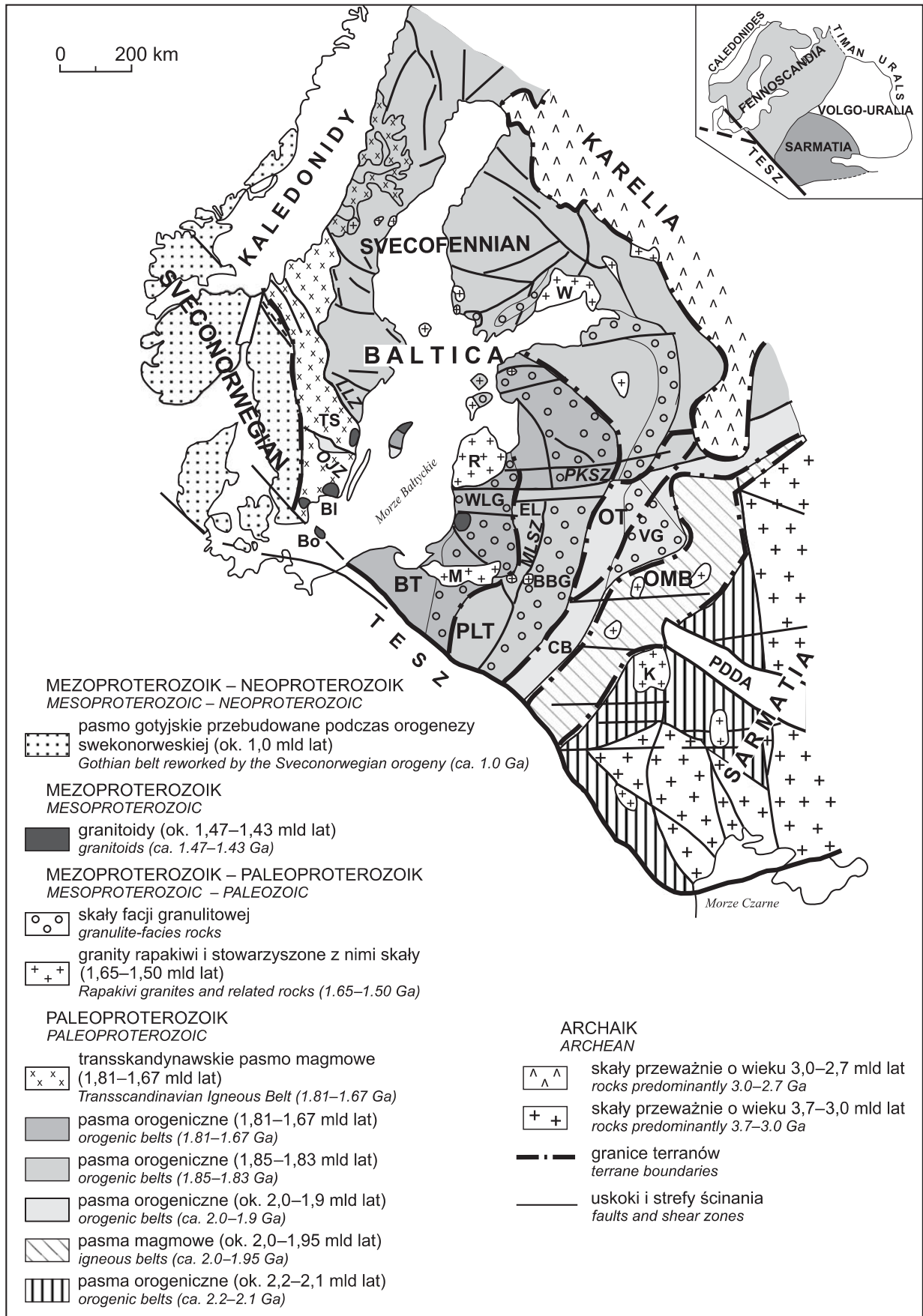


Fig. 1. Szkic tektoniczny kratonu wschodnioeuropejskiego (Bogdanova i in., 2001; zmieniony). Trzysegmentowy podział kratonu (wkładka w prawym narożniku według Bogdanovej i innych (1994))

BBG – granulitowe pasmo białorusko-bałtyckie, **BI** – granitoidy Blekinge, **Bo** – granitoidy Bornholmu, **BT** – terran perybałtycki, **CB** – pasmo środkowo-białoruskie, **EL** – pasmo wschodnioliteńskie, **K** – granity rapakiwi Korostenu, **LLZ** – strefa ścinania Loftahammar-Linköping, **M** – kompleks mazurski, **MLSZ** – strefa szwu środkowoliteńskiego, **OJZ** – strefa ścinania Oskarshamn-Jönköping; **OMB** – magmowe pasmo Osnitsk-Mikashevichi, **OT** – terran Okolowo, **PDDA** – paleozoiczny aulakogen Prypeć-Dniepr, **PLT** – terran polsko-łotewski, **PKSZ** – strefa ścinania Polotsk-Kurzeme, **R** – masyw Rygi, **TESZ** – kolizyjny szew transeuropejski, **TS** – transskandynawskie pasmo magmowe, **VG** – granulitowe pasmo Witebska, **W** – granity rapakiwi Wiborgu, **WLG** – granulitowe pasmo zachodnioliteńskie

Tectonic sketch-map of the East European Craton (Bogdanova *et al.*, 2001, modified).

The three-fold subdivision of the East European Craton (right corner inset) is after Bogdanova *et al.* (1994)

BBG – Belarus-Baltic Granulite Belt; **BI** – Blekinge granitoids; **Bo** – Bornholm granitoids; **BT** – Peri-Baltic Terrane; **CB** – Central Belarus Belt; **EL** – East Lithuanian Belt; **K** – Korosten rapakivi granites; **LLZ** – Loftahammar-Linköping shear zone; **M** – Mazury Complex; **MLSZ** – Middle Lithuanian Suture Zone; **OJZ** – Oskarshamn-Jönköping shear zone; **OMB** – Osnitsk-Mikashevichi Igneous Belt; **OT** – Okolowo terrane; **PDDA** – Palaeozoic Pripyat-Dniepr Aulacogen; **PLT** – Polish-Latvian Terrane; **PKSZ** – Polotsk-Kurzeme shear zone; **R** – Riga rapakivi granites; **TESZ** – Trans-European Suture Zone; **TS** – Transscandinavian Igneous Belt; **VG** – Vitebsk Granulite Domain; **W** – Wiborg rapakivi granites; **WLG** – West Lithuanian Granulite Belt

deformacja była prawdopodobnie powiązana z procesami subdukcyjno-kolizyjnymi tektoniki płytowej, a druga mogła wynikać z post-kolizyjnego kolapsu pogrubionej tektonicznie skorupy. Efektem drugiej deformacji były także magmatyzm granitoidowy typu rapakiwi w kompleksie mazurskim (ok. 1,5 mld lat temu).

Analiza map magnetycznych i grawimetrycznych (Królkowski i in. 1999a, b; Wybraniec, 1999) umożliwiła posze-

zenie zasięgu występowania granitoidów zbliżonych do typu rapakiwi (tzw. granitów rapakiwipodobnych), przede wszystkim na wschodnich Mazurach i Suwalszczyźnie (fig. 2). Nie jest wykluczone, że w południowej części Polesia na pograniczu z Mazowszem mogą występować podobne granitoidy. Realna jest także możliwość istnienia równoleżnikowego masywu anortozytowego rozciągającego się na południe od Wysokiego Mazowieckiego (Cymerman, 2004a).

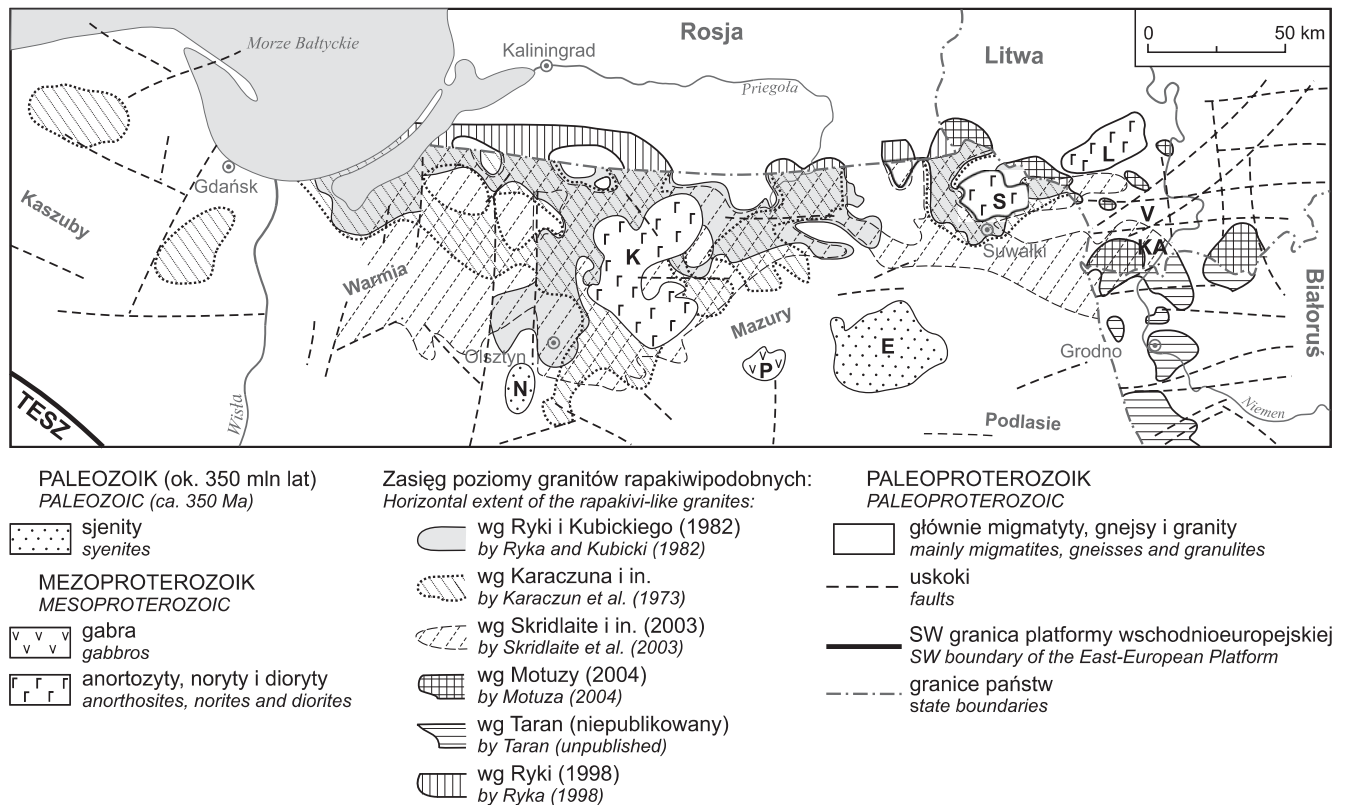


Fig. 2. Schematyczna mapa kompleksu mazurskiego w ujęciu różnych autorów

Nazwy kompleksów magmowych: **E** – ełcki, **KA** – Kabeliai, **K** – kętrzyński, **L** – Lazdijai, **N** – nidzicki, **P** – piski, **S** – suwalski, **V** – Veisiejai. **TESZ** – kolizyjny szew transeuropejski

Geological sketch-map of the Mazury Complex, based on various authors

Names of magmatic complexes: **E** – Ełk, **KA** – Kabeliai, **K** – Kętrzyn, **L** – Lazdijai, **N** – Nidzica, **P** – Pisz, **S** – Suwałki, **V** – Veisiejai. **TESZ** – Trans-European Suture Zone

KOMPLEKS MAZURSKI

Kompleks mazurski (Juskowiak, 1971, 1973, 1993; Ryka, 1982, 1993; Kubicki, Ryka, 1982; Duchesne i in., 1999; Wiszniewska, 2000a; Wiszniewska i in., 2002a, b, 2007) zaznaczono na różnych mapach jako prawie równoleżnikowo przebiegające wydzielenie litologiczne o długości ponad 200 km, przy zakładanej średniej szerokości tego wydzielenia około 40 km (fig. 2). Na ogół za zachodnią granicę kompleksu mazurskiego przyjmuje się teren Żuław Wiślanych, a za wschodnią – pogranicze polsko-litewskie. W skrajnych przypadkach zakładano istnienie kompleksu mazurskiego od Kaszub aż po rzekę Niemen na wschodzie. W środkowej części tego kompleksu występuje intruzja maficzna (anortozytowo-diorytowa), najczęściej określana jako masyw kętrzyński. Powierzchnia tego masywu wynosi prawdopodobnie około 550 km². Na południowy wschód od masywu suwalskiego znajduje się norytowo-jotunitowo-anortozytowa intruzja Sejn o powierzchni prawdopodobnie nie większej niż kilka km². Granitoidy z południowo-zachodniej części Litwy, określane jako kompleks Veisiejai-Kabeliai (Motuza, 2004), mogą być odpowiednikiem (kontynuacją) kompleksu mazurskiego (Sundblad i in., 1994; Skridlaite i in., 2003).

Należy podkreślić, że obraz kartograficzny prawie całego kompleksu mazurskiego określono głównie na danych geofizycznych z obrazem anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (Królikowski i in., 1999a, b; Wybraniec, 1999) oraz na niezbyt licznych danych wiertniczych, zwłaszcza na terenie Mazur i Warmii (Cymerman, 2004a, 2007). Wszyscy badacze zgodnie uważają, że granitoidy mazurskie przecinają niezgodnie anortozyty i noryty. Nie ma na to jednak żadnych dowodów. Praktycznie nierozpoznana jest geometria kompleksu mazurskiego i trzech stowarzyszonych z nim masywów zasadowych (suwalski, kętrzyński i Sejn).

Wśród skał kompleksu mazurskiego wydzielono różne skały magmowe: leukogranity, monzonity kwarcowe, monzonity, granodioryty i monzodioryty (Lorenc, Wiszniewska, 1999; Bagiński i in., 2001a, b; Wiszniewska i in., 2002a). Kompleks ten był ostatnio określany jako tzw. strefa AMCG (anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitowa) (Bagiński i in., 2001a–c; Wiszniewska i in., 2002a) z bimodalnym, wielofazowym magmatyzmem anorogenicznym (Dörr i in., 2002). Wszystkie granitoidy mazurskie są subalkaliczne (Dörr i in., 2002). Geochemicznie monzodioryty z otworów Krasnopol IG 6 i Boksze PIG 1 są podobne do mangerytów, a granitoidy z otworów Gołdap IG 1 i Bartoszyce IG 1 (fig. 2) są zbliżone litologicznie do granitów rapakiwi (Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002a). Diagramy dyskryminacyjne wskazują, że skały z jednej próby rdzeni z otworu Krasnopol IG 6 znajdują się w polu łuku wulkanicznego, a pozostałe trzy próby występują w polu granitów śródpłytowych (Dörr i in., 2002).

Kompleks mazurski porównywano do tzw. masywów (kompleksów) anorogenicznych, takich jak kompleks Salmi (Rosja), Wiborg (Finlandia) czy Ragunda (Szwecja), położonych w północnej części Fennoskandii (fig. 1). Korelacje takie stały się możliwe, gdy datowania radiometryczne udokumentowały podobny wiek intruzji granitów rapakiwipodobnych na Mazurach do intruzji z obszaru Fennoskandii (Claesson i in., 1995; Morgan i in., 2000; Dörr i in., 2002). Datowania radiometryczne (Claesson i in., 1995; Dörr i in., 2002) wskazują trwające na około 25 milionów lat umiejscawianie kompleksu mazurskiego (ok. 1525–1499 mln lat). Brak jest jednak korelacji między wiekiem poszczególnych intruzji, a danymi geochemicznymi i składem petrograficznym granitoidów tego kompleksu. W różnych miejscach kompleksu mazurskiego dioryty, granodioryty, monzonity kwarcowe i monzonity mogły intrudować w innym czasie.

Powszechnie uważa się, że regionalne strefy tektoniczne wpływały na rozmieszczenie „anorogenicznych” intruzji o wieku około 1,65–1,40 mld lat w południowej części tarczy bałtyckiej (Windley, 1993; Rämö i in., 1996; Nironen, 1997; Claesson i in., 2001). Wystąpienia podobnych intruzji (około 1,5 mld lat) w północnej Polsce oraz na Litwie, uznano za związane z jedną z takich stref, odpowiedzialną za intruzje „anorogenicznego” kompleksu mazurskiego (Sundblad i in., 1994; Claesson i in., 1995; Bogdanova i in., 2001; Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002a, b). Kubicki i Ryka (1982) jako pierwsi zakładali, że mezoproterozoiczny magmatyzm na Mazurach i na Suwalszczyźnie był związany z równoleżnikowo przebiegającą strefą o genezie postkolizyjnej lub wykorzystywał starszy i ponownie zregenerowany lineament. Z czasem stało się niekwestionowanym założeniem, że ta hipotetyczna strefa tektoniczna o cechach lineamentu była odpowiedzialna za rozwój intruzji anorogenicznego kompleksu mazurskiego (Claesson i in., 1995, 2001; Duchesne i in., 1999; Wiszniewska i in., 1999, 2000, 2002a; Bogdanova i in., 2001; Dörr i in., 2002) i stowarzyszonego z nim magmowego kompleksu Veisiejai-Kabeliai w południowo-zachodniej części Litwy (Sundblad i in., 1994; Skridlaite i in., 2003; Motuza, 2004). Hipoteza, że mezoproterozoiczne granitoidy kompleksu mazurskiego intrudowały w wielkoskalowej, równoleżnikowej nieciągłości w litosferze została zakwestionowana przez Cymermana (2007) na podstawie danych strukturalnych. Cymerman (2007), ze względu na kompresyjny reżim podatnych deformacji obejmujących także skały kompleksu mazurskiego, w tym masywu suwalskiego, z podatnymi przemieszczeniami cienkich łusek, sugerował zaniechanie używania terminu granity „anorogeniczne” i rozpatrywanie ciał plutonicznych kompleksu mazurskiego jako intruzji umiejscawianych w wyniku procesów tektonicznych.

HISTORIA BADAŃ MASYWU SUWALSKIEGO

Badania tektoniczne skał krystalicznych polskiej, podobnie jak i litewskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego, są bardzo ograniczone ze względu na występowanie młodszej pokrywy młodszych skał osadowych. Od 1954 roku, kiedy rozpoczęto wiercenie pierwszych trzech otworów, które dotarły do prekambryjskiego podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce, nastąpił okres intensywnego badania tego podłoża, ukierunkowany głównie poszukiwaniami rud metali. Do końca 1991 roku wykonano 259 otworów wiertniczych przewiercając ponad 201 tys. metrów skał krystalicznych w północno-wschodniej Polsce. Ponad 75% tego metrażu (ok. 158 tys. m) w 103 otworach wykonano na terenie masywu suwalskiego, głównie na obszarach złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń (tab. 1). Od 1991 roku na obszarze północno-wschodniej Polski nie wykonano już żadnego otworu nawiercającego podłoże krystaliczne.

W 1962 roku na podstawie projektu Znoski (1961) odkryto na obszarze masywu suwalskiego dwa złoża rud Fe-Ti-V – Krzemianka i Udryń (Znosko, 1965a). Złoże rud magnetyto-wo-ilmenitowych Krzemianka jest największym polem rudnym położonym w południowo-zachodniej części masywu suwalskiego. Historię odkrycia i badania tych złóż opisano już

w szeregu publikacji (Znosko, 1993b; Parecki, 1993, 1998; Podemski, 1998; Siemiątkowski, 1998), dlatego też nie będzie ona szczegółowo przedstawiona w niniejszej pracy.

Dane dotyczące złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń przez ponad trzydzieści lat były utajnione. Dopiero w latach 90. XX wieku pojawiły się publikowane prace na temat masywu suwalskiego i jego złóż (Jarmołowicz-Szulc, 1990; Kozłowska, Wiszniewska, 1990; Krzemiński, 1990; Nejbert, Speczik, 1992; Juskowiak, 1993, 1998; Ryka, 1993; Wiszniewska, 1993, 1998a, b, 2002; Nejbert, Wiszniewska, 1994).

Najwięcej informacji na temat złoża rud magnetyto-wo-ilmenitowych Udryń znajduje się w zeszycie „Udryń (opracowanie zbiorcze)”, który wydano w serii *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego* (Wiszniewska, 1998a). W tym samym roku ukazała się także obszerna monografia na temat całego masywu suwalskiego i jego złóż (Ryka, Podemski, 1998). W tej monografii, opublikowanej z okazji 40-lecia odkrycia masywu suwalskiego, 15 autorów przedstawiło w 17 artykułach różne zagadnienia związane z geologią, geofizyką, geochemią, petrografią, petrologią, geologią złożową, tektoniką (Graniczny, 1998), a nawet geomorfologią (Ber, Ryka, 1998).

Tabela 1

Zestawienie podstawowych danych o wierceniach na obszarze złoża Krzemianka

Compilation of basic data from the Krzemianka ore area

Dokumentacja	Liczba otworów opisana w dokum.	Lata wykonania otworów	Maksymalna	Maksymalna	Minimalna	Minimalna	Średnia	Przewiercony metraż skał krystalicznych	Sumaryczna ilość otworów na obszarze złoża	Sumaryczny metraż przewierconych skał krystalicznych
			miąższość przewierconych skał krystalicznych [otwór]	głębokość wiercenia [otwór]	miąższość przewierconych skał krystalicznych	głębokość wiercenia [otwór]	miąższość przewierconych skał krystalicznych			
			[m]							
Znosko i in., 1965	18	1962–1965	727,0 [K-4]	1573,5 [K-4]	319,8 [K-7]	1203,1 [K-7]	467,93	8 422,7	18	8 422,7
Subieta, i in., 1971	13	1967–1970	890,0 [K-22]	1775,0 [K-22]	339,0 [K-18]	1201,0 [K-18]	670,38	8 715,0	31	17 137,7
Parecki i in., 1977	9	1974–1977	1524,4 [K-29]	2384,4 [K-29]	1087,3 [K-30]	1932,6 [K-30]	1382,59	12 433,3	40	29 571,0
Parecki i in., 1981	17	1979–1981	1450,5 [K-35]	2303,3 [K-35]	680,0 [K-60]	1585,0 [K-60]	1367,18	23 242,1	57	52 813,1
Parecki i in., 1984	9	1982–1984	1961,4 [K-72]	2822,9 [K-72]	1115,8 [K-68]	1980,0 [K-68]	1351,34	12 162,1	66	64 975,2
Parecki i in., 1988	7	1985–1986	1405,9 [K-70]	2250,6 [K-70]	1156,0 [K-81]	2100,0 [K-81]	1311,96	9 183,7	73	74 158,9
Łącznie	73	1962–1986	1961,4 [K-72]	2822,9 [K-72]	319,8 [K-7]	1203,1 [K-7]	1015,88	74 158,9	73	74 158,9

BUDOWA GEOLOGICZNA MASYWU SUWALSKIEGO

Przyjmuje się, że masyw suwalski, położony w północno-wschodniej części Polski (fig. 2), znajduje się we wschodniej części tzw. kompleksu mazurskiego (Ryka, 1979, 1982, 1984, 1993; Bogdanova, 2001; Wiszniewska, 2002). Masyw suwalski (Ryka, 1979; Krzemiński, 1990; Saternus, 1993; Wiszniewska, 1993), niekiedy określany także jako makro-

struktura suwalska (Kurbiel i in., 1979) lub suwalski masyw anortozytowy (Juskowiak, 1993; Ryka, 1998a, b; Wiszniewska, 2002), czy też suwalski masyw zasadowy (Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Kozłowska, 1989), zajmuje obszar o powierzchni około 250–300 km² (fig. 2, 3). Strop krystaliczny masywu suwalskiego najpłycej (557,2 m p.p.m.) nawiercono

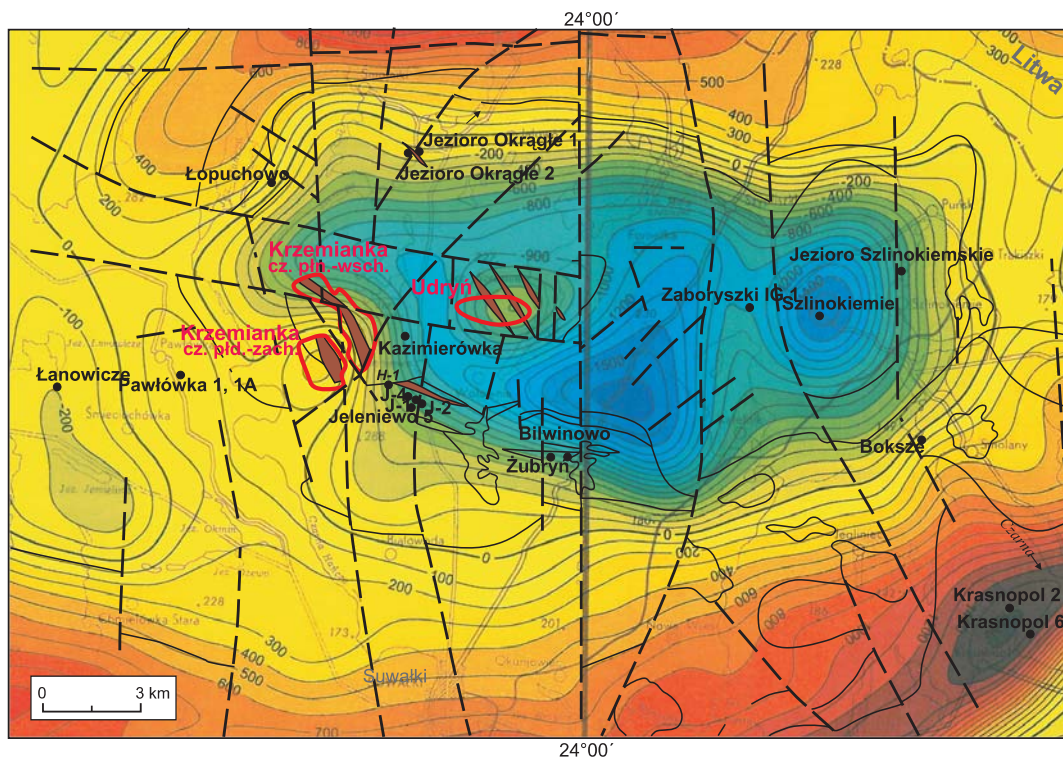


Fig. 3. Mapa całkowitej intensywności anomalii magnetycznych masywu suwalskiego i jego okolic

Południk 24° dzieli mapę na dwa arkusze w skali 1:200 000: Suwałki i Sejny (według Królikowskiego i in., 1996). Zarysy interwałów co 100 nT, zmiany kolorów co 200 nT. Uskokki (linie przerywane) i granice geologiczne (linie ciągłe) są takie same jak na [figurze 5](#)

Map of total intensity magnetic anomaly from the Suwałki Massif and its vicinity

Meridian 24° divides the map into two sheets on a scale 1:200 000: Suwałki and Sejny (based on Królikowski *et al.*, 1996). Contour interval 100 nT, colour changes 200 nT. Faults (dotted lines) and the geological boundaries (solid lines) are the same as in [Figure 5](#)

w otworze Żubryń IG 1, położonym w południowej części tego masywu, a najgłębiej (999,4 m p.p.m.) – w otworze Łopuchowo IG 1, zlokalizowanym w północno-zachodniej części masywu. W części centralnej masywu suwalskiego w okolicy Jeleniewa strop krystaliczny znajduje się na głębokości około 600–650 m p.p.m. Na terenie masywu suwalskiego stwierdzono stopniowe obniżanie stropu krystalicznego podłoża o około 400–500 metrów w kierunku NW i N. Podłoże krystaliczne masywu suwalskiego jest przykryte przez utwory dolno- i środkowokambryjskie, permskie, mezozoiczne i czwartorzędowe (Ber, 1967, 1968; Znosko, 1973a, b, 1993a; Ber, Ryka, 1998).

Masyw suwalski jest zbudowany z mezoproterozoicznych skał magmowych, głównie z anortozytów, norytów, gabronorytów, diorytów oraz ich odmian przejściowych (Juskowiak, 1965, 1971, 1973, 1993, 1998; Ryka, 1979, 1993; Speczik i in., 1988; Wiszniewska, 1993, 2002). Najpowszechniejsza jest hipoteza o magmowym pochodzeniu masywu suwalskiego. Inne hipotezy zakładają powstanie tego masywu w wyniku metamorfizmu skał suprakrustalnych i wulkanicznych (Juskowiakowa, Juskowiak, 1990) lub na drodze procesów anateksis dyferencjalnej (Ryka, 1979). Zakładano, że masyw ten wchodzi w skład mazurskiego kompleksu metamorficzno-magmowego i wykazuje ścisły związek z granitoidami zbliżonymi do typu rapakiwi (Kurbiel

i in., 1979; Wiszniewska, 2002). Obecnie uważa się, że masyw suwalski razem ze skałami osłony należy do asocjacji skał magmowych typu AMCG (anortozyty–mangeryty–czarnokity–granity rapakiwi) i jest związany ze strefą rozłamu w litosferze (Bogdanova, Gorbatshev, 1997; Bogdanova, 2001; Wiszniewska, 2002).

Geneza, ewolucja i struktura masywu suwalskiego nie jest jednoznacznie ustalona. Należy zaznaczyć, że geneza proterozoicznych anortozytów jest przedmiotem dyskusji od wielu dziesięcioleci (Bowen, 1917; Isachsen, 1968; De Waard, 1969; Oliver, 1977; Emslie, 1978, 1991; Wiebe, 1979, 1992; Morse, 1982; Duchesne, 1984; Ashwal, 1993; Corrigan, Hanmer, 1997; Duchesne i in., 1999; Schiellerup i in., 2000; Selbekk i in., 2000). Obecnie zakłada się powstanie takich anortozytów w wyniku: frakcjonalnej krystalizacji magmy pochodzącej z płaszczu z (lub bez) kontaminacji materiałem skorupowym (Isachsen, 1968; Ashwal, 1993); frakcjonalnej krystalizacji topników gabrowych do jotunitowych wzbogaconych w glin, pochodzących z dolnej skorupy kontynentalnej w wyniku jej częściowego stopienia (Duchesne i in., 1999; Schiellerup i in., 2000); lub anateksis skał bogatych w plagioklasy w obecności fazy ciekłej z wodą (Oliver, 1977; Selbekk i in., 2000). Wyniki badania stosunków izotopowych $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oraz ϵ_{Nd} z ujemnymi wartościami uzyskanymi z anortozytów i norytów wskazują na skorupowe

źródło magmy macierzystej masywu suwalskiego (Wiszniewska i in., 1999, 2002a, b). Zagadnienia genetyczne związane z powstaniem masywów anortozytowych zawarto w rozdziale „Dyskusja wyników”.

BADANIA GEOFIZYCZNE

Geometrię i wielkość masywu suwalskiego przedstawia się na podstawie danych geofizycznych (Dąbrowski, 1955; Dąbrowski, Karaczun, 1956; Wybraniec i in., 1993; Cieśla i in., 1998; Cieśla, Wybraniec, 1998; Podemski, 1998). Na obszarze tego masywu wykonano badania magnetyczne, grawimetryczne, sejsmiczne, sondowania magnetotelluryczne i elektryczne oraz korelacje elektryczne. Najbardziej efektywnymi metodami w rozpoznaniu budowy masywu suwalskiego okazały się dwie metody geofizyczne: magnetyczna i grawimetryczna (Wybraniec i in., 1993; Cieśla i in., 1998; Cieśla, Wybraniec, 1998; Królikowski i in., 1999b).

Na mapach zdjęcia regionalnego zaznacza się wybitna anomalia ujemna w polach magnetycznym (fig. 3) i grawimetrycznym (fig. 4). Anomalia ta jest zlokalizowana między Jeleniewem a Puńskiem. Na południe od niej występuje wyraźnie zaznaczona dodatnia anomalia pola magnetycznego i grawimetrycznego. Wybitna analogia kształtów i rozmia-

rów tych anomalii wskazuje, że źródło obydwu tych anomalii może być takie samo (Cieśla, Wybraniec, 1998).

Zróźnicowanie budowy podłoża krystalicznego najwyraźniej zaznacza się w obrazie pola magnetycznego (fig. 3). Obraz skał podłoża jest praktycznie niezaburzony („przezroczysty”), ponieważ nadkład osadowy jest zasadniczo niemagnetyczny. Charakterystyczną cechą obrazu magnetycznego jest owalna, wydłużona równoleżnikowa anomalia ujemna, dochodząca nawet do wartości -1600 nT, np. na obszarze na południowy wschód od złoża Udryń. Najwyższe wartości anomalii pozytywnych dochodzą do ponad $+1400$ nT w okolicy Krasnopola (Cieśla, Wybraniec, 1998). Kontury obszarów złożowych Krzemianki, a zwłaszcza Udrynia pokrywają się dość dobrze z kształtem lokalnych, pozytywnych anomalii magnetycznych (Wybraniec, i in., 1993; Cieśla, Wybraniec, 1998).

Zróźnicowanie obrazu pola grawimetrycznego masywu suwalskiego (fig. 4) jest wywołane przede wszystkim odmienną gęstością skał krystalicznych. Osady nadkładu zalegają prawie horyzontalnie, oprócz części utworów kenozoicznych, dlatego nie wywołują zakłóceń w obrazie pola grawitacyjnego pochodzącego od zróźnicowanego litologicznie podłoża krystalicznego. Anomalie grawimetryczne, które odzwierciedlają zmiany gęstości skał, wskazują na anortozyty (ok. $2,72$ g/cm³) przy anomaliami ujemnych, lub na noryty (ok. $3,00$ g/cm³), gabronoryty (ok. $3,15$ – $3,20$ g/cm³), diorytydy

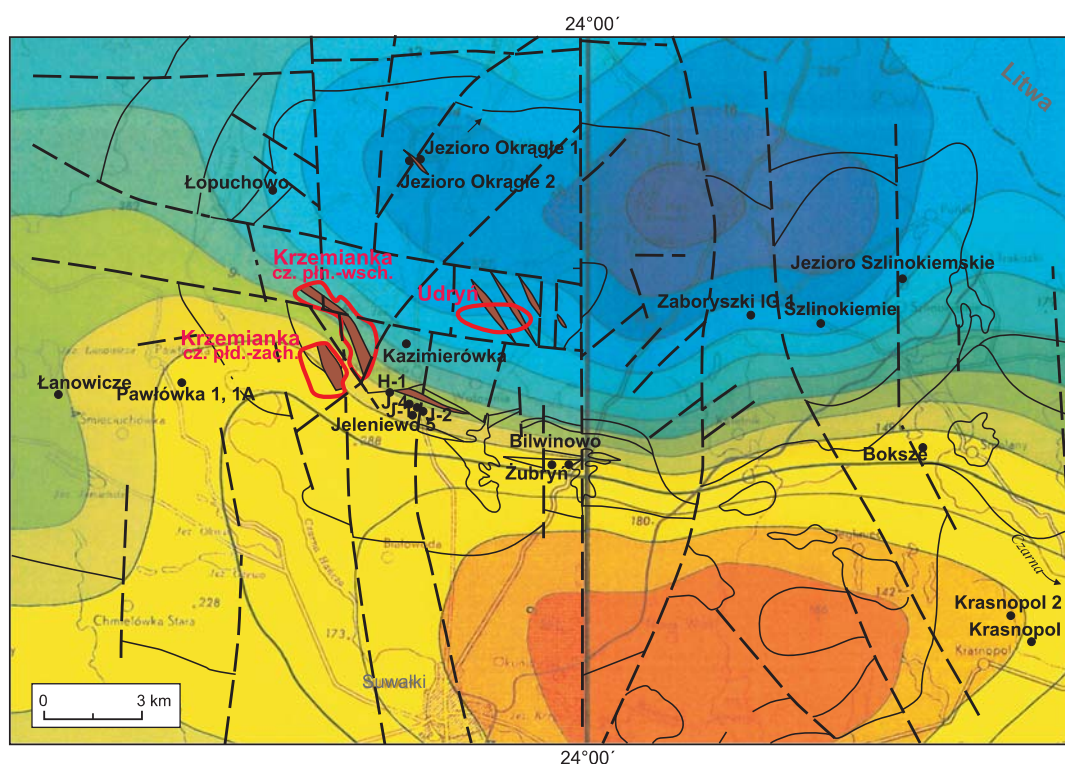


Fig. 4. Mapa grawimetryczna masywu suwalskiego i jego okolic

Anomalie Bougera (według Królikowskiego, Peteckiego, 1995; Królikowskiego i in., 1996). Gęstość warstwy zredukowanej zmienna. Zarysy interwałów co 2 mGal (10^{-5} m/s²). Uskoki (linie przerywane) i granice geologiczne (linie ciągłe) są takie same jak na figurze 5

Gravimetric map of the Suwałki Massif and its vicinity

Bouguer anomalies (based on Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski i in., 1996). Variable reduced horizontal slab density. Isorithms of Bouguer anomaly in 2 mGal (10^{-5} m/s²). Faults (dotted lines) and the geological boundaries (solid lines) are the same as in Figure 5

(ok. 2,75–2,85 g/cm³) i ferrolity (ruda bilansowa ok. 4,90 g/cm³) w przypadku anomalii dodatnich (Cieśla, Wybraniec, 1998). Nieznaczne różnice w gęstości skał dominujących w masywie anortozytów (prawie 50%) i gabronorytów z norytami (prawie 40%), a przede wszystkim ich większe gęstości nie tłumaczą jednak wartości średniej gęstości (około 2,67 g/cm³) skał obszaru masywu suwalskiego. Wskazuje to, że dolna część masywu suwalskiego jest zbudowana ze skał o niższej gęstości (*op. cit.*). Takimi skałami mogą być granity lub gnejsy.

Lokalnie obraz anomalii grawimetrycznych (fig. 4) różni się znacznie od obrazu anomalii magnetycznych na obszarze masywu suwalskiego (fig. 3). Dodatkowo anomalie magnetyczne pokrywają się na ogół ze strefami gradientowymi anomalii grawimetrycznych (Cieśla, Wybraniec, 1998).

DANE KARTOGRAFICZNE

Obraz kartograficzny masywu suwalskiego, poza dobrze rozpoznanymi obszarami złóż Krzemianka i Udryń oraz okolic Jeleniewa, jest nadal niepewny. Od ponad 20 lat na terenie masywu i w jego okolicy nie wykonano żadnych nowych wierceń kartujących lub poszukiwawczych.

Mapy geologiczne masywu suwalskiego wykonywano w dużej mierze na podstawie wyników prac geofizycznych (Znosko, 1961, 1965a, 1993b; Wybraniec i in., 1993; Podemski, 1998). Już na pierwszych mapach zdjęcia regionalnego zaznaczała się wyraźna anomalia ujemna w polach grawimetrycznym (fig. 4) i magnetycznym (fig. 3) na obszarze północnej części Suwalszczyzny (Dąbrowski, 1955; Dąbrowski, Karaczun, 1956).

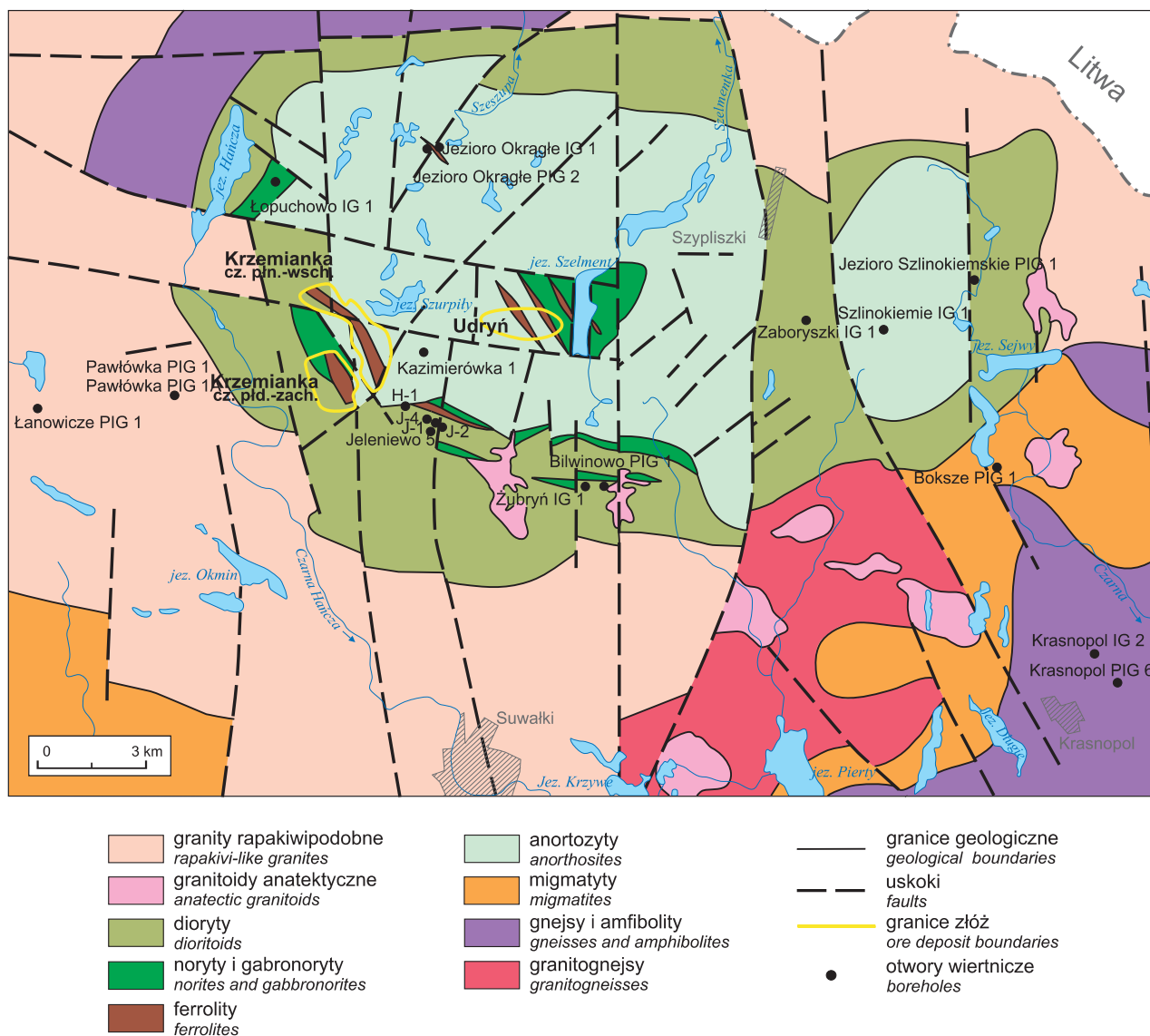


Fig. 5. Mapa geologiczna masywu suwalskiego
(według Ryki, Subiety, Kubickiego i Kurbiela, w: Kubicki, Ryka, 1982; zmieniona)

Geological map of the Suwałki Massif
(based on Ryka, Subieta, Kubicki and Kurbiel, in: Kubicki, Ryka, eds., 1982; modified)

Na pierwszych mapach masywu suwalskiego przyjęto prostą koncepcję jego budowy (Subieta i in., 1971; Karaczun i in., 1975). Większą, centralną część wydłużonego prawie równoleżnikowo masywu zajmują anortozyty otoczone najpierw przez noryty (oprócz północno-zachodniej strony tego masywu), a dalej koncentrycznie – przez gabrodioryty. Ten pierwszy obraz kartograficzny sporządzono na podstawie niewielkiej liczby otworów wiertniczych wykonanych do początku lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku. W takiej interpretacji cały masyw suwalski miał być otoczony granitami rapakiwipodobnymi.

Na mapie geologicznej masywu suwalskiego w skali 1:100 000 (Kubicki, Ryka, 1982) diorytoidy stanowią zewnętrzną strefę masywu o szerokości od 1 do 4 km, zajmując prawie połowę jego powierzchni (fig. 5). Gabronoryty i noryty z ferrolitami zajmują środkową, południową i zachodnią część masywu w formie wydłużonych pasów o rozciągłości NW–SE do WNW–ESE. W południowej części omawianego masywu mają występować nieregularne w formie granitoidy anatektyczne. Masyw jest otoczony różnego typu skałami, takimi jak: migmatyty, gnejsy, granitognejsy i granitoidy. Cechą charakterystyczną tej mapy jest zakładana dominacja południkowych uskoków, rzadsze są uskoki prawie równoleżnikowe lub o biegu w kierunku NE–SW.

Już po opublikowaniu mapy geologicznej masywu suwalskiego 1:100 000 (Kubicki, Ryka, 1982) rozpoczęto

ostatni, jak dotychczas, etap wiertniczego rozpoznania masywu suwalskiego, przede wszystkim obszarów położonych poza obszarami złożowymi, a także w otoczeniu tego masywu (Podemski, 1998). Siedem kolejnych otworów wiertniczych, wykonanych podczas tego etapu badawczego, pozwoliło Juskowiakowi (1998) przedstawić próbę nieco odmiennego obrazu kartograficznego stropu podłoża krystalicznego (fig. 6).

Różnica między tymi ujęciami kartograficznymi dotyczy nie tylko legendy do tych map, ale i nieco odmiennego rozmieszczenia skał krystalicznych. W ujęciu Juskowiaka (1998) granitoidy rapakiwipodobne wkraczają ponad 5 km głębiej ku S w centralnej części masywu suwalskiego (fig. 6). Na wschód od złoża Udryń występują diorytoidy (fig. 6), a nie noryty i gabronoryty (fig. 5). Brakuje natomiast diorytoidów na północ od anortozytów suwalskich (fig. 6), które były przedstawiane na wcześniejszych mapach (fig. 5). Także zasadowe skały masywu suwalskiego kontaktują na południu i południowym wschodzie ze skałami metamorficznymi przez pas granitoidów rapakiwipodobnych o szerokości do kilkunastu kilometrów (fig. 6).

Na niezamieszczonej tutaj mapie geologicznej masywu suwalskiego według Wiszniewskiej (1993), zewnętrzną strefę masywu zajmują nierozdzielne gabronoryty i dioryty, a nie jak dotychczas – jedynie dioryty. Z kolei między gabronorytami i diorytami a anortozytami wydzielono cieńszy pas norytów.

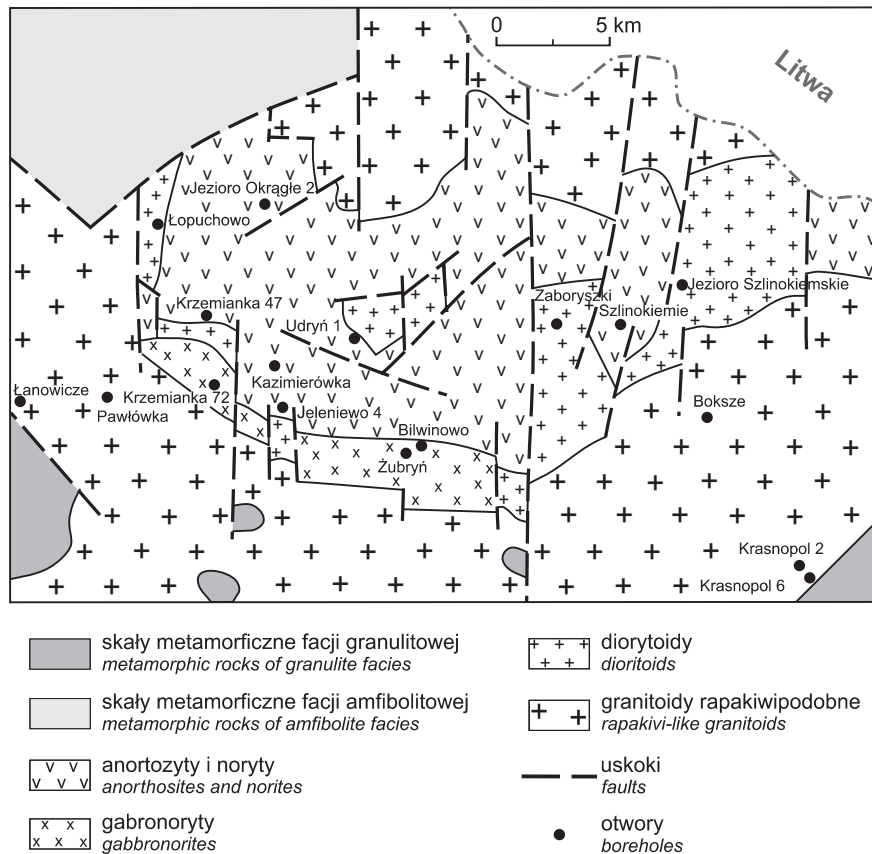


Fig. 6. Mapa geologiczna masywu suwalskiego (według Juskowiaka, 1998; zmieniona)

Geological map of the Suwałki Massif (based on Juskowiak, 1998; modified)

Te ostatnie są dominującym typem litologicznym na obszarze złóż Krzemianka i Udryń. Zmniejszeniu uległa liczba uskoków, ograniczona do prawie południkowych dyslokacji.

Wiszniewska (2002) nadal podtrzymuje swój wcześniejszy obraz kartograficzny masywu suwalskiego. W obydwu jej publikacjach przedstawiono zmodyfikowaną mapę podłoża krystalicznego (wg Karaczun i in., 1975) z dwoma równoleżnikowo wyciągniętymi pasami norytów na obszarze złoża Udryń. Te pasy norytów na mapie geologicznej 1:100 000 (Kubicki, Ryka, 1982) mają bieg NW–SE, podobnie do orientacji trzech ciał rudnych w południowo-zachodniej części omawianego masywu w ujęciu Kubickiego i Ryki (1982) (fig. 5). W otworze Boksze PIG 1 zaznaczono występowanie granitów typu rapakiwi (podobnie jak na mapie Juskowiaka, 1998 – fig. 6). Skały w otworze Krasnopol PIG 6 zaliczono natomiast do granulitów z kompleksu metamorficznego (Wiszniewska, 2002). Różnice te najlepiej obrazuje porównanie figur 5 i 6 niniejszej monografii.

Na szkicu geologicznym masywu suwalskiego, diorytoidy i anortozyty kontynuują się dalej na wschód od otworu Jezioro Szlinokiemskie PIG 1 (fig. 6) aż na teren południowo-zachodniej części Litwy (Juskowiak, 1998). Na tym samym szkicu w otworach Boksze PIG 1 i Krasnopol PIG 6 zaznaczono występowanie granitów typu rapakiwi, a nie kompleksów metamorficznych, jak wcześniej zakładano (Ryka, 1979). Juskowiak połączył wschodnią część kompleksu anortozytowego z rozległym głównym kompleksem anortozytowym występującym w centralnej i zachodniej części masywu. Wychodnie granitu rapakiwipodobnego poszerzono o klinowy fragment dochodzący od północy w pobliże złoża Udryń.

Najistotniejszą jednak różnicą szkicu geologicznego Juskowiaka (1998) w stosunku do wcześniejszych map jest brak diorytów umieszczanych na północ od anortozytów (fig. 6). W tym ujęciu masyw suwalski ma asymetryczną budowę. Diorytoidy pojawiają się na zachodnim obrzeżu anortozytów, wskazują na to dane wiertnicze z otworu Łopuchowo IG 1. Diorytoidy dominują natomiast jako zasadniczy składnik litologiczny, we wschodniej części masywu suwalskiego. Według szkicu (Juskowiak, 1998) obszar wychodni diorytów na południu masywu suwalskiego jest znacznie ograniczony i w tym miejscu jest pas wychodni gabronorytów o szerokości kilku kilometrów (fig. 6). Dioryty w tej części masywu występują w formie wąskich pasów, ograniczonych przez południkowe uskoki. Juskowiak (1998) połączył noryty z anortozytami, jako osobne wydzielenie kartograficzne (fig. 6), chociaż wcześniej Ryka i inni (Kubicki, Ryka, 1982) łączyli noryty razem z gabronorytami (fig. 5). Wiszniewska (1993, 2002) na swoich mapach geologicznych połączyła gabronoryty z diorytami jako wspólne wydzielenie kartograficzne.

Wspólną cechą wszystkich dotychczasowych ujęć kartograficznych masywu suwalskiego jest przyjmowanie bardzo wyraźnej dominacji południkowych zespołów uskoków nad innymi systemami dyslokacyjnymi (fig. 5, 6). Osiem do dziewięciu spośród tych wyinterpretowanych z danych geofizycznych, południkowych uskoków jest jednak odmiennie lokalizowanych przez różnych autorów (Karaczun i in., 1975; Graniczny, 1998; Juskowiak, 1998).

Odmienność ujęć kartograficznych masywu suwalskiego (fig. 5, 6) wynika przede wszystkim z braku odpowiedniego rozpoznania wiertniczego większej części tego masywu. Nie bez znaczenia jest także fakt dużego zróżnicowania litologicznego w profilach większości otworów tego masywu, a zwłaszcza tych zlokalizowanych na jego obrzeżu (tab. 2–4). Na przykład w profilu otworu Bilwinowo PIG 1, położonym na południowych peryferiach tego masywu, opisano takie skały jak: gabronoryty, dioryty, monzodioryty, anortozyty, czarnokity, enderbity, granity i mylonity (Juskowiak, Ryka, 1998); a ostatnio dodatkowo jeszcze mangeryty i kwarcowe mangeryty (Bagiński, Krzemińska, 2004). Bardzo podobny pod względem dużego zróżnicowania litologicznego jest profil otworu Łopuchowo IG 1, który jest zlokalizowany na północno-zachodnich obrzeżach masywu suwalskiego (Juskowiak, 1998). W otworze tym opisano monzodioryty, dioryty, leukonoryty, gabronoryty, anortozyty, ferrolity i granity (Juskowiak, Ryka, 1998).

W końcowej części niniejszej monografii przedstawiono nowy, także hipotetyczny, obraz kartograficzny masywu suwalskiego. Uwzględnia on dotychczasowe ujęcia kartograficzne, ale jest sporządzony przede wszystkim na podstawie wyników badań strukturalnych i kinematycznych rdzeni z archiwalnych otworów wiertniczych.

LITOLOGIA I PETROGRAFIA

Powszechnie przyjmuje się, że masyw suwalski, zajmujący obszar około 250–300 km² jest zbudowany głównie z anortozytów (około 150 km²), otoczonych pierścieniem norytów i gabronorytów, a potem pasem diorytoidów (Kubicki, Ryka, 1982; Wiszniewska, 1993, 2002). Noryty i gabronoryty przechodzą lokalnie w różne odmiany gabr, leukogabr i diorytoidów. Lokalnie pośród anortozytów i norytów występują skały ferrolitowe (skały ilmenitowo-magnetytowe). Na terenie masywu suwalskiego, także poza obszarami złożowymi Krzemianka i Udryń, rozpoznano ferrolity, anortozyty rudne i noryty rudne w czterech otworach z okolic Jeleniewa (Tatarata, 1987; Juskowiak, 1998) oraz w otworze w pobliskiej Kazimierówce (Juskowiak, 1998), a także w dwóch otworach z okolic Jeziora Okrągłego (Nejbert, Wiszniewska, 1994). W „osłonie” masywu suwalskiego występują różne skały pośrednie i kwaśne, takie jak: monzodioryty kwarcowe, monzodioryty, monzonity, granodioryty, czarnokity i enderbity (Ryka, 1979, 1993; Bagiński i in., 2001a; Wiszniewska, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2004, 2005).

Na terenie masywu suwalskiego występują skały reprezentujące różne etapy ewolucji magm: od hiperstenowych monzodiorytów (drobnoziarnistych jotunitów), przez porfirowe wydzielenia fenokryształów plagioklazów i megaortopiroksenów w anortozytach – jako najbardziej pierwotne skały, pochodzące z głębokich części skorupy, przez skały przejściowe – dioryty, mangeryty, gabronoryty i noryty, do skał kwaśnych: granitów i czarnokitów (Wiszniewska, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2004).

Tabela 2

Podstawowe dane o otworach wiertniczych z południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka

Basic borehole data from the southwestern part of the Krzemianka ore area

Numer otworu na mapach	Nazwa otworu (rok wykonania wiercenia)	Głębokość nawierconych skał krystalicznych [m]	Miąższość krystaliniku [m]	Strop skał krystalicznych [m p.p.m.]	Uproszczona litologia (według karty otworu; oprócz otworów z numerami 16 i 18)	Głębokości stref rudnych [m]		Rodzaj i procent zachowanego materiału wiertniczego
						rudy o zawartości Fe <20%	rudy o zawartości Fe >20%	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-67	Krzemianka PG 67 (1986)	862,4–2086,2	1213,8	643,5	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	brak danych – karty otworu strefy rudne, m.in.: 899,5; 930,3; ok. 966,5; 970,4; 975,9; 1110,0; ok. 1130,0–1132,0; ok. 1325,0; 1573,3–1573,5; ok. 1705,0; ok. 1815,0; 1826,5; 1839,2 i 2028,2		całe i miejscami połówki rdzenia; ok. 90%; część skrzyń tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-68	Krzemianka PG 68 (1983)	864,2–1980,0	1115,8	644,3	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	1116,6–1118,2 1148,3–1154,2 1164,4–1166,6 1185,6–1197,1 1209,3–1218,1 1226,7–1241,1 1246,3–1247,4 1258,8–1268,8 1274,8–1276,5 1285,2–1292,3 1394,2–1406,2 1679,8–1685,1 1696,6–1701,7 1856,0–1874,0	1154,2–1158,7 1169,7–1185,6 1197,1–1209,3 1218,1–1226,7 1241,1–1246,3 1247,4–1258,8 1268,8–1274,8 1276,5–1285,2 1706,4–1711,2	„ćwiartki”, ok. 95% i lokalnie (ok. 1/3 miąższości) połówki rdzenia; część (nowe) skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-17	Krzemianka IG 17 (1967)	867,2–1300,0	432,8	640,4	noryty, ferrolity, granity	1136,5–1138,2 1153,2–1157,9 1173,4–1176,0		całe i połówki rdzenia; ok. 95%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
K-70	Krzemianka PG 70 (1985)	844,7–2250,6	1405,9	616,7	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	1076,2–1079,2 1143,2–1146,5 1153,9–1156,2 1344,4–1347,2 1354,2–1361,1 1370,6–1376,4 1410,7–1413,1 1448,2–1453,5 1535,0–1538,2 1558,0–1566,6 1574,4–1580,6 1594,5–1607,4 1635,2–1647,4 1779,1–1782,8 1840,5–1845,2 2108,8–2119,7 2131,1–2154,6 2176,1–2216,0	1005,8–1011,1 1133,9–1143,2 1146,5–1153,9 1347,2–1354,2 1361,1–1364,3 1441,3–1444,6 1523,8–1531,0 1543,1–1544,8 1566,6–1574,4	„ćwiartki” rdzenia; ok. 90%
K-55	Krzemianka PG 55 (1979)	862,7–2303,0	1440,3	634,7	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	925,9–945,2 1231,1–1234,5 1238,0–1242,5 1277,8–1288,2 1699,8–1702,1 1884,8–1894,8 1909,2–1922,2 1926,0–1937,9 2005,5–2011,3 2020,8–2035,5 2038,6–2041,8	945,2–951,1 1904,0–1909,2 1937,9–1957,6 1964,7–1978,7 1999,7–2005,5	całe i miejscami połówki rdzenia; ok. 80%; nieliczne nowe skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości)

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-5	Krzemianka IG 5 (1963)	846,9–1200,3	353,4	629,8	noryty, ferrolity, granity	871,5–881,8 891,9–895,0 938,4–948,0 960,3–963,4 987,1–990,8		połówki i „ćwiartki” rdzenia; ok. 95%; nowe skrzynki do nr 200 (ok. 1034 m) tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-69	Krzemianka PG 69 (1983)	849,6–2100,0	1250,4	630,0	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	931,0–1038,2 1042,1–1048,0 1049,5–1052,9 1067,0–1145,1 1146,5–1175,1 1547,8–1561,0 1571,7–1574,4 1576,4–1586,6 1668,4–1704,9 1738,1–1739,1 1742,2–1743,8 1766,8–1775,8 1777,6–1784,8 1796,8–1800,1 1971,9–1973,0	1574,4–1576,4 1579,3–1573,3 1661,2–1668,4 1704,9–1710,8 1739,1–1740,0 1775,8–1777,6 1748,8–1752,0 1775,8–1777,6 1784,8–1796,8 1976,0–1977,7	połówki i miejscami ćwiartki rdzenia; ok. 90%; zbadany tylko stropowy interwał otworu (849–1010 m)
K-14	Krzemianka IG 14 (1964)	846,8–1201,4	354,6	621,9	gabrodiority	negatywny		brak rdzeni
K-31	Krzemianka PG 31 (1977)	851,0–2306,1	1455,1	626,7	noryty, ferrolity, granity, anortozyty	1439,0–1445,0 2181,1–2244,5	1538,7–1580,7 2163,1–2172,0	całe i czasem połówki rdzeni; ok. 15%; część rdzeni w nowych skrzyniach – tylko z numerem; bez podanej głębokości
K-71	Krzemianka PG 71 (1980)	859,0–2298,0	1439,6	635,2	noryty, ferrolity, granity, anortozyty	1303,3–1317,5 1364,4–1368,7 1388,7–1394,0 1691,4–1695,6 1810,1–1821,0 1867,1–1874,6 1888,4–1900,8	901,4–908,1 1825,5–1841,1 1844,7–1867,1 1874,6–1888,4 1900,8–1912,1 1919,1–1921,5 2159,9–2161,9	tylko „ćwiartki” rdzeni; ok. 85%; 40 skrzyń bez rdzeni
K-43	Krzemianka IG 43 (1965)	862,9–1406,0	543,1	638,5	noryty, ferrolity, granity	1115,8–1119,5	1084,3–1091,3 1127,8–1161,7 1169,3–1195,9	całe i połówki rdzeni; ok. 15%
K-11	Krzemianka IG 11 (1967)	850,2–1282,4	432,2	627,7	noryty, ferrolity, granitoidy	918,2–920,4 1161,5–1163,4 1172,0–1176,8		„ćwiartki” rdzeni; ok. 50%; odcinkami zredukowany rdzeń
K-3	Krzemianka IG 3 (1969)	844,0–1385,9	537,9	631,9	gabronoryty, ferrolity, granity	1134,8–1141,1 1218,6–1223,1 1255,5–1258,5 1258,5–1275,8 1344,2–1356,7	1287,2–1311,9 1317,6–1318,4	całe i lok. połówki rdzenia; ok. 90%
K-72	Krzemianka PG 72 (1982)	861,5–2822,9	1961,4	633,4	noryty, anortozyty, leukonoryty, ferrolity, granity	1017,3–1024,3 1031,6–1045,3 1053,7–1062,9 1078,1–1086,1 1187,5–1193,9 1193,9–1197,8 1197,8–1207,3 1457,6–1464,2 489,0–1512,5 1652,7–1659,5 2010,1–2023,0 2030,9–2035,2 2045,6–2067,7 2097,6–2100,0 2109,6–2116,7	925,2–932,2 1045,3–1053,7 1131,3–1138,5 1143,6–1167,9 1173,0–1187,5 2023,0–2035,2 2144,4–2181,6 2185,6–2203,0 2207,2–2212,6 2243,8–2247,5 2255,0–2259,0 2328,0–2329,8	„ćwiartki” rdzeni; ok. 85%; wybrane odcinki z całymi i miejscami połówkami rdzeni; ok. 25%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-38	Krzemianka IG 38 (1964)	850,5–1297,8	447,3	626,7	noryty, ferrolity, granity	1016,5–1024,9 1088,8–1090,8 1146,8–1164,5 1170,8–1184,2	972,6–991,7 1000,1–1016,6 1028,2–1056,4 1135,1–1141,7 1184,2–1194,6	połówki i ćwiartki rdzenia; ok. 90%
K-73	Krzemianka PG 73 (1984)	849,0–2109,0	1260,0	627,3	noryty, anortozyty, leukonoryty, granity	negatywny		„ćwiartki” rdzenia; ok. 90%; całe i połówki rdzeni; ok. 95%; też nieliczne nowe skrzynie – tylko z numerem; bez podanej głębokości
K-36	Krzemianka PG 3 (1979)	851,0–2161,8	1310,8	630,7	gabrodiority, noryty ferrolity, granity	1302,8–1307,5 1339,0–1341,7 1384,4–1386,8 1760,4–1762,5 1932,9–1936,6 1942,7–1962,8 1967,0–1971,9 2040,2–2046,1 2077,9–2080,2	1320,8–1322,9 1369,0–1371,2 1768,7–1774,3 1777,4–1814,2	„ćwiartki” rdzenia; ok. 95%; też odcinki z całym i połów- kami rdzeni; ok. 35%
K-1	Krzemianka IG 1 (1963)	855,5–1200,2	348,2	633,6	ferrolity, noryty, granity, anortozyty	962,2–965,0 1079,7–1083,4 1095,0–1097,2	<854,8–885,0 897,3–901,9 918,7–920,3 925,2–941,4 945,9–962,2 1120,1–1131,6 1142,1–1154,2 1162,3–1188,6	połówki rdzeni; ok. 90%
K-29	Krzemianka IG 29 (1975)	860,0–2384,4	1524,4	632,2	noryty, anortozyty, ferrolity	1012,7–1020,2 1484,4–1508,5 1508,5–1542,8 1549,0–1581,2 1751,7–1755,4 2214,3–2226,0 2237,2–2239,1 2252,8–2254,7 2285,5–2289,5 2325,7–2328,5	976,6–1012,7 1020,2–1033,8 1455,6–1461,3 1466,9–1468,8 1542,8–1549,0 2260,9–2270,3 2316,3–2321,7	całe i połówki rdzeni; ok. 10%; ok. 2/3 skrzyń – nowe tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-41	Krzemianka IG 41 (1964)	851,8–1400,0	548,2	631,0	granodiority, leukogabra, anortozyty, noryty, ferrolity, granitoidy	1131,8–1171,5 1187,9–1195,1 1200,1–1202,2 1280,0–1284,9 1300,0–1303,6 1308,2–1310,9		całe i połówki rdzeni; ok. 90%
K-40	Krzemianka PG 40 (1986)	864,8–2263,0	1398,2	632,5	noryty, anortozyty, granodiority, granity	negatywny		„ćwiartki” rdzeni; ok. 95%; też odcinki z całym i połówkami rdzeni; ok. 35%
K-8	Krzemianka IG 8 (1964)	856,9–1300,6	443,7	637,3	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	974,6–994,6 1027,7–1032,4 1144,3–1152,1	898,3–953,3 994,7–1027,7 1152,1–1190,8	„ćwiartki”; ok. 35%; też całe i połówkami rdzeni; ok. 30%; rdzenie zachowane z wybranych odcinków
K-42	Krzemianka IG 42 (1965)	852,2–1400,2	547,5	625,4	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	959,1–973,2 1168,7–1171,4 1178,2–1182,2 1190,9–1199,3 1232,6–1234,2		całe i połówki rdzeni; ok. 5%; tylko 14 skrzyń (1190–1232 m)
K-4	Krzemianka IG 4 (1963)	846,5–1537,5	727,0	616,1	anortozyty	negatywny		brak rdzeni

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-35	Krzemianka PG 35 (1980)	852,8–2303,3	1450,5	632,6	gabrodiority, noryty, ferrolity, anortozyty, granity	1023,9–1031,4 1081,4–1089,2 1110,0–1120,2 1221,4–1224,5 1473,8–1480,5 1491,3–1496,1 1558,0–1575,0 1701,6–1707,9 1827,7–1834,0 1868,2–1880,8	1031,4–1045,2 1062,2–1073,4 1099,1–1110,0 1307,5–1309,0 1538,0–1558,0 1653,4–1685,5 1717,9–1744,0	„ćwiartki” rdzeni; ok. 90%; też odcinki z całymi i połówkami rdzeni; ok. 30%
K-33	Krzemianka PG 33 (1976)	850,5–2295,0	1434,5	628,6	gabrodiority, diority, noryty, ferrolity, anortozyty, granity	1557,0–1565,4 1597,1–1619,0 1626,1–1628,6 1789,4–1795,9 1816,9–1831,0 1992,5–2014,9 2040,7–2053,2	1496,2–1557,0 1585,1–1586,1 1676,7–1679,6 1784,6–1789,4 1872,6–1910,4	„ćwiartki” rdzenia; ok. 95%; też odcinki z całymi i połówkami rdzeni; ok. 35%
K-2	Krzemianka IG 2 (1963)	848,8–1200,0	351,2	629,4	gabrodiority, noryty, ferrolity, anortozyty, granity	1071,2–1072,9	1000,5–1014,2 1053,5–1060,0 1071,2–1072,9 1078,1–1133,3	całe i połówki rdzenia; ok. 80%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
K-56	Krzemianka PG 56 (1982)	864,0–2280,0	1416,0	645,6	gabrodiority, noryty, anortozyty, ferrolity, granity	1046,6–1057,0 1414,7–1438,9 1437,0–1449,7 1451,5–1460,3 1464,0–1475,6	875,2–880,3 890,4–912,8 917,5–921,8 930,0–945,2 957,9–960,6 1035,7–1046,5	„ćwiartki”; ok. 95%; odcinki z całymi i połówkami rdzeni; ok. 20%
K-37	Krzemianka IG 37 (1964)	844,9–1302,0	457,1	627,1	leukogabra, noryty	negatywny		brak rdzeni

Granity rapakiwi oraz ciała norytowo-anortozytowo-gabrowe są krańcowymi przedstawicielami dwumodalnego magmatyzmu, uznanego za anorogeniczny (Wiszniewska, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2004). Badania monzodiorytów, monzodiorytów kwarcowych, monzonitów, sjenitów kwarcowych, granodiorytów i granitów rapakiwi, otaczających anortozyty, noryty i plutony gabr lub tworzących oddzielne ciała w północno-wschodniej Polsce i południowo-zachodniej Litwie, doprowadziły do rozpoznania specyficznej facji o pokrewieństwie do AMCG (Skridlaite i in., 2003; Wiszniewska, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2004). Obejmuje ona skały od anortozytów, poprzez monzogabra i monzodiority, po granity typu rapakiwi.

W niniejszej monografii nie przedstawiono szczegółowego omówienia litologii i charakterystyki petrograficznej i mineralogicznej skał masywu suwalskiego. Takie charakterystyki znajdują się w licznych, specjalistycznych publikacjach (Juskowiak, 1965, 1971, 1973, 1993, 1998; Ryka, 1979, 1993; Juskowiakowa, Juskowiak, 1990; Krzemiński, 1990; Wiszniewska, 1998a, b, 2002; Bagiński i in., 2001a, b, c; Bagiński, Krzemińska, 2004), a także w wielu tomach dokumentacji złoża Krzemianka (Subieta i in., 1971; Parecki i in., 1977, 1984, 1990) i złoża Udryń (Subieta, Samociuk, 1985). Wybrane zagadnienia petrograficzne będą poruszone w dal-

szej części niniejszej monografii przy omawianiu mikroskopowych struktur tektonicznych.

Poniżej zamieszczono jednak najważniejsze cechy petrograficzne skał masywu suwalskiego, w kolejności od najczęściej do najrzadziej występujących typów skał. Juskowiak (1993) na podstawie analizy 13 profili otworów z całego masywu o łącznej długości prawie 14 km i analizie 1740 płytek cienkich z tych otworów ustalił ich następujący udział: anortozyty – 49,9%, gabronoryty – 22,2%, diorytoidy – 17,2%, noryty – 8,0%, pozostałe skały – 2,7%.

Anortozyty są najczęściej grubokrystaliczne, prawie monomineralne, przeważnie masywne z teksturami rekrytalizacyjnymi. Anortozyty cechują się dużą zawartością plagioklaz, nawet do 96%, przy braku lub bardzo niewielkiej ilości kwarcu i skalenia potasowego (Juskowiak, 1993). W odmianach bardziej drobnokrystalicznych zawartość anortytu jest mniejsza, a akcesorycznie pojawiają się hipersten, augit diopsydowy lub diallag, a także hornblenda, aktynolit, biotyt, chloryt, serycyt, muskowi, zeolity i węglany (Juskowiak, 1993). Cechą charakterystyczną anortozytów są symplektowe przerosty kwarcowo-plagioklazowe (Juskowiak, 1971, 1993; Krzemiński, 1990). Struktura anortozytów jest hipidiomorficzna lub panksenomorficzna, nierównoziarnista. Wiszniewska (2002) opisała proces protoklastycznej

Tabela 3

Podstawowe dane o otworach wiertniczych z północno-wschodniej części obszaru złoża Krzemianka

Basic borehole data from the northeastern part of the Krzemianka ore area

Numer otworu na mapach	Nazwa otworu (rok wykonania wiercenia)	Głębokość nawierconych skał krystalicznych	Miąższość krystaliniku	Strop skał krystalicznych	Uproszczona litologia (według karty otworu; oprócz otworów z numerami: 1, 3 i 8)	Głębokości stref rudnych (w metrach)	AR – anortozyty rudne; NR – noryty rudne	Rodzaj i procent zachowanego materiału wiertniczego
		[m]	[m]	[m p.p.m.]		rudy o zawartości Fe <20%	rudy o zawartości Fe >20%	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-78	Krzemianka PG 78 (1986)	936,4–2227,0	1290,6	701,5	anortozyty, ferrolity, noryty, mylonity, gnejsy, granitoidy	brak danych – karty otworu strefy rudne, m.in.: 1246,5; 1275,5; 1277,8; 1392,4; 1432,5; 1479,0; 1562,0; 1567,0–1568,3; 1575,2; 1576,0; 1576,5; 1589,6; 1611,0; 1750,2; 1753,0; 1764,8; 1823,8; 1937,0; 1938,0; 1958,0		ćwiartki; lok. połówki rdzeni; ok. 90%
K-48	Krzemianka PG 48 (1980)	928,2–2306,0	1377,8	689,2	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	987,0–1005,2 1171,3–1181,6 1200,7–1203,9 1211,8–1258,0 1293,6–1317,8 1327,8–1334,3 1350,0–1352,0 1461,2–1463,0 1499,0–1500,0 1528,5–1531,9 1610,4–1613,4	1734,4–1739,2 1768,7–1770,9 1914,4–1923,9 1929,5–1931,1 1935,2–1941,5 1961,6–1965,0 1970,7–1976,1 1984,9–1988,7 1997,6–2001,4 2131,9–2134,9	ćwiartki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juszkowiak, Ryka (1998)
K-81	Krzemianka PG 81 (1985)	944,0–2100,0	1156,0	705,0	anortozyty, ferrolity, noryty, mylonity, gnejsy, granitoidy	brak danych – karty otworu strefy rudne, m.in.: 1343,0; 1535,0; 1619,3–1619,5; 1679,0–1679,3; 1931,7; 1940,0; 1943,7; 1944,0; 1978,5; 1991,0; 1992,0; 1237,0; 1263,0; 1291,0; 1324,0, 1343,0; 1629,5		ćwiartki rdzeni; lok. połówki; ok. 90%
K-47	Krzemianka PG 47 (1983)	914,2–2292,0	1377,8	700,9	anortozyty ferrolity, noryty, granity	945,3–947,2 976,5–978,9 1013,3–1015,4 1269,5–1271,0 1301,3–1303,1 1348,4–1350,4 1461,6–1465,3 1582,0–1584,5 1977,7–1979,3	981,7–986,2 1548,6–1550,2 1553,8–1557,7 1635,6–1657,0 1694,9–1697,9 1702,3–1706,5 1715,4–1717,4 1723,0–1729,5 1733,4–1736,2 1737,9–1740,9 1748,1–1751,1 1779,1–1779,8 1781,3–1786,6 1789,6–1790,3 1786,9–1871,0	ćwiartki rdzeni; lok. połówki; ok. 90%; część (nowe) skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-44	Krzemianka PG 44 (1978)	917,5–2303,0	1385,0	687,65	ferrolity, anortozyty, noryty, dioryty, granity	>918,4–933,5 AR 963,9–968,4 974,6–982,3 989,0–1005,0 NR 1029,9–1040,8 1067,2–1088,7 NR 1176,6–1197,2 NR 1211,0–1213,8 1216,7–1220,0 1677,0–1679,7 1968,5–1979,1	933,5–938,4 982,3–989,0 1005,0–1029,9 1040,8–1058,0 1088,7–1108,6 1111,0–1146,9 1156,2–1158,5 1172,9–1176,6 1197,2–1201,0 1226,5–1235,6 1589,0–1597,7	ćwiartki rdzeni; lokalnie połówki rdzeni; ok. 90%
K-58	Krzemianka PG 58 (1984)	905,6–2300,0	1394,4	685,55	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1993,1–1996,0	2077,8–2082,7	tylko ćwiartki rdzeni; ok. 90%

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-50	Krzemianka PG 50 (1982)	941,0–2127,5	1186,5	702,7	norytoanortozyty, anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1015,8–1017,9 1099,8–1113,5 NR 1122,2–1128,6 NR 1143,1–1144,8 1169,8–1178,3 1249,1–1258,4 1268,5–1286,0 1292,2–1299,4 1304,9–1310,9 NR	1017,9–1023,3 1146,3–1154,5 1178,3–1201,1 1201,8–1215,5 1258,4–1268,5 1286,0–1292,2	ćwiartki rdzeni; lok. połówki ok. 90%
K-82	Krzemianka PG 82 (1986)	948,0–2300,0	1352,0	700,6	anortozyty, noryty, norytoanortozyty, ferrolity, granity	1031,2–1033,5 1041,2–1043,3 1048,3–1069,7 1098,3–1104,5 1114,2–1123,4 1126,4–1139,0 1174,5–1202,2 1234,8–1238,4	1123,4–1126,4 1142,9–1174,5 1202,2–1220,0 1224,4–1231,2	ćwiartki rdzeni; ok. 95%; też połówki; ok. 50%
K-51	Krzemianka PG 51 (1981)	924,0–2201,0	1277,0	703,45	norytoanortozyty, anortozyty, noryty, ferrolity, granity	951,1–954,0 998,4–999,2 1016,9–1018,0 1022,6–1024,3 1053,3–1056,0 1063,7–1066,7 1136,1–1140,1 1153,9–1154,6 1752,8–1758,3	1749,3–1752,8 1771,8–1780,3 1787,5–1791,0 1798,5–1808,5 1807,9–1817,4 1822,0–1825,4 1847,0–1854,0 1858,3–1868,1 1871,7–1876,0 1887,8–1947,1	cały otwór – ćwiartki rdzeni; lok. też połówki rdzeni; ok. 90%
K-49	Krzemianka PG 49 (1985)	932,8–2300,0	1367,2	712,0	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	brak danych – karty otworu strefy rudne, m.in.: 1000,0; 1018,0; 1555,0; 1732,0; 1843,0; 1952,8 m		ćwiartki rdzeni; ok. 95%
K-57	Krzemianka PG 57 (1980)	918,0–2281,2	1363,2	688,95	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	975,4–981,0 1074,9–1092,5 1113,1–1123,8 1151,6–1154,8 1166,7–1168,5 1217,6–1219,5 1313,8–1315,6 1318,6–1324,6 1340,3–1248,5 1352,5–1356,4	936,6–940,1 956,6–975,4 984,2–990,3 990,3–1002,2 1054,1–1063,0 1070,8–1074,9 1093,6–1099,6 1102,3–1104,3 1123,8–1130,4 1917,4–1921,7	ćwiartki rdzeni; ok. 95%
K-16	Krzemianka IG 16 (1964)	882,1–1511,6	628,5	689,0	anortozyty, noryty, ferrolity	1239,2–1256,0 1382,7–1421,0 1427,8–1433,4 1442,2–1260,4 1467,8–1474,9	1187,7–1200,5 1262,7–1268,6 1272,4–1277,5	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
K-23	Krzemianka IG 23 (1969)	879,0–1600,0	721,0	690,9	anortozyty, ferrolity, noryty, granity	1119,5–1122,4 1204,1–1217,1	1179,2–1204,1 1235,2–1259,8 1284,4–1290,6	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 50%
K-27	Krzemianka PG 27 (1976)	922,6–2300,0	1377,4	689,1	anortozyty, ferrolity, noryty, granity	1021,7–1043,0 1157,7–1147,4 1177,5–1186,6 1233,6–1236,4 1259,0–1267,4 1889,0–1896,9	1043,0–1057,8 1084,4–1096,7 1137,9–1144,6 1158,2–1166,9 1243,2–1246,1 1267,4–1275,9 1288,7–1298,1 1440,8–1442,7 1460,0–1463,1 1836,6–1850,3 1856,2–1863,0 1877,4–1889,0 1886,9–1904,5 1965,6–2019,5	całe i miejscami – połówki rdzeni; ok. 60%; część (nowe) skrzynie tylko z numerem bez głębokości

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-22	Krzemianka IG 22 (1969)	885,0–1775,0	890,0	666,9	anortozyty, ferrolity, granity, noryty	1094,5–1098,8 1246,6–1258,0 1263,7–1271,7 1357,6–1367,9 1400,2–1415,3 1433,1–1435,0 1494,8–1498,7 1568,8–1585,5	998,4–1003,1 1007,4–1009,3 1127,3–1130,5 1209,2–1216,0 1227,3–1230,5 1238,2–1246,6 1498,6–1506,6 1585,5–1589,3 1601,1–1613,2 1619,6–1733,5 1740,9–<1775,0	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 60%; też ćwiartki; ok. 20%
K-21	Krzemianka IG 21 (1969)	912,0–1600,0	688,0	689,7	ferrolity, anortozyty, noryty, granity	1283,6–1295,0 1400,2–1401,6	<914,8–957,2 1042,7–1050,5 1059,7–1065,5 1220,2–1244,7 1312,1–1347,9	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 50%
K-32	Krzemianka PG 32 (1977)	872,6–2257,1	1384,5	662,9	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	999,7–1069,7 NR 1199,9–1206,5 1227,3–1244,8 NR 1259,6–1278,2 1282,4–1296, 1340,5–1342,6 1737,1–1738,9 1807,0–1809,5 1932,3–1949,9 NR 2087,8–2090,4	1186,3–1199,9 1296,7–1301,1 1742,7–1802,6 1818,2–1844,2 1851,2–1932,3 1949,9–2005,2 2090,4–2095,3	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 60%; część (nowe) skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-53	Krzemianka PG 53 (1980)	912,0–2100,0	1188,0	685,4	anortozyty, noryty, noryto-anortozyty, ferrolity, granity	1001,4–1003,1 1005,4–1014,5 1030,6–1040,8 1051,1–1071,9 1126,4–1138,4 1141,9–1154,1 1163,2–1173,7 1286,0–1287,8 1323,4–1331,0 1336,7–1340,7 1673,0–1674,9 1762,7–1763,3 1781,1–1793,8 1800,4–1806,7	959,4–962,4 972,7–990,4 1014,5–1028,9 1108,1–1111,1 1138,4–1141,9 1173,7–1180,1 1300,8–1304,0 1331,0–1336,7 1709,5–1713,0 1749,3–1754,7 1759,4–1762,7 1765,3–1768,6 1773,8–1777,9 1809,0–1954,6	połówki rdzeni; ok. 40%; też ćwiartki; ok. 90%; część (nowe) skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości)
K-6	Krzemianka IG 6 (1967)	907,0–1613,0	740,6	680,3	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	996,9–1002,5 1081,6–1314,1 1288,6–1314,1 1359,0–1370,0 1397,4–1404,4 1562,6–1570,8	965,2–977,9 1016,5–1019,3 1032,2–1039,8 1050,7–1055,0 1070,9–1073,0 1090,2–1092,6 1101,1–1103,8 1125,4–1136,8 1314,1–1318,3 1320,2–1321,4 1337,7–1342,7 1355,3–1359,0	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 50%; część (nowe) skrzynie tylko z numerem (bez podanej głębokości); brak licznych skrzyń
K-60	Krzemianka PG 60 (1981)	905,0–1585,0	680,0	677,4	anortozyty, ferrolity, noryty, granity	1059,5–1071,5 1080,2–1095,0 1128,1–1140,0 1144,7–1153,1	1019,8–1022,7 1027,9–1038,5 1046,6–1059,5 1071,5–1080,2 1095,0–1128,1 1140,0–1144,7 1354,5–1368,5	ćwiartki rdzeni; ok. 90%

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-34	Krzemianka PG 34 (1977)	875,0–2300,0	1425,0	645,6	noryty, anortozyty, ferrolity, granodioryty, granity	1372,7–1374,8 1428,6–1447,2 1454,5–1459,5 1532,4–1587,5 1587,5–1593,1 1649,4–1651,9 1753,9–1757,2 1762,6–1764,3 1897,2–1904,7 2005,5–2008,8 2016,3–2018,4	1384,3–1389,0 1447,2–1452,5 1459,5–1466,4 1584,4–1587,5 1753,9–1757,2 1868,7–1872,1 1879,5–1887,3 1919,1–1928,3	ćwiartki rdzeni; lok. też połówki rdzeni; ok. 90%
K-20	Krzemianka IG 20 (1974)	880,2–2204,0	1323,8	662,2	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1141,4–1143,4 1254,3–1299,0 1313,2–1320,8 1357,6–1361,7 1504,0–1508,4 1513,1–1524,7 1530,4–1538,9 1543,1–1554,1 1558,3–1586,3 1599,2–1624,4	1630,9–1641,1 1646,0–1736,7 1741,5–1745,3 1760,3–1764,1 1773,0–1781,9 1803,7–1904,4 2126,1–2134,6	całe i połówki rdze- ni; lok. ćwiartki; ok. 30%; zachowa- ne tylko wybrane interwały rdzeni; profil – opis w Jus- kowiak, Ryka (1998)
K-10	Krzemianka IG 10 (1968)	896,0–1279,6	383,6	666,4	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1045,1–1062,5 1104,4–1110,7 1118,3–1128,8 1146,6–1164,4	1062,5–1104,4 1128,8–1146,6 1164,4–1196,6	całe rdzenie; lokal- nie połówki; ok. 30%; zachowane wybra- ne interwały rdzeni
K-63	Krzemianka PG 63 (1981)	895,3–1840,0	944,7	665,8	noryty, anortozyty, ferrolity, granitoidy	938,4–945,7 960,3–963,5 966,4–971,5 1111,0–1126,5 1192,1–1194,2 1339,3–1342,5 1617,9–1622,6	1099,0–1111,0 1126,5–1172,4 1185,1–1192,1 1194,2–1198,1 1463,4–1617,9 1622,6–1643,4 1698,5–1739,9 1781,0–1784,4	całe rdzenie; lokal- nie połówki; ok. 95%
K-26	Krzemianka IG 26 (1970)	893,0–1600,5	707,5	657,25	granity, noryty, ferrolity, anortozyty	899,5–944,4 NR 1299,0–1313,0 NR	944,4–973,6 1279,5–1299,0 1313,0–1324,8	całe rdzenie; lokal- nie połówki; ok. 55%
K-7	Krzemianka IG 7 (1964)	883,3–1203,1	319,8	657,7	anortozyty, granity			brak rdzeni
K-24	Krzemianka IG 24 (1970)	880,5–1700,1	819,6	651,8	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	891,0–896,1 1147,7–1149,6 1663,7–1669,1 1676,6–1687,9	925,9–937,7 994,7–1036,1 1240,4–1270,4 1409,9–1415,9 1540,1–1660,1 1687,9–1693,9	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 30%; też ćwiartki; ok. 10%; zbadano tylko ćwiartki rdze- ni
K-25	Krzemianka IG 25 (1969)	886,0–1600,0	714,0	642,05	noryty, ferrolity, anortozyty, granity	894,2–982,1 NR 1007,2–1016,7 1086,0–1090,1 1153,4–1155,1 1231,1–1236,1 1325,7–1327,5 1233,9–1443,6	986,4–996,1 1016,7–1060,0 1104,6–1143,5 1381,9–1433,9	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 30%; ćwiartki; ok. 30%; zbadano 250 m rdzeni
K-64	Krzemianka PG 64 (1979)	888,1–2305,0	1416,9	648,1	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	960,5–963,2 970,6–972,3 979,0–998,8 1004,0–1008,0 1014,7–1019,3 1025,6–1030,6 1063,3–1068,5 1084,6–1088,4 1092,0–1096,0 1100,6–1108,6	1008,0–1014,7 1042,6–1054,0 1068,5–1084,6 1097,3–1100,5	połówki rdzeni; ok. 60%; zbadano 180 m rdzeni; chaos w numeracji; część nowych skrzyń bez podanej głębokości

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-28	Krzemianka PG 28 (1975)	865,0–2296,3	1431,3	645,6	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1299,0–1306,9 NR 1388,3–1401,1 NR 1408,2–1425,2 1709,2–1719,8 NR	1382,6–1388,3 1404,1–1408,2 1425,2–1428,1 1556,0–1560,5 1578,6–1592,7 1697,7–1709,2 1719,8–1788,7	całe rdzenie; lok. połówki; ok. 15%; zachowane tylko wybrane odcinki rdzeni; po redukcji
K-61	Krzemianka PG 61 (1981)	881,4–1781,2	899,8	642,9	anortozyty, noryty, norytoanortozyty, ferrolity, granity	958,5–963,9 1044,8–1050,7 1102,0–1105,5 1116,4–1119,2 1154,6–1167,1 1168,7–1171,7 1180,9–1187,7 1194,9–1127,0 1328,0–1336,0 1351,9–1355,2 1356,2–1357,2 1391,3–1398,1 1446,2–1450,2 1570,2–1571,9 1577,7–1583,5?	1031,8–1044,8 1083,4–1085,5 1144,6–1154,6 1167,1–1168,7 1171,7–1180,9 1187,7–1194,9 1327,1–1328,0 1343,7–1347,4 1355,2–1356,2 1454,4–1457,8 1509,5–1570,2 1622,1–1627,5 1748,6–1752,1	całe rdzenie; lok. połówki; ok. 90%
K-9	Krzemianka IG 9 (1964)	873,6–1501,0	627,4	635,5	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1219,4–1224,9 1235,2–1239,8 1262,4–1269,8 1307,1–1310,1 1325,6–1342,2	1004,8–1013,8 1160,4–1173,7 1224,9–1235,2	całe rdzenie; lok. połówki; ok. 90%
K-12	Krzemianka IG 12 (1968)	870,5–1463,1	592,6	628,2	granity, anortozyty, noryty, ferrolity	974,4–991,8 1019,1–1025,0 1037,9–1055,6 1081,7–1109,3 1400,9–1403,5	1025,0–1037,9 1055,6–1073,4 1202,2–1221,3 1445,8–1458,3	całe rdzenie; lokalnie połówki; ok. 15%; zachowane wybrane interwały rdzeni; profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)
K-54	Krzemianka PG 54 (1979)	864,2–1704,5	840,3	624,2	anortozyty, ferrolity, noryty, granity	897,9–901,4 949,7–957,2 1007,6–1026,6 1034,6–1048,0 1093,5–1097,7 1111,2–1116,5 1124,2–1137,6 1143,1–1146,6 1158,4–1162,8	943,9–949,7 972,1–998,2 1026,6–1034,6 1048,0–1093,5 1104,9–1111,2 1179,4–1187,2 1198,1–1208,2	połówki rdzeni; ok. 30%; zachowane tylko wybrane interwały rdzeni
K-45	Krzemianka PG 45 (1980)	855,6–2195,0	1339,4	633,6	anortozyty, granity, noryty, ferrolity	1198,9–1200,7 1210,6–1214,3 1225,6–1256,6 NR 1276,1–1287,4 1306,5–1318,2 NR 1335,6–1345,6 1565,0–1570,6	1200,7–1210,6 1214,3–1225,6 1318,2–1322,7 1418,0–1423,5 1477,9–1493,0 1498,4–1501,0 1546,9–1563,0 1581,7–1592,4 1606,3–1602,0 1621,5–1628,6 1637,3–1675,0	ćwiartki rdzeni i ok. 300 m – połówki; ok. 90%; nowe skrzynie – bez podanej głębo- kości
K-39	Krzemianka IG 39 (1964)	842,3–1332,0	489,7	624,15	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1294,8–1297,6 1327,5–<1332,0	1320,6–1327,5	brak rdzeni
K-30	Krzemianka PG 30 (1976)	845,3–1932,6	1087,3	626,0	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1065,5–1070,3 1074,2–1078,7 1083,4–1091,8 1105,2–1117,5 1129,5–1141,6 1147,3–1153,8 1165,9–1202,4 1208,0–1239,2 1260,2–1287,4 1477,8–1481,2	1239,2–1251,5 1287,4–1304,5 1328,9–1342,8 1654,9–1719,2	całe rdzenie; lokalnie połówki; ok. 35%; zreduko- wane rdzenie; zachowanych pięć interwałów

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-19	Krzemianka IG 19 (1969)	853,0–1665,6	812,6	624,2	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	985,2–1004,1 NR 1055,0–1059,3 1122,2–1157,5 NR 1366,5–1388,0 NR 1482,4–1490,0 1584,8–1591,5 1584,8–1591,5	1080,1–1122,2 1236,2–1239,4 1346,5–1366,5 1490,0–1495,5 1542,3–1545,4 1600,2–1627,1 1635,5–1654,7	całe rdzenie; lokalnie połówki; ok. 60%
K-13	Krzemianka IG 13 (1967)	859,9–1640,4	780,5	628,2	granity, noryty, ferrolity, anortozyty	873,1–879,5 1118,0–1129,2 1143,0–1145,4 1163,0–1170,0 1173,4–1176,7 1180,5–1190,0 1196,6–1201,9 1252,0–1256,4 1261,5–1268,5	879,5–890,0 1176,7–1180,2 1190,0–1196,7 1235,3–1241,3 1384,7–1388,8 1406,8–1410,0 1440,4–1495,6	całe rdzenie; lokalnie połówki; ok. 15%; tylko nowe skrzynie – bez podanej głębokości
K-65	Krzemianka PG 65 (1982)	847,2–2047,0	1199,8	617,2	anortozyty, granity	1926,5–1932,5 AR		całe rdzenie; ok. 95%; zbadano ok. 100 m
K-46	Krzemianka PG 46 (1980)	852,0–2152,0	1300,0	626,5	noryty, anortozyty, ferrolity, granity	1116,0–1122,9 1380,4–1385,2 1472,3–1475,3 1524,4–1527,4 1590,7–1598,6	1122,9–1132,7 1147,5–1150,3 1598,6–1603,0 1608,8–1674,6	zbadano ok. 175 m rdzeni; ok. 15%; nowe skrzynie – bez podanej głębokości
K-15	Krzemianka IG 15 (1964)	842,0–1200,8	358,8	617,25	anortozyty, ferrolity, noryty, granity	1151,9–1154,1	1164,2–1180,0	brak rdzeni
K-66	Krzemianka PG 66 (1981)	833,8–1908,0	1074,2	610,3	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1227,8–1232,2 1256,6–1246,3 1335,5–1338,5 1352,1–1370,9 1372,8–1393,3 1407,9–1442,5 1445,3–1454,6 1457,2–1466,8 1596,0–1598,5 1601,9–1608,5	1338,5–1352,1 1370,7–1372,8 1393,3–1407,9 1454,6–1457,2 1466,8–1468,1 1591,6–1596,0 1598,5–1601,9	ćwiartki rdzeni; ok. 95% też połówki ok. 180 m;
K-18	Krzemianka IG 18 (1964)	862,0–1201,0	339,0	620,9	anortozyty, noryty, granity	negatywny		brak rdzeni; profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)

granulacji anortozytów, odbywający się podczas ich umiejscawiania. Proces protoklasy doprowadził do powstania drobnych, izometrycznych ziaren plagioklaz w strefach spękań plagioklazów lub wzdłuż granic większych pierwotnych ziaren plagioklazów. Anortozyty kontaktują z gabronorytami i norytami.

Gabronoryty na ogół nie były wydzielane jako osobny typ skał lecz były łączone z norytami, jako komagmatycznymi derywatami dyferencjalnych anortozytów (Juskowiak, 1971, 1973; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Ryka, 1979; Kubicki, Ryka, 1982; Wiszniewska, 2002). Gabronoryty są grubiej krystaliczne niż noryty, a jednocześnie mają słabiej od nich wykształconą teksturę kierunkową. Głównymi minerałami są plagioklasy i pirokseny, a także minerały nieprzezroczyste, czasem amfibole i biotyt. Plagioklaz jest w nich antypertytem o różnorodności form wy-

dzień skałeni alkalicznych. Gabronoryty są skałami dwupiroksenowymi, najczęściej w stanie równowagi lub o niewielkiej przewadze klinopiroksenu nad ortopiroksenem. W strefach zamfibolizowanych pirokseny ulegają przeobrażeniom w amfibol i biotyt. Z minerałów akcesorycznych występuje przede wszystkim tytanit i apatyt oraz minerały nieprzezroczyste.

Diorytydy są skałami magmowymi o strukturze średnio- lub grubokrystalicznej z megablastami skalenia potasowego i o zmiennym składzie mineralnym. Zbudowane są głównie z plagioklazów (przeważnie antypertytowego andezynu), skalenia potasowego (na ogół pertyt ortoklazowy) i kwarcu (do kilkunastu procent) oraz w zmiennej zawartości ortopiroksenu i klinopiroksenu (Juskowiak, 1993). Diorytydy charakteryzują się rozwojem myrmekitu na granicy plagioklazów i skalenia potasowego. Typowymi składnikami diorytydów

Tabela 4

Podstawowe dane o otworach wiertniczych z masywu suwalskiego, oprócz obszarów złożowych Krzemianka i Udryń

Basic borehole data from the Suwałki Massif, excluding the Krzemianka and Udryń ore areas

Nazwa otworu (rok wykonania wiercenia)	Głębokość nawierconych skał krystalicznych [m]	Mięższość skał krystalicznych [m]	Strop skał krystalicznych [m p.p.m.]	Uproszczona litologia (według karty otworu)	Głębokości stref rudnych AR – anortozyty rudne; NR – noryty rudne [m]	Rodzaj i procent zachowanego materiału wiertniczego; inne uwagi
1	2	3	4	5	6	7
Łanowicze PIG 1 (1989)	918,0–1510,0	592,0	695,0	czarnokity, granodioryty, gnejsy, granulity, granity, brekcje, mylonity	brak stref rudnych	całe rdzenie; ok. 95%; opis struktur w Cymerman (2004a); profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)
Pawłówka PIG 1 (1988)	887,0–1655,6	768,6	657,0	granodioryty, granitoidy, diatforyty	brak stref rudnych	całe rdzenie; ok. 95%
Pawłówka PIG 1A (1988)	884,0–2000,0	1106,0	654,0	granodioryty, granity, brekcje, mylonity, leukogranodioryty	brak stref rudnych	całe rdzenie; ok. 95% nieanalizo- wany; profil – opis w Juskiwiak, Ryka (1998)
Łopuchowo IG 1 (1985)	1242,4–2300,0	1057,6	999,4	dioryty, monzodioryty, leukonoryty, gabronoryty, noryty, anortozyty, granity, ferrolity	2201,4–2202,3	ćwiartki i miejscami całe rdzenie; ok. 95%; profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)
Jezioro Okrągłe IG 1 (1965)	1064,5–1400,2	335,7	907,0	anortozyty, ferrolity, granity, noryty, brekcje	1292,5–1321,0 NR	całe rdzenie; ok. 90%; profil – opis w Juskiwiak, Ryka (1998) – profil od 1085,0 do 2288,5 m
Jezioro Okrągłe PIG 2 (1985)	1085,0–2300,0	1215,0	928,1	anortozyty, ferrolity, granity, brekcje, mylonity	1231,9–1235,5 AR 1235,5–1245,0 1245,0–1255,9 1345,5–1346,6 1396,8–1399,9 1399,9–1409,5 AR 1409,5–1413,3 1565,6–1574,6	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 95%; profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)
Kazmierówka IG 1 (1979)	824,0–2307,0	1483,0	614,0	anortozyty, granity, brekcje	ok. 995,0 1465,5–1486,5 AR 1746,0–1750,0 AR	ćwiartki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juskiwiak, Ryka (1998)
Krzemianka H 1 (1976)	829,5–1501,0 (844,0–1499,0)	671,5	592,0 (606,5)	anortozyty, noryty, ferrolity, granity	1415,0–1415,6 1421,4–1422,2	ćwiartki i połówki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juskiwiak, Ryka (1998)
Jeleniewo IG 4 (1980)	817,0–1685,3	863,3	654,0	gabronoryty, noryty, anortozyty, ferrolity, dioryty, granity	1174,8–1179,4 NR 1185,8–1189,2 1195,7–1200,1 1200,1–1203,7 NR 1218,2–1223,7 NR 1257,0–1267,4 1274,7–1275,6 1303,5–1317,4 NR 1340,9–1346,1 NR 1346,1–1354,9 1523,0–1540,9	ćwiartki i miejscami całe rdzenie; ok. 90%; opis części struktur tek- tonicznych w Cymerman (2004a)
Jeleniewo IG 1 (1965)	826,2–1402,0	575,8	–610,0	noryty, gabronoryty; dioryty, ferrolity, granity	1113,2–1122,1 NR 1122,1–1137,7 1137,7–1156,9 NR 1159,1–1187,7	całe rdzenie; ok. 90%
Jeleniewo IG 2 (1978)	828,6–2300,0	1471,4	603,4	gabronoryty, noryty, anortozyty, granity	1381,6–1392,6 NR 1397,2–1400,4 NR 1427,8–1725,2 NR 1498,2–1499,7 1506,1–1508,2 1513,2–1517,0 1524,6–1525,7 1526,2–1529,2 1531,1–1532,8	całe rdzenie; ok. 90%

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7
Jeleniewo IG 5 (1980)	819,1–2300,0	1480,9	607,6	gabronoryty, dioryty, leukogabronoryty, noryty, ferrolity, granity, anortozyty,	1448,8–1455,0 NR 1459,9–1461,3 1461,3–1466,9 NR 1471,8–1478,2 1482,9–1485,2 1772,4–1825,7 NR 1825,7–1838,8	ćwiartki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
Żubryń IG 1 (1965)	787,2–1400,0	612,8	577,2	dioryty, granity, granodioryty	brak stref rudnych	całe rdzenie; tylko 15 interwałów; ok. 10%; opis struktur w Cymerman (2004a)
Bilwinowo PIG 1 (1983)	776,0–2163,8 (772,2–2163,8)	1387,8	596,0 (592,2)	gabronoryty, leukogabronoryty, monzogabra, dioryty, czarnokity, enderbity, mylonity, monzodioryty, leukogabra, anortozyty, granity	brak stref rudnych	ćwiartki rdzeni; ok. 90%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
Zaboryszki IG 1 (1965)	840,2–1401,1	560,9	650,2	dioryty, noryty, granity	brak stref rudnych	całe rdzenie; tylko 8 interwałów; ok. 10%; profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
Szlinokiemie IG 1 (Suwałki IG 1) (1957)	800,5–914,7 (801,7–914,7)	114,2	630,0 (631,2)	anortozyty, granity	brak stref rudnych	brak rdzeni; profil – opis w Jusko- wiak, Ryka (1998)
Jezioro Szlinokiemskie PIG 1 (1989)	781,8– 1961,4	1179,6	613,8	gabronoryty, anortozyty, granity, brekcje	brak stref rudnych	całe rdzenie; ok. 95%; opis struktur w Cymerman (2004a); profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)
Boksze PIG 1 (1991)	652,0–1500,0	848,0	496,2	granodioryty, granity, gnejsy, mylonity, migmaty- ty	brak stref rudnych	całe rdzenie; ok. 25%; opis części struktur Cymerman (2004a); profil – opis w Juskowiak, Ryka (1998)

są: biotyty, minerały nieprzezroczyste, cyrkon, apatyt, monacyt i allanit. W diorytoidach występują liczne drobne enklawy lub zasymilowane częściowo skiality o strukturach hornfelsowych i poikilitowych (*op. cit.*).

Noryty opisywano przeważnie razem z gabronorytami ze względu na ich podobny skład mineralny. Noryty i gabronoryty z masywu suwalskiego różnią się jedynie zawartością piroksenów romboidalnego i jednoskośnego. Noryty są skałami drobno- lub średniokrystalicznymi o wybitnie kierunkowej teksturze. Charakteryzują się one obecnością hiperstenu, będącego głównym minerałem ciemnym przy jednoczesnym braku lub podrzędnej ilości augitu. Głównymi składnikami, obok hiperstenu, są plagioklasy (andezyn, labrador), a podrzędnymi minerałami są biotyt i minerały nieprzezroczyste. W strefach przeobrażonych diaforycznie występują minerały wtórne (amfibole, chloryty, serycyty, skalenie potasowe, kalcyt i kwarc). W strefach tych wzrasta zawartość biotyty, a lamelki bliźniacze plagioklazów są zdeformowane (Juskowiak, 1993).

Noryty kruszczone (magnetytowe, rudne) współwystępują z ferrolitami i często się z nimi wielokrotnie przekładają. Noryty rudne są na ogół średniokrystaliczne, o zmiennej ilości minerałów rudnych i biotyty. Głównymi minerałami są: plagioklasy o składzie labradoru, hipersten, magnetyt i ilmenit. Hipersten często ulega przeobrażeniu w biotyt, chloryt i kalcyt. Noryty rudne wykazują strukturę syderonitową, w której protoklasty plagioklazu,

znacznie rzadziej piroksenu, tkwią pośród nieprzezroczystych minerałów tlenkowych. Struktury tych skał są hipautomorfowozziarniste lub pansenomorfowozziarniste (Juskowiak, 1993).

Ferrolity (skały ilmenitowo-magnetytowe) wykazują na ogół strukturę hipidiomorfowozziarnistą, syderonitową, z częstymi strukturami reakcyjnymi (Juskowiak, 1993). Głównymi składnikami ferrolitów są magnetyt i ilmenit. Plagioklasy o składzie andezyn, labrador pojawiają się jako pojedyncze lub większe skupienia. Ferrolity przewarstwiają się w partiach rudnych przeważnie z norytami rudnymi. W strefach kontaktowych z anortozytem powstała brekcja ostrokrawędzistych okruchów scementowanych ferrolitem (Juskowiak, 1993).

Granitoidy, uznawane za późne żyły, związane z najmłodszą formacją intruzyjną, cechują się strukturami drobno- do pansenomorfowozziarnistymi, często przechodząc w struktury protoklastyczne lub blastomylonityczne (Juskowiak, 1993). Granitoidy odznaczają się różnym składem mineralnym. Najpospolitsze są granity mikroklinowe i mikroklinowo-albitowe lub oligoklazowe. Głównymi składnikami mineralnymi granitów są skalenie alkaliczne (mikroclin i albit lub oligoklaz). W znacznych ilościach występują kwarc i biotyt, a z minerałów akcesorycznych – apatyt i cyrkon. Niekiedy granitoidy, ze względu na wyraźną teksturę kierunkową, określano jako granitognejsy (Juskowiak, 1971, 1973).

DANE RADIOMETRYCZNE

Dane radiometryczne dotyczące wieku skał polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego są z każdym rokiem coraz liczniejsze. Dane te cechują się jednak niesystematycznym, dość przypadkowym wyborem prób i różnymi metodami oznaczeń. Najlepiej ilustruje to zestawienie tabelaryczne różnych zastosowanych metod oznaczania wieku skał i minerałów, wykonane w różnych laboratoriach, przez wielu autorów w ciągu ostatnich kilku dekad (tab. 5).

Skały krystalicznego podłoża w północno-wschodniej Polsce uznawano przez dziesięciolecia za archaiczne, prekaraelskie (Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1984), głównie na podstawie mało wiarygodnych oznaczeń geochronologicznych metodą K-Ar, wykazujące wiek radiometryczny dochodzący nawet do 2,65 mld lat (Depciuch i in., 1975). Nowsze wyniki tzw. wieku modelowego $T(Nd)_{DM}$ wskazują na paleoproterozoiczny (2,0–2,5 mld lat) wiek tworzenia się skorupy kontynentanej kratonu wschodnioeuropejskiego (Claesson i in., 1995; Claesson, Ryka, 1999). Główna faza deformacji i metamorfizmu w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego miała się odbyć w czasie orogenezy swekofeńskiej (1,93–1,87 mld lat) (Claesson, 1996). Skały facji granulitowej z tzw. kompleksu podlaskiego (Kubicki i in., 1973; Kubicki, Ryka, 1982) mogą być porównywane do: granulitów, enderbitów, czarnokitów oraz oliwinowych i piroksenowych ortognejsów z północno-zachodniej Białorusi o wieku radiometrycznym około 1,90–1,79 mld lat (Bibikova i in., 1995; Taran, Bogdanova, 2001; Bogdanova i in., 2001).

Na pograniczu Mazowsza i Podlasia, w otworze Rajsk 1, oznaczono wiek cyrkonów metodą U-Pb na około 1,83 mld lat (Krzemińska i in., 2009). Oznaczenia cyrkonów z ortoamfibolitów Łomży, bez odziedziczonych jąder i przerostów metamorficznych, wykonane metodą SHRIMP, wynoszą 1802 ± 9 mln lat, co zinterpretowano jako czas zasadowej intruzji (Krzemińska i in., 2005). W otworze Okuniew IG 1, położonym na południowy zachód od Łomży, magmowe cyrkony z migmatytowych gnejsów wskazują na wiek ich krystalizacji ok. 1,80 mld lat temu oraz młodszy metamorfizm ok. 1,20–1,28 mld lat (Valverde-Vaquero i in., 2000).

W monzodiorytach z otworu Krasnopol PIG 6 stwierdzono cyrkon o wieku około 1525 mln lat, a datowane frakcje tytanitu wynoszą tam 1526 mln lat. Podobny wiek radiometryczny cyrkonów uzyskano z kwarcowego monzonitu z otworu Bartoszyce IG 1 – 1522 ± 2 mln lat, a dla monzodiorytu kwarcowego z otworu Gołdap IG 1 – 1502 mln lat. Dla monzodiorytu kwarcowego z otworu Bartoszyce IG 1 wiek radiometryczny cyrkonów wynosi około 1499 mln lat. Oznaczenia radiometryczne metodą U-Pb i Pb-Pb pojedynczych cyrkonów i frakcji tytanitu z kompleksu mazurskiego wskazują na trwającą ok. 25 mln lat aktywność magmową (Dörr i in., 2002).

Datowania radiometryczne wieku biotyty metodą $^{39}Ar/^{40}Ar$ mazurskich granitów rapakiwipodobnych z otworu Bartoszyce IG 1 wskazują na 1396 ± 8 mln lat (Dörr i in., 2001, 2002). Dane te określają czas ostatnich epizodów w ewolucji badanych skał, głównie ich wyniesienia, a nie rzeczywisty wiek krystalizacji.

W niewielkim masywie Sejn dane radiometryczne wskazują czas krystalizacji monzodiorytów hiperstenowych na ok. 1,55 mld lat (metoda U-Pb; cyrkony). Oznaczenie to jest zgodne z datowaniami mineralizacji rudnej masywu suwalskiego uzyskanymi metodą Re-Os (Morgan i in., 2000; Wiszniewska i in., 2000; Wiszniewska, 2002). W otworze Sejny IG 2 oznaczono także cyrkony o wieku 1526 i 1519 mln lat (Wiszniewska i in., 2002b).

Pierwsze oznaczenia wieku radiometrycznego anortozytów, norytów i diorytoidów z rdzeni wiertniczych z masywu suwalskiego wykonano metodą K-Ar. Uzyskany wiek radiometryczny z 16 prób biotyty i amfibolu mieścił się w szerokim zakresie wartości od 1312 do 1535 mln lat (Depciuch i in., 1975; Jarmołowicz-Szulc, 1990). Kompilacyjna izochrona wszystkich typów skał z masywu (granity, dioryty, noryty i anortozyty) definiuje ich wiek radiometryczny na 1347 ± 93 mln lat. Wynik ten zinterpretowano jako czas przedstawienia zegara izotopowego wywołanego intruzją granitu w suwalskim masywie anortozytowo-norytowym (Jarmołowicz-Szulc, 1990). W takiej interpretacji byłby to o ponad 150 mln lat młodszy etap kwaśnego magmatyzmu niż czas intruzji magmy zasadowej. Wiek izotopowy wykonany metodą K-Ar z anortozytów z otworu Udryń IG 18 wyinterpretowano metodą izochronową na około 1320 mln lat, a wiek biotyty z anortozytów, noryty i pegmatytu waha się od 1122 do 1448 mln lat (Jarmołowicz-Szulc, 1998). Oznaczenia radiometryczne wieku biotyty metodą $^{39}Ar/^{40}Ar$ z otworu Boksze PIG 1 wynoszą 1435 ± 8 mln lat, a z otworu Krasnopol PIG 6 – 1425 ± 8 mln lat (Dörr i in., 2002).

Wiek radiometryczny biotyty, określony metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$, jest o prawie 100 mln lat młodszy od zawierających je skał, co wskazuje na powolne tempo chłodzenia skał (ok. $2^\circ C/mln$ lat). Nowe oznaczenia czasu ochłodzenia biotyty wykonane metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ z otworu Boksze PIG 1 wynoszą 1435 ± 8 mln lat, z otworu Krasnopol PIG 6 – 1425 ± 8 mln lat, a mazurskich granitów rapakiwipodobnych z otworu Bartoszyce IG 1 – 1396 ± 8 mln lat (Dörr i in., 2002).

Badanie diorytoidów z masywu suwalskiego metodą Rb-Sr na całych próbach skalnych wskazują na ich wiek izochronowy 1445 ± 140 mln lat (Bachliński, 1998), a próbek całej skały, plagioklazów i piroksenu – 1376 ± 120 mln lat. Amfibol z diorytów tego masywu datowany metodą K-Ar wskazuje na wiek ok. 1535 mln lat (Jarmołowicz-Szulc, 1990).

Badania diorytoidów metodą Rb-Sr siedmiu całych próbek skalnych dostarczyły wieku izochronowego 1445 ± 140 mln lat z początkowym stosunkiem $^{87}Sr/^{86}Sr$ wynoszącym 0,707268 (Bachliński, 1998). Próbki te pochodziły z otworów: Bilwinowo PIG 1, Jeleniewo IG 4, Jeleniewo IG 5, Łopuchowo PIG 1, Zaborszki IG 1 oraz dwie z otworu Żubryń IG 1. Izochrona całej skały określona przez próbki plagioklazów i piroksenu wskazywała na wiek 1376 ± 120 mln lat. Za pomocą metody K-Ar wykazano, że wiek amfibolu z jednego z tych diorytów wynosi około 1535 mln lat (Jarmołowicz-Szulc, 1990; bez podanego zakresu błędów w tym oznaczeniu).

Dioryty z otworu Boksze PIG 1 oznaczono na trzech (z czterech) konkordantnych cyrkonach metodą U-Pb.

Tabela 5

Proterozoiczna ewolucja tektono-metamorficzna skał krystalicznych północno-wschodniej Polski i południowo-zachodniej Litwy na podstawie danych geochronologicznych, petrologicznych i strukturalnych

Tectono-metamorphic evolution of Proterozoic crystalline rocks from northeastern Poland and southwestern Lithuania based on geochronological, petrological and structural data

Wiek w mln lat (System)	Oznaczenia geochronologiczne [mln lat]				Metoda izotopowa	Skały/minerały	Autor/ autorzy, rok publikacji	Magmatyzm Metamorfizm Deformacje		
	południowo-zachodnia Litwa (północno-zachodnia Białoruś)	północno-wschodnia Polska (Mazowsze)	Kompleks mazurski (masyw Sejny)	Masyw suwalski (otoczenie S i W)				9	10	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<1200 (STEN)				1122 1185	K-Ar K-Ar	ano/bio, am fano/bio	J-Sz., 1990 J-Sz., 1990	wyniesienie		
1300–1200 (ECTAS)		1200–1280	od 1226 do 1379	1298	U-Pb K-Ar K-Ar	mig/zi rano/bio grt/bio	V-Va. i in., 2000 J-Sz., 1990 Dep. i in., 1975			
1300–1400 (ECTAS)				1312 ok. 1320 1332 1334 1347 ±93 1357 1376 ±120 (1396 ±8) od 1345 do 1447	K-Ar K-Ar K-Ar K-Ar K-Ar K-Ar Rb-Sr Ar-Ar K-Ar	ano/bio ano/bio peg/bio ano/bio gra, dio, nor, ano/ bio, amf ano/bio did/pr, pla, pir gra/bio grd/bio, fel	J-Sz., 1990 J-Sz., 1990 J-Sz., 1990 J-Sz., 1990 J-Sz., 1990 J-Sz., 1990 Bachliński, 1998 Dörr i in., 2002 Dep. i in., 1975	wieki ochłodzenia wyniesienie deformacja D ₃ w warunkach podatno-krucho- ści i kruchych		
1400–1450 (KALYM)				od 1394 do 1428 (1425 ±8) (1435 ±8) 1445 ±140	Ar-Ar Ar-Ar Ar-Ar Rb-Sr	grd, dio/bio grd/bio grd/bio did/Pr	Dörr i in., 2002 Dörr i in., 2002 Dörr i in., 2002 Bachliński, 1998			
1450–1500 (KALYM)				1448 1487 ±7	K-Ar U-Pb U-Pb	nor/bio mon/zir mon/zir	J-Sz., 1990 Dörr i in., 2001 Claesson, 1996	ochłodzenie wyniesienie		
1500–1525 (KALYM)	1505 ±11		1499 ±4	1502 ±2 1510 ±18 1512 ±4 1512 ±1 1513 ±4 1517 ±15 1520 ±21 (1517 ±3) 1522 ±4 1522 ±20 (1519±17) 1526 od 1513 ±4 do (1548 ±7)	U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb Pb-Pb Pb-Pb U-Pb U-Pb U-Pb Pb-Pb U-Pb	mon/zir dio/zir zir zir mon/zir dio/zir grd, ano, cha/zir mon/zir mon/zir jot/zir mon/zir mon/zir mon/tyt, zir mod/zir, tyt mon/tyt mon/zir jot/zir grd/zir jot/zir jot/zir	Claesson, 1996 Sun. i in., 1994 Wiszniewska, 2002 Wiszniewska, 2002 Dörr i in., 2001 Sun. i in., 1994 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Krz. i in., 2009 Krz. i in., 2009 Wiszniewska 2002 Dörr i in., 2001 Wiszniewska, 2002 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Wiszniewska, 2002 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001 Dörr i in., 2001			
								przemieszczenia łusek tektonicznych (dupleksów) ku NE		

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1525–1550 (KALYM)			(1526 ±1) (1526 ±6) 1537 ±85 (1542+9/-2) (1548 ±8) 1548 ±8 (1549 ±5)	(1525 ±25) 1536 ±67 1542 ±20 (1540 ±30)	U-Pb U-Pb U-Pb Re-Os CHIME U-Pb U-Pb CHIME CHIME U-Pb U-Pb	mod/zir gab/zir, tyt jot/zir siarczki, mag mon gab/zir jot/zir mon mon jot/zir jot/zir	Dörr i in., 2001 Wis. i in., 2002 Wis. i in., 2002 Mor. i in., 2000 Wis. i in., 2007 Wis. i in., 2002 Dörr i in., 2002 Bag, Krz., 2005 Bag, Krz., 2005 Dörr i in., 2001 Wis. i in., 2002	progresja I epizodu magmatyzmu magmatyzm synkinematyczny – foliacja		początek orogenezy duńsko- -półonijnej? (hallandiańskiej?)
1550–1575 (KALYM)			(ok. 1550)	1556 ±94 1559 ±37	U-Pb Re-Os Re-Os	mod/zir mag, pirotyn siarczki	Dörr i in., 2002 Mor. i in., 2000 Stein i in., 1998			początek intruzji zasadowych orogeneza późnogotyjska?
1575–1600 (KALYM)										ochłodzenie wyniesienie początek orogenezy gotyjskiej
1600–1700 (STATER)	(1660–1710)				Ar–Ar	grd/amf	Bogd. i in., 2001			
1700–1800 (STATER)		1789 ±34 1795 ±7			U-Pb U-Pb	peg/mon pgn/zir	Krz. i in., 2007 Krz. i in., 2009			
1800–1900 (OROSIR)	(ok. 1800) (ok. 1800) (ok. 1800) ok. 1830 ok. 1836 (1884)	(1800 ±6) (1802 ±9) 1818 ±15 1826 ±12 od 1829 do 1836 1840 ±50 od 1830 do 1850 1830 1790–1900		(1850 ±50)	U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb CHIME CHIME U-Pb U-Pb U-Pb U-Pb Sm-Nd (T _{DM})	gne/zir amp/zir mig, gru/mon gne/zir end/mon pgn/zir pgn/mon zir cha/mon cha/mon grd/zir gru/mon grd/zir grd/zir wieki modelowe	V-Va. i in., 2000 Krz. i in., 2005 Bib. i in., 1995 Taran i in., 2001 Taran i in. 2001 Krz. i in., 2009 Krz. i in., 2007 Bag, Krz., 2005 Bag, Krz., 2005 Motuza, 2005 Motuza, 2005 Wis. i in., 2005 Wis. i in., 2005 Taran i in., 2001 Taran i in., 2001	magmatyzm nadsubdukcyjny – łuk wulkaniczny metamorfizm w facji granulitowej i amfibolitowej orogeneza swekofeńska deformacja D₁ (wg Cynamerman 2004a) strefy ścinania podatnego – foliacja S1 przemieszczenia łusek tektonicznych (dupleksów) ku SW i SSW		
>1900 (OROSIR)	od 2000 do 2500 od 2200 do 2370	2558 za to 1826 ±12	od 2100 do 2200	od 1700 do 2300	K-Ar U-Pb Sm-Nd (T _{DM}) Sm-Nd (T _{DM}) Sm-Nd (T _{DM})	peg/bio peg/zir wieki modelowe wieki modelowe wieki modelowe	Dep. i in., 1975 Krz. i in., 2006 Cla, Ryka, 1999 Mansfield, 2001			wiek skał suprakrystalnych

Nazwiska autorów: Bag, Krz. – Bagiński i Krzemińska; Bib. – Bibikova; Bogd. – Bogdanova; Cla – Claesson; Dep. – Depciuch; J-Sz. – Jarmołowicz-Szulc; Krz. – Krzemińska; SUN – Sunblad; Wisz. – Wiszniewska; V-Va. – Valverde-Vaquero;

Skały: amp – amfibolity; ano – anortozyty; cha – czarnokity; did – diorytydy; end – enderbity; gan – gabronoryty; gne – gnejsy; gra – granity; grd – granitoidy; gru – granulity; jot – otunity; mod – monzodoryty; mig – migmatyty; mzd – monzodoryty; nor – noryty; peg – pegmatyty; pgn – paragnejsy; pr – próba całej skały;

Minerały: amf – amfibole; bio – biotyty; fel – skalenie potasowe; mag – magnetyty; mon – monacyty; pir – pirokseny; pla – plagioklasy; tyt – tytanit, zir – cyrkon

Oznaczenia tych cyrkonów wynoszą 1513 ± 4 mln lat i zinterpretowano to jako czas krystalizacji cyrkonów w tych diorytach (Dörr i in., 2001; Wiszniewska, 2002). Oznaczenia radiometryczne cyrkonów z otworu Krzemianka IG 21 wykonane metodą U-Pb wskazują na ich wiek 1512 ± 4 mln lat (Wiszniewska i in., 2007). Nieco tylko starszy wiek (1524 ± 4 mln lat) uzyskano dla jednego, subkonkordantnego cyrkonu z monzodiorytu z otworu Krasnopol PIG 6; wyznaczony wiek cyrkonu leży jednak poniżej linii konkordii¹ (*op. cit.*).

Z tego samego otworu dokonano oznaczeń frakcji tytanitu i przyjęto dla nich średnią wieku $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ wynoszącą 1525 ± 25 mln lat. Wynik ten uznano za czas krystalizacji tytanitu (Dörr i in., 2001). Ta podana średnia wartość jest jednak wyższa niż „pozorny wiek” tytanitu, który wynosi: 1487 ± 7 mln lat ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), 1510 ± 18 mln lat ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) i 1522 ± 20 mln lat ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) (Wiszniewska, 2002).

Oznaczenia radiometryczne metodą Re-Os miały na celu ustalenie wieku umiejscawiania intruzji magmowych i powstania mineralizacji rudnych Fe-Ti-V oraz podrzędnej mineralizacji Fe-Cu-Ni-Co na terenie masywu suwalskiego (Stein i in., 1998; Morgan i in., 2000; Wiszniewska, 2000b, 2002). Bardzo niskie zawartości Re i Os w magnetytach oznaczają jednak dużą niepewność tych oznaczeń i niedopasowanie Re i Os podczas krystalizacji magnetytu i plagioklastu w tym masywie (Morgan i in., 2000). Model trzech izochron za pomocą oznaczeń „wieku” Re-Os (Ludwik, 1999) wszystkich 13 analiz z trzech złóż masywu suwalskiego wynosi 1536 ± 67 mln lat (Morgan i in., 2000). Po odrzuceniu trzech analiz z prób mniej radiogenicznych i ponownym przeliczeniu izochron Re-Os wiek magnetytu zmienia na 1559 ± 37 mln lat (*op. cit.*).

ROZPOZNANIE WIERTNICZE

Na obszarze masywu suwalskiego wykonano prawie połowę wszystkich wierceń osiagających prekambryjskie podłoże krystaliczne w północno-wschodniej Polsce (Cymerman, 2004a). W celach poszukiwawczych i dokumentacyjnych na terenie tego masywu wykonano w latach 1957–1991 101 głębokich otworów². Nawiercono nieco ponad 100 000 m skał krystalicznych (tab. 1–4).

W latach 1957–1991 na terenie masywu suwalskiego wykonano 103 głębokie otwory wiertnicze (tab. 1). Na terenie złoża Krzemianka odwiercono 73 otwory (tab. 2, 3; fig. 7, 8), a na obszarze złoża Udryń – 12 otworów (Wiszniewska, 1998a; Cymerman, 2006a). Sześć otworów wykonano w okolicy Jeleniewa (Kazimierówka IG 1, Krzemianka H 1, Jeleniewo IG 1, Jeleniewo IG 2, Jeleniewo IG 4, Jeleniewo IG 5). Są one położone między obszarami złóż Krzemianka na zachodzie i Udryń na północnym wschodzie (tab. 4; fig. 7, 9, 10). Kolejnych sześć otworów wykonano

na zachód i północny zachód od złoża Krzemianka, a sześć innych – na wschód i południowy wschód od obszaru złoża Udryń (tab. 4; fig. 11, 12).

Najpłytszym otworem nawiercającym anortozyty masywu suwalskiego jest pierwszy otwór wiertniczy na Suwalszczyźnie – Szlinokiemie IG 1, nazywany także Suwałki IG 1 (Znosko, 1973a). W dziewięciu otworach z masywu suwalskiego – poza obszarami złożowymi Krzemianka i Udryń – nie przewiercono więcej niż 850 m skał krystalicznych, ale więcej niż 560 m (tab. 4). Wyjątkiem jest otwór Jezioro Okrągłe IG 1, w którym nawiercono tylko 335,7 m skał krystalicznych. W otworze Pawłówka PIG 1 z powodu awarii technicznej wiercenie zakończono na głębokości 1400,2 m. Awaria ta spowodowała konieczność wykonania w pobliżu innego otworu Pawłówka PIG 1A, który zakończono na głębokości 2000,0 m. Łącznie w 18 otworach z masywu suwalskiego – oprócz obszarów złożowych rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń – przewiercono 16 324 metrów skał krystalicznych. W otworach Żubryń IG 1 i Zaboryszki IG 1 archiwalny materiał wiertniczy jest zachowany jedynie w około 10% i to w kilkunastu wytypowanych interwałach głębokościowych.

Szczegółowe badania strukturalne i kinematyczne wykonano na 12 120 metrach rdzeni z 16 otworów z masywu suwalskiego – poza obszarami złożowymi Krzemianka i Udryń. Badań takich nie wykonano w dwóch otworach z różnych przyczyn. Z otworu Szlinokiemie IG 1 nie został zachowany żaden materiał wiertniczy w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB. Z kolei rdzeni z otworu Pawłówka PIG 1A (głębszego „wtórnika” otworu Pawłówka PIG 1) jeszcze nie zbadano strukturalnie. W ramach grantu badawczego pierwotnie planowano wykonanie analizy strukturalnej i kinematycznej rdzeni wiertniczych jedynie z 38 otworów z całego obszaru masywu suwalskiego. Ostatecznie badania te wykonano na rdzeniach wiertniczych z aż 94 otworów z omawianego masywu.

W latach 1962–1969 Instytut Geologiczny wykonał 14 pierwszych otworów wiertniczych na obszarze południowo-zachodniej części zasadowego masywu suwalskiego (tab. 2). Obszar ten jest położony około 2 km na południowy zachód od miejscowości Szurpiły (Znosko, 1965b; Subieta i in., 1971). W tych 14 otworach, stanowiących niemal połowę wszystkich otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka³, a nieprzekraczających więcej niż 1410 m głębokości, oprócz otworu Krzemianka IG 4 o głębokości końcowej 1537,5 m, przewiercono łącznie 6524 m w skałach krystalicznych (fig. 7; tab. 2). W kolejnych 3 otworach (o głębokościach końcowych poniżej 2400 m) wykonanych w latach 1975–1977 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie, nawiercono łącznie 4414 m skał krystalicznych. W latach 1979–1986 wykonano ostatnich 12 wierceń dokumentacyjnych w południowo-zachodniej części złoża

¹ Zgodnie z konkordią byłby to „wiek” około 1516 mln lat.

² Otwór Łanowce PIG 1 znajduje się prawdopodobnie już poza umownie przyjmowanymi granicami masywu suwalskiego, jednak dane z tego otworu w niniejszej monografii zestawiono przy omawianiu najbliższego otoczenia tego masywu.

³ Podziału całego rozległego obszaru złoża Krzemianka dokonano na podstawie klasycznego podziału tego złoża na dwie geograficzne części: północno-wschodnią i południowo-zachodnią (Subieta i in., 1973; oprac. arch.).

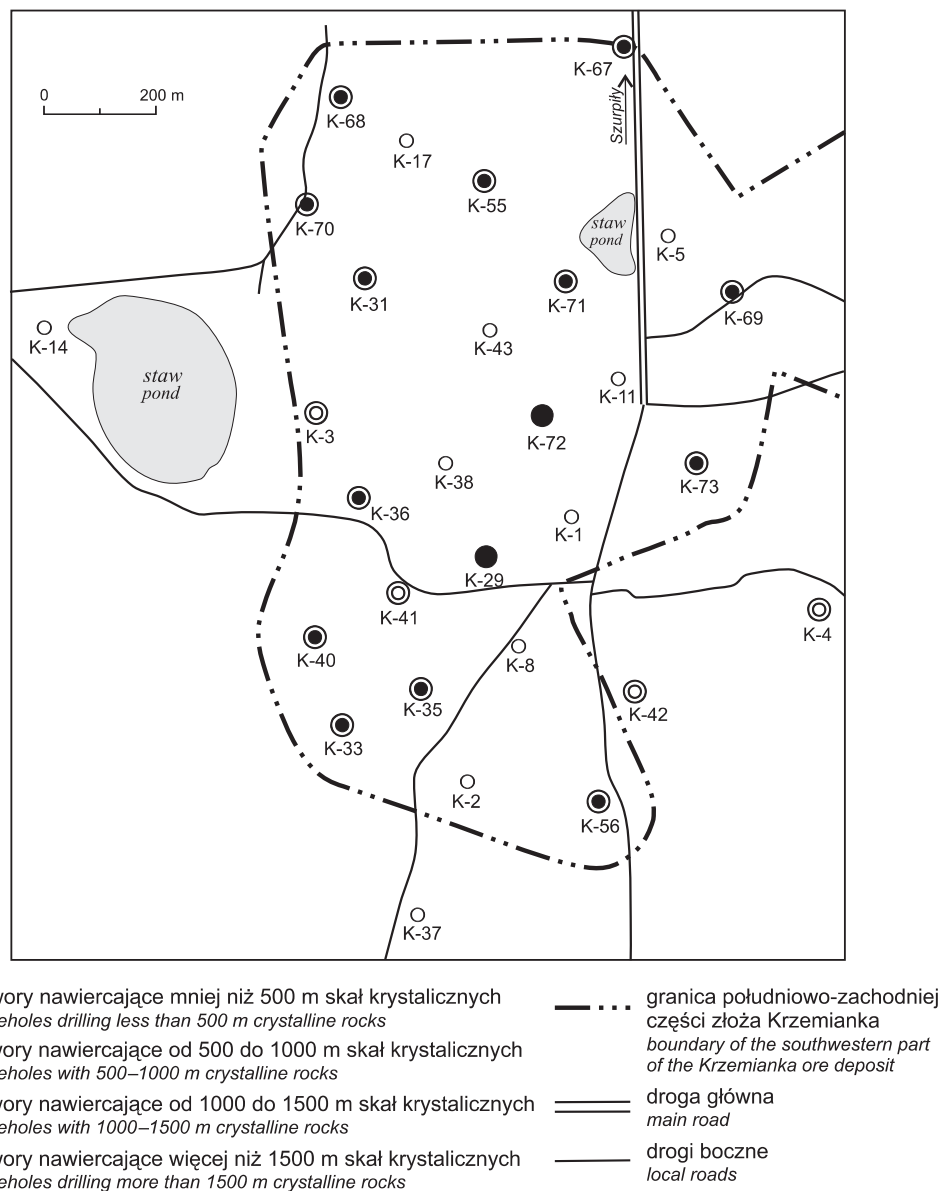


Fig. 7. Lokalizacja otworów wiertniczych na obszarze południowo-zachodniej części złoża Krzemianka

Location map of deep boreholes from southwestern part of the Krzemianka ore deposit

Krzemianka (Parecki, 1998), w których przewiercono 16 662,7 m skał krystalicznych. Łącznie we wszystkich 29 otworach z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka przewiercono 27 600,7 m skał krystalicznych (fig. 7; tab. 2).

Najpłytszymi otworami z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka są pierwsze wiercenia na tym terenie – Krzemianka IG 1 (K-1)⁴ o głębokości 1200,2 m i K-5 (1200,3 m). Najgłębszym wierceniem jest otwór K-72 o głębokości 2822,9 m (tab. 2; fig. 7). Podłoże krystaliczne w tej części złoża Krzemianka występuje na głębokości od 616,1 m p.p.m. (otwór K-4) do 645,6 m p.p.m. (otwór K-56). Ze wszystkich 29 otworów, archiwalny materiał wiertniczy nie został

zachowany z 3 otworów (K-14, K-4 i K-37) (fig. 8; tab. 2). Otwory te, znajdujące się już poza granicami złoża wyznaczonymi w pierwszej wersji, jak i w późniejszej – niezbyt znaczącej (Parecki, 1998) – uznano za negatywne ze względu na brak lub niewielkie ilości magnetytu. Z otworów: K-31, K-29, K-8 i K-42 jest zachowanych mniej niż 25% rdzeni. Z pozostałych 22 otworów rdzenie zachowane są prawie w całości (średnio około 90–95% pierwotnego materiału wiertniczego).

W latach 1962–1964 w okolicy Szurpiły wykonano sześć pierwszych otworów wiertniczych (Znosko, 1965b; Subieta i in., 1971) położonych w północno-wschodniej

⁴ Do oznaczenia otworów o nazwie Krzemianka zastosowano skrót K; w skrótowym opisie otworów pominięto także indeksy wykonawców IG (Instytut Geologiczny) i PG (Przedsiębiorstwo Geologiczne).

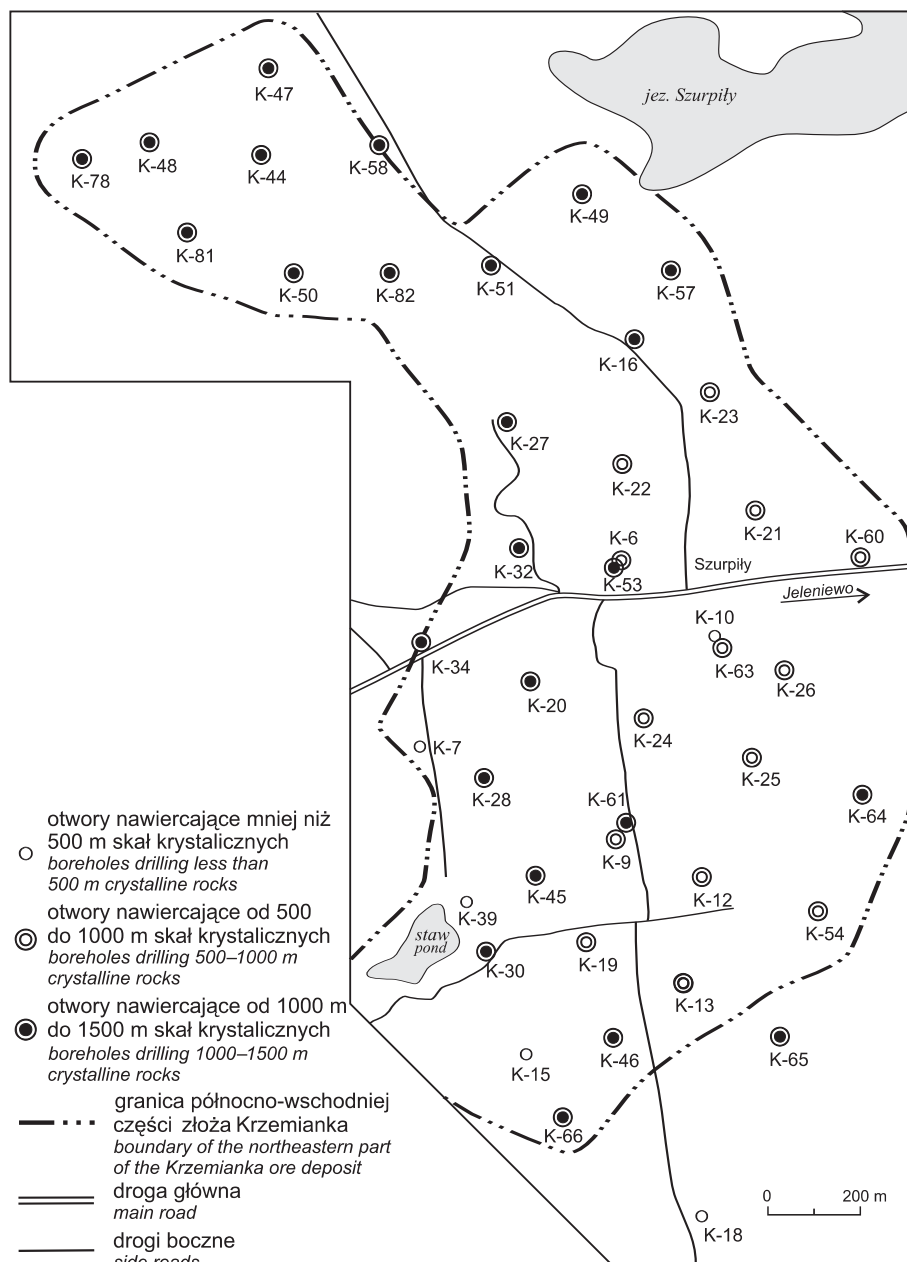


Fig. 8. Lokalizacja otworów wiertniczych na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Location map of deep boreholes from northeastern part of the Krzemianka ore deposit

części złoża Krzemianka (fig. 9; tab. 3). Tylko otwór K-16 był zlokalizowany na północ od miejscowości Szurpily, pozostałe – na południe i południowy zachód od tej miejscowości. W otworach tych przewiercono w sumie 2 763,2 m skał krystalicznych (tab. 3). W latach 1967–1971 wykonano na tym obszarze 12 otworów i przewiercono w nich 10 340 m skał krystalicznych. Kolejnych 5 otworów poszukiwawczych zrealizowano w latach 1974–1977 przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie. Wszystkie te otwory były położone na zachód lub południowy zachód od miejscowości Szurpily i przewiercono w nich 6604,3 m skał krystalicznych (tab. 3). Już w pierwszym z nich – K-20 – przekroczone głębokość 2200 m. Do 1986 roku wykonywano przeciętnie od jednego do dwóch otwo-

rów rocznie. Jedynie w latach 1980–1981 wykonano po 5 otworów w jednym roku. Ostatnie wiercenia zlokalizowano w północnej i północno-zachodniej części tego złoża. Najpłytszymi wierceniami na obszarze północno-wschodniej części złoża są otwory K-15 (głębokość końcowa 1200,8 m) i K-18 (1201,0 m) z najbardziej południowej części tego obszaru badań. Najgłębszymi wierceniami na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka są trzy otwory (K-44, K-48 i K-64), w których przekroczone o kilka metrów głębokość końcowa 2300 m (tab. 3; fig. 9). Podłoże krystaliczne w tej części złoża Krzemianka występuje na głębokości od 610,3 m p.p.m. w otworze K-66 do 712,0 m p.p.m. w otworze K-49, położonym w N części badanego obszaru. W 44 otworach z omawianej

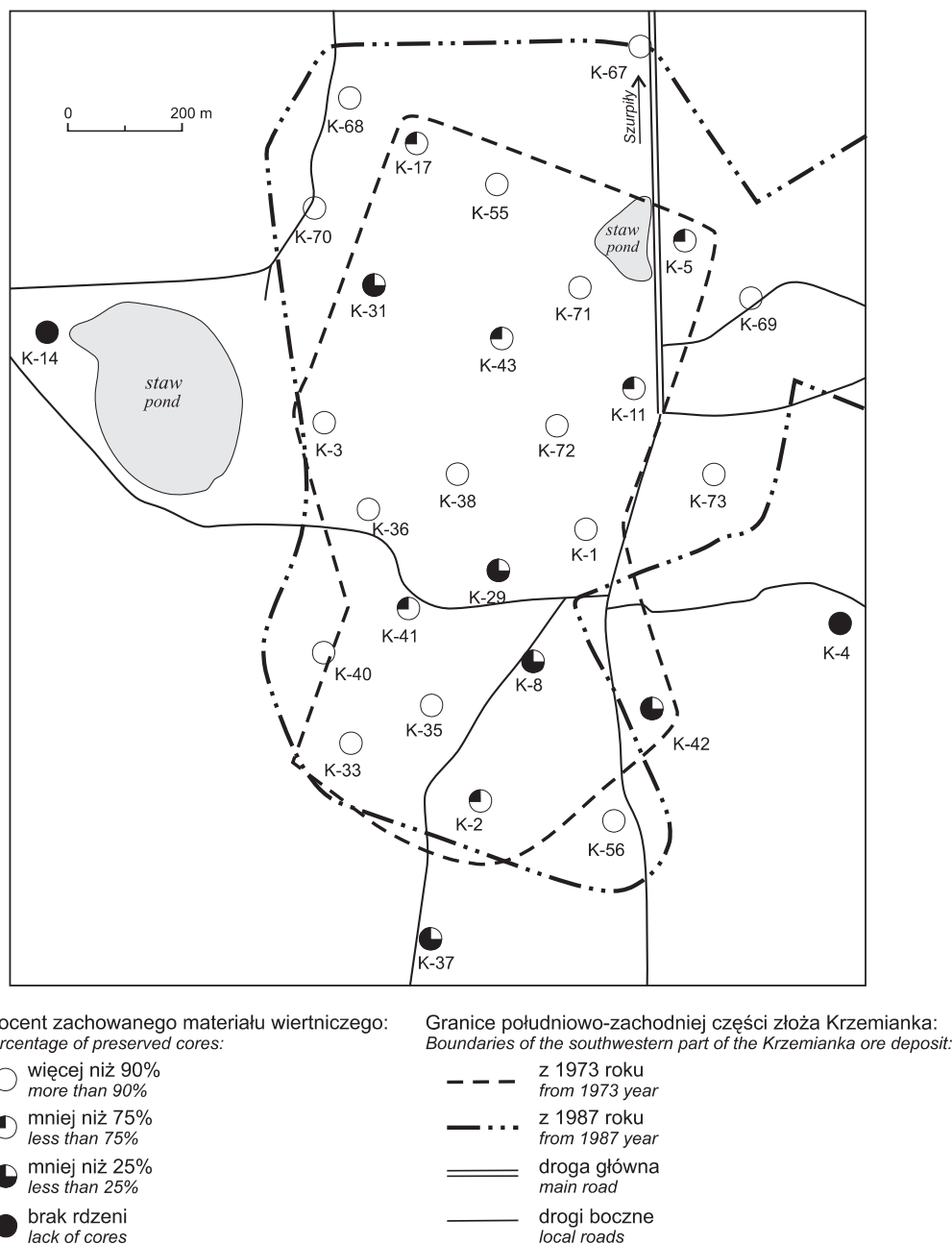


Fig. 9. Procentowy stopień zachowania rdzeni z otworów wiertniczych położonych na obszarze południowo-zachodniej części złoża Krzemianka

Map of boreholes with percentage of preserved drill-cores from southeastern part of the Krzemianka ore deposit

części złoża Krzemianka przewiercono ponad 45 000 m w skałach krystalicznych.

Z wykonanych 44 otworów z północno-wschodniej części złoża Krzemianka, materiał wiertniczy nie został zachowany z otworów: K-7, K-39, K-15 i K-18 (fig. 10; tab. 3). Trzy z nich znajdowały się poza granicami północno-wschodniej części omawianego złoża, a udokumentowanego wtedy w kat C₂ (Subieta i in., 1971), ale w późniejszej dokumentacji otwory te włączono w granice złoża w dokumentacji w kategorii C₁ (Parecki i in., 1977, 1984, 1990). Uznanie wyniku tych otworów za negatywny, ze względu na brak lub niewielkie ilości magnetytu w przewierconych profilach było, podobnie

jak w otworze K-18, zasadniczą przyczyną zlikwidowania rdzeni z tego otworu. W 8 otworach z północno-wschodniej części złoża Krzemianka zachowanych jest mniej niż 25% materiału wiertniczego (fig. 10). Z pozostałych 32 otworów z tej części złoża rdzenie zachowane są prawie w całości (około 90–95%) lub przynajmniej ponad 75% rdzeni.

W latach 1964–1983 w centralnej części masywu suwalskiego wykonano 12 otworów wiertniczych w ramach rozpoznania i udokumentowania złoża rud ilmenitowo-magnezytowych Udryń (Subieta, Samociuk, 1985; Wiszniewska, 1998a). W otworach tych przewiercono od około 360 m (otwór Udryń IG 1) do prawie 1500 m (otwór Udryń IG 7)

skał krystalicznych. Łącznie w tych 12 otworach nawiercono prawie 12 600 m skał krystalicznych. Podłoże krystaliczne na obszarze złoża Udryń występuje na głębokości od 838,0 m (630,0 m p.p.m.) w otworze Udryń IG 7 do głębokości 861,4 m (655,9 m p.p.m.) w otworze Udryń IG 10. Z 12 wykonanych otworów materiał wiertniczy jest zachowany prawie w całości w przypadku sześciu otworów (Udryń IG 5, Udryń IG 6, Udryń IG 7, Udryń IG 8, Udryń IG 11 i Udryń IG 18). Najmniej zachowanego materiału wiertniczego pozostało po najstarszych wierceniach: Udryń IG 1 (ok. 60%), Udryń IG 2 (ok. 60%) i Udryń IG 3 (ok. 35%).

BUDOWA GEOLOGICZNA ZŁOŻA KRZEMIANKA

Złoże Fe-Ti-V Krzemianka jest położone w południowo-zachodniej części masywu suwalskiego. Jego budowę geologiczną przedstawiono w publikacjach Kubickiego i Siemiątkowskiego (1979), Wiszniewskiej (1993, 2002) i Pareckiego (1998). Strefa rudna ma kształt łuku o szerokości około 1,5 km zagiętego ku wschodowi w centrum Szurpił. Długość strefy rudnej dochodzi do prawie 5 km (Parecki, 1998).

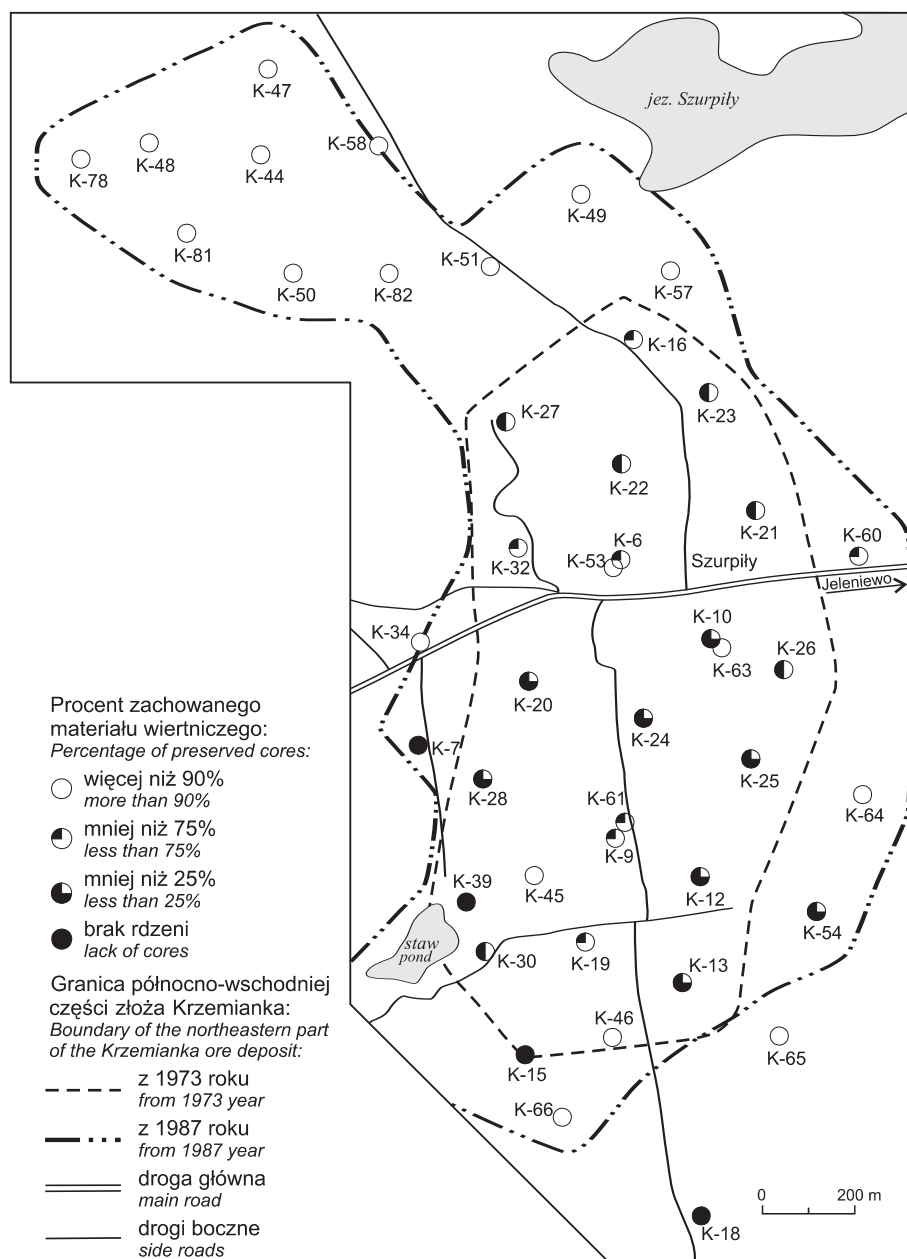


Fig. 10. Procentowy stopień zachowania rdzeni z otworów wiertniczych położonych na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Map of boreholes with percentage of preserved drill-cores from northeastern part of the Krzemianka ore deposit

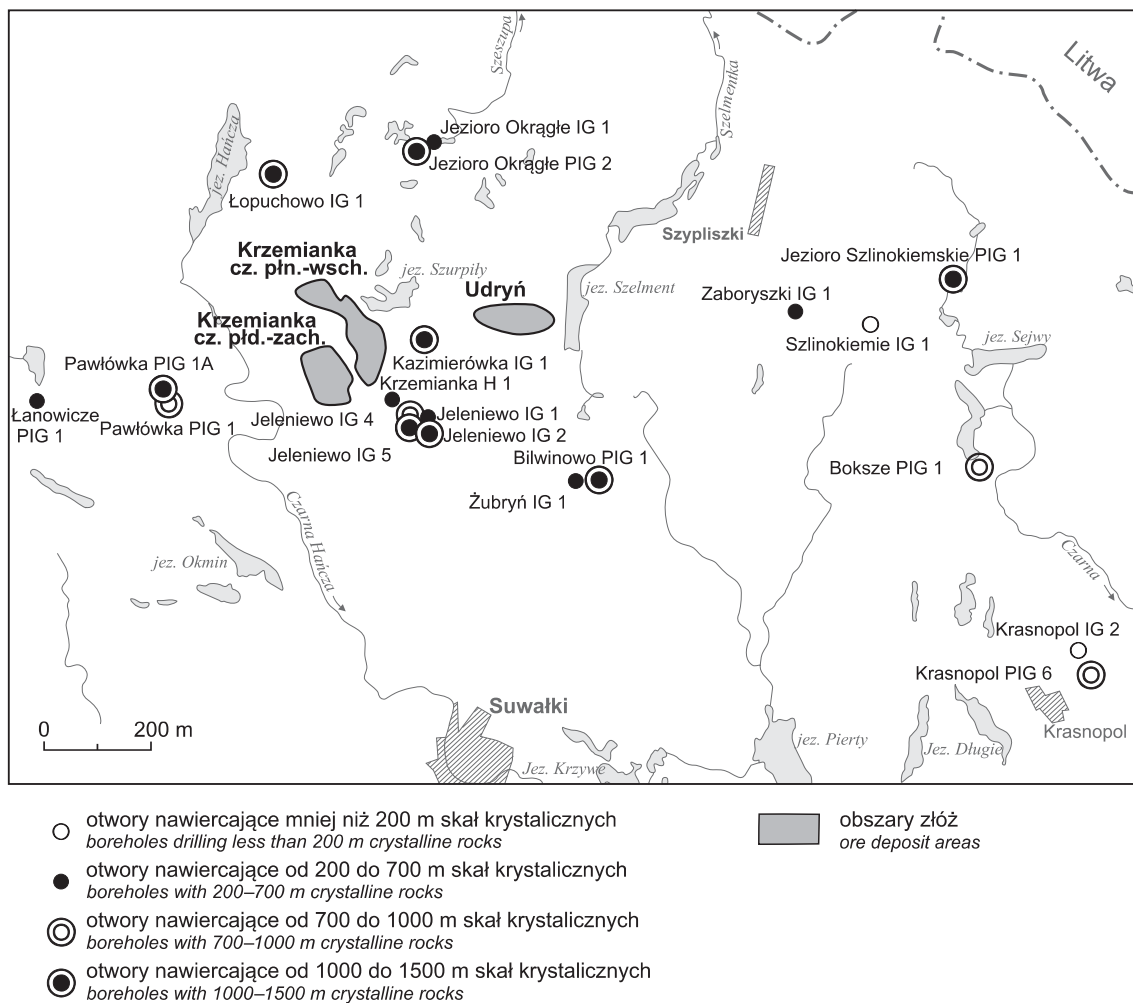


Fig. 11. Mapa lokalizacji wybranych otworów wiertniczych z masywu suwalskiego (oprócz obszarów złóż Krzemianka i Udryń) oraz z jego otoczenia

Location map of selected deep boreholes from the Suwałki Massif and its surroundings (beyond the Krzemianka and Udryń ore deposits)

Mineralizacja kruszcowa ze złoża Krzemianka charakteryzuje się dużą zmiennością formy i składu (Wiszniewska, 1993). Zasadnicze koncentracje ciał rudnych występują na kontakcie norytów z anortozytami oraz lokalnie na kontakcie norytów z diorytami (Parecki, 1998). Przyjmuje się, że noryty były skałą macierzystą magnetytu (*op. cit.*).

Potrzeby geologii złożowej i planowanej kopalni oraz różnice w strukturze geologicznej, zasobach i rozwoju ciał rudnych wymogły praktyczny podział złoża Krzemianka na trzy geograficzne części: południowo-zachodnią, północno-wschodnią i tzw. anormalny obszar VI (Parecki, 1998), zajmujący najbardziej północno-zachodni fragment (około 1/3 obszaru) północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Przyjmowano, że struktura geologiczna południowo-zachodniej części złoża Krzemianka jest bardziej skomplikowana niż jego północno-wschodnia część (Parecki, 1998). Wyniki szczegółowej analizy strukturalnej nie potwierdzają jednak tego założenia. Ze strukturalnego i kinematycznego punktu widzenia nie ma żadnych zasadniczych różnic w rozwoju struktur tektonicznych ani

na obszarze południowo-zachodniej, ani północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Jednak w dalszej części niniejszej monografii, o dokumentacyjnym charakterze, zostanie zachowany dwuczłonowy, geograficzny podział tego rozległego złoża na dwie, geograficzne części: mniejszą obszarowo część południowo-zachodnią i większą – północno-wschodnią z tzw. anormalnym obszarem VI (Subieta i in., 1971; Parecki, 1998).

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

W pierwszym ujęciu kartograficznym południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (Subieta i in., 1971.) wydzielono dwa pakiety ciał rudnych. Pierwszy z nich występuje na południu, gdzie tworzy dwa główne ciała rudne o prawie południkowym przebiegu (fig. 5). Drugi pakiet rudny z północno-zachodniej partii tej części złoża rozciąga się w kierunku NW–SE i jest zbudowany z kilku (od 4 do 6) równoległych do siebie ciał rudnych. Przyjmowano, że

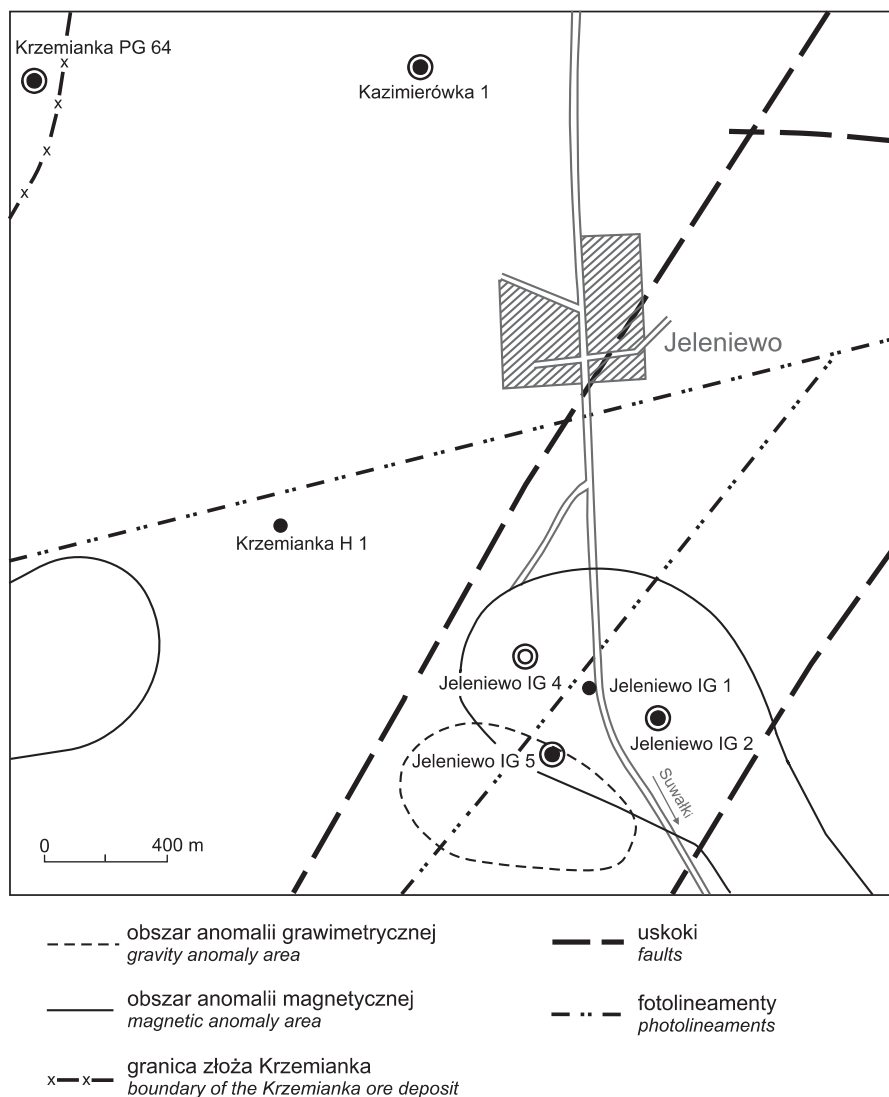


Fig. 12. Mapa lokalizacji otworów wiertniczych z okolicy Jeleniewo

Location map of deep boreholes from a vicinity of Jeleniewo

obydwa pakiety rozdziela równoleżnikowy uskoki, być może prawoskrętnie przesuwczy. Wydłużone lub prawie linijne ciała rudne występują wśród norytów, a w zachodniej partii omawianej południowo-zachodniej części tego złoża – pośród gabrodiorytów i diorytów. Anortozyty występują tylko w południowo-wschodniej partii tej części złoża Krzemianka (fig. 5, 6, 13). Na mapie geologicznej w skali 1:100 000 (Kubicki, Ryka, 1982) zaznaczono jeden pas ferrolitów, o długości prawie 3 km, wyklinowujący się ku NNW. Ferrolity występują wśród norytów i gabronorytów z „upadem skał”⁵ ku WSW pod kątem około 45°. Od tego czasu nie opublikowano już nowej mapy geologicznej z obszaru złoża Krzemianka.

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka, wydzielona jako niezależna część od pozostałej części tego złoża

(Subieta i in., 1971), przybiera formę zbliżoną do prostokąta o długości prawie 1,5 km w kierunku południkowym i szerokości dochodzącej do ok. 1 km (fig. 13). Omawiana część złoża Krzemianka miała być oddzielona od jej północno-wschodniej części regionalną strefą dyslokacyjną o kierunku zbliżonym do NNW–SSE (*op. cit.*). Późniejsze badania, a zwłaszcza nowsze znacznie głębsze wiercenia, wykazały jednak, że istnieje kontynuacja przynajmniej niektórych ciał rudnych z północno-wschodniej części tego złoża na obszar południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (Parecki, 1993). Ciała rudne o zmiennej miąższości i zawartości Fe (tab. 2) występują głównie wśród norytów, rzadziej gabronorytów i anortozytów. Ciała te charakteryzują się formami typu pseudopokładów, soczew, szlir i żył (Subieta i in., 1971; Parecki i in., 1977, 1984, 1990; Parecki, 1998). Do

⁵ W objaśnieniach do mapy zamiast terminu foliacja użyto „upad skał”, ponieważ termin foliacja stosowano kiedyś jedynie w odniesieniu do struktur w skałach metamorficznych, a masyw suwalski jest zbudowany ze skał magmowych, w których jednak powstało wiele stref ścinania podatnego z foliacją.

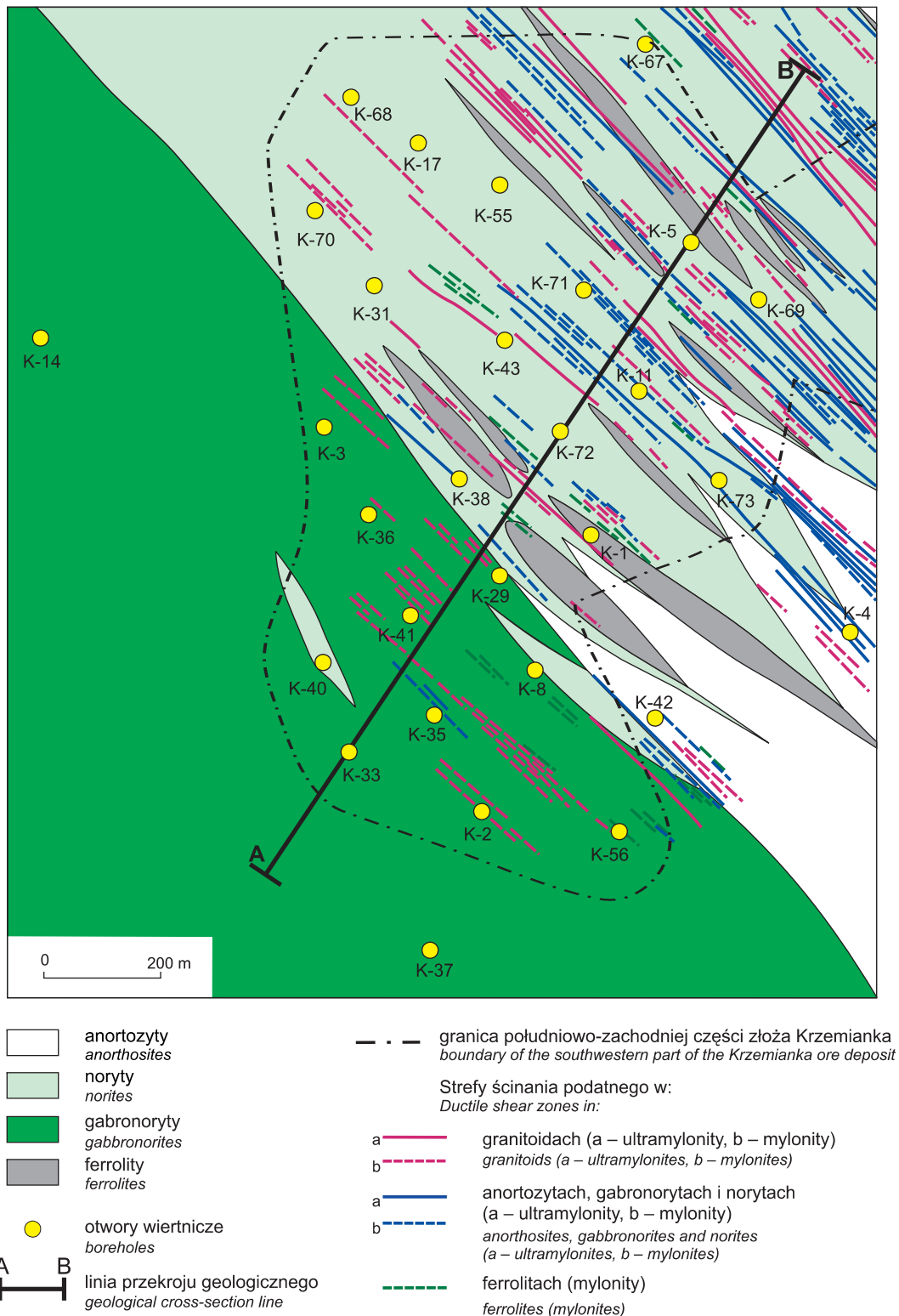


Fig. 13. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy dysków (złuszczenia rdzeni) z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation orientations, based on analysis of drill-core discs from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

korelacji między otworami użyto najbogatszego i najbardziej regularnego pokładu rudnego oznaczonego jako K-277 (*op. cit.*). Ten pokład korelacyjny w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka nie jest jednak tak dobrze wykształcony, jak w północno-wschodniej części omawianego złoża. Korelacje pokładów rudnych w południowo-zachodniej części utrudniają częste i stopniowe przejścia od norytów do ferrolitów, zwłaszcza w północnej partii omawianej części złoża.

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka charakteryzuje się dwudzielnością w przekrojach pionowych (Parecki, 1998). Górna partia rudna cechuje się: dominacją norytów nad anortozytami, mniej regularnym rozwojem ciał rudnych i bardzo częstymi przejściami od ciał rudnych (ferrolitów) w skały otoczenia, głównie do ubogich w magnezyt norytów. Ciała rudne z tej partii są głównie typu I (noryty rudonośne) i typu II – rudy piroksenowe (*op. cit.*). Należą one do rudnych norytów i rud piroksenowych, natomiast dolna partia rudna, złożona głównie z anortozytów, zawiera ciała rudne typu III (plagioklazowego), czyli odpowiada dominującemu typowi ciał rudnych z północno-wschodniej części złoża Krzemianka. W dolnej partii rudnej kontakty ciał rudnych i skał osłony są wyraźne i bez stopniowych przejść. Ciała rudne w tej dolnej partii są bardziej rozpowszechnione i dają się znacznie lepiej korelować niż ciała rudne z górnej partii rudnej. W południowo-zachodniej części złoża Krzemianka znajduje się około 60% zasobów w kategorii C₁ naliczonych do głębokości 1050 m, 15% zasobów zalega na głębokości od 1450 do 1700 m, a około 20% – poniżej głębokości 1800 m (Parecki, 1993). W południowo-zachodniej części złoża wykazano istnienie 40 ciał rudnych, przy czym aż 72% zasobów jest zgromadzonych w siedmiu ciałach rudnych o szacunkowych zasobach powyżej 6 mln ton (*op. cit.*).

Obszerna charakterystyka minerałów kruszcowych w poszczególnych otworach z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka znajduje się w licznych dokumentacjach (Subieta i in., 1971) oraz w szeregu publikacji (Siemiątkowski, 1970, 1993, 1998; Kubicki, Siemiątkowski, 1973, 1979; Wisniewska, 2002). Podano w nich także dokładne wyniki badań geochemicznych i petrograficznych skał z całego obszaru złoża Krzemianka. Dlatego w niniejszej pracy nie przedstawiono wyników tych szczegółowych i specjalistycznych badań.

Wśród skał południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka występują głównie gabronoryty – noryty klinopiroksenowe, rzadsze są dioryty. W formie silnie spłaszczonych soczew lub makrowrzecion pojawiają się tam ferrolity (skały magnetytowo-ilmenitowe) i rudne gabronoryty, noryty i anortozyty (tab. 2; fig. 13, 14). Zasadowe skały magmowe wykazują bardzo często wzajemne przejścia, tworząc szereg odmian przejściowych, jak np. leukogabronoryty, leukonoryty i melanogabronoryty (Juskowiak, 1998). W południowo-wschodniej partii omawianej południowo-zachodniej części złoża dominują głównie anortozyty. We wszystkich profilach otworów występują także granity, rzadziej pegmatyty.

Północno-wschodnia część złoża Krzemianka

Podłoże krystaliczne na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka występuje na głębokości od 610,3 m p.p.m. w otworze K-66 do 712,0 m p.p.m. w otworze K-49. Obniżanie stropu podłoża skał krystalicznych o około 100 m zaznacza się ku NW fragmentowi tej części złoża Krzemianka. W pierwszym ujęciu kartograficznym tej części złoża Krzemianka w skali 1:5000 (Subieta i in., 1971) wydzielono kilkanaście ciał rudnych. Na mapie geologicznej w skali 1:20 000 scalono te liczne i drobne pakiety rudne do czterech ciał rudnych. Większość wystąpień pakietów rudnych jest związana z norytami o niewielkich miąższościach. Danych tych nie uwzględniono na mapie 1:100 000, gdzie wydzielono tylko jedno duże ciało rudne, umiejscowione pośród anortozytów (Kubicki, Ryka, 1982).

Wszystkie ciała rudne z północno-wschodniej części złoża Krzemianka charakteryzują się prawie południkowym przebiegiem, ale ku północy skręcają one stopniowo ku NW. Na mapie geologicznej omawianej części złoża Krzemianka na poziomie 1400 m p.p.m. w skali 1:5000 (Subieta i in., 1971) wydzielono dwa pasy ciał rudnych o szerokości do 200 m. Ciała rudne z tych pasów rozdzielać ma hipotetyczny prawoskrętny uskoki o łukowatym przebiegu. Na schematycznej mapie Pareckiego (1998) na poziomie 1450 m p.p.m. wszystkie pakiety rudne charakteryzują się prawie południkowymi biegami. Obok dwóch głównych pakietów, wydzielono tam kilka znacznie mniejszych ciał rudnych, ale bardzo silnie wydłużonych, prawie form liniowych.

Północno-wschodnia część złoża Krzemianka, wydzielona jako odrębna część od reszty złoża (Subieta i in., 1971), początkowo miała na mapie formę i wielkość zbliżoną do południowo-zachodniej części złoża. W wyniku późniejszych wierzeń i dalszych badań poszukiwawczych to pole rudne poszerzono znacznie w kierunku NW i N (fig. 15). Ostatecznie pole to otrzymało dość nieregularną formę – rozległej i południkowo wydłużonej elipsy z łukowato wygiętą ku NW partią północno-wschodnią. Omawiane pole rudne zajmuje obszar ponad 4 km². W północno-wschodniej części złoża Krzemianka sugerowano istnienie dwóch prawie równoległych uskokiów o łukowatym biegu, jednak w kierunku NNE–SSW (Subieta i in., 1971.). Z kolei Parecki (1998) na obydwu mapach na poziomie 1450 m p.p.m. i 1800 m p.p.m. zaznaczył w samym środku złoża, w miejscowości Szurpiły, romboidalny obszar (?zrąb tektoniczny) o powierzchni ok. 0,3 km². Miał on być ograniczony ze wszystkich stron równoleżnikowymi lub południkowymi uskokiami. Nie jest wyjaśniona forma tego hipotetycznego pionowego „pnia”. Prawdopodobnie obszar ten wydzielono z powodu niemożliwości wykonania korelacji danych otworowych w tej najbardziej rozwierconej części złoża Krzemianka. Na omawianym obszarze wykonano dwa nowe otwory K-53 i K-63 zlokalizowane w pobliżu starszych wierzeń K-6 i K-10 (fig. 9; tab. 3).

Liczne ciała rudne o zmiennej miąższości i zawartości Fe (tab. 6) występują na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka, głównie wśród anortozytów, znacznie rzadziej wśród norytów, a najrzadziej pośród gabronorytów.

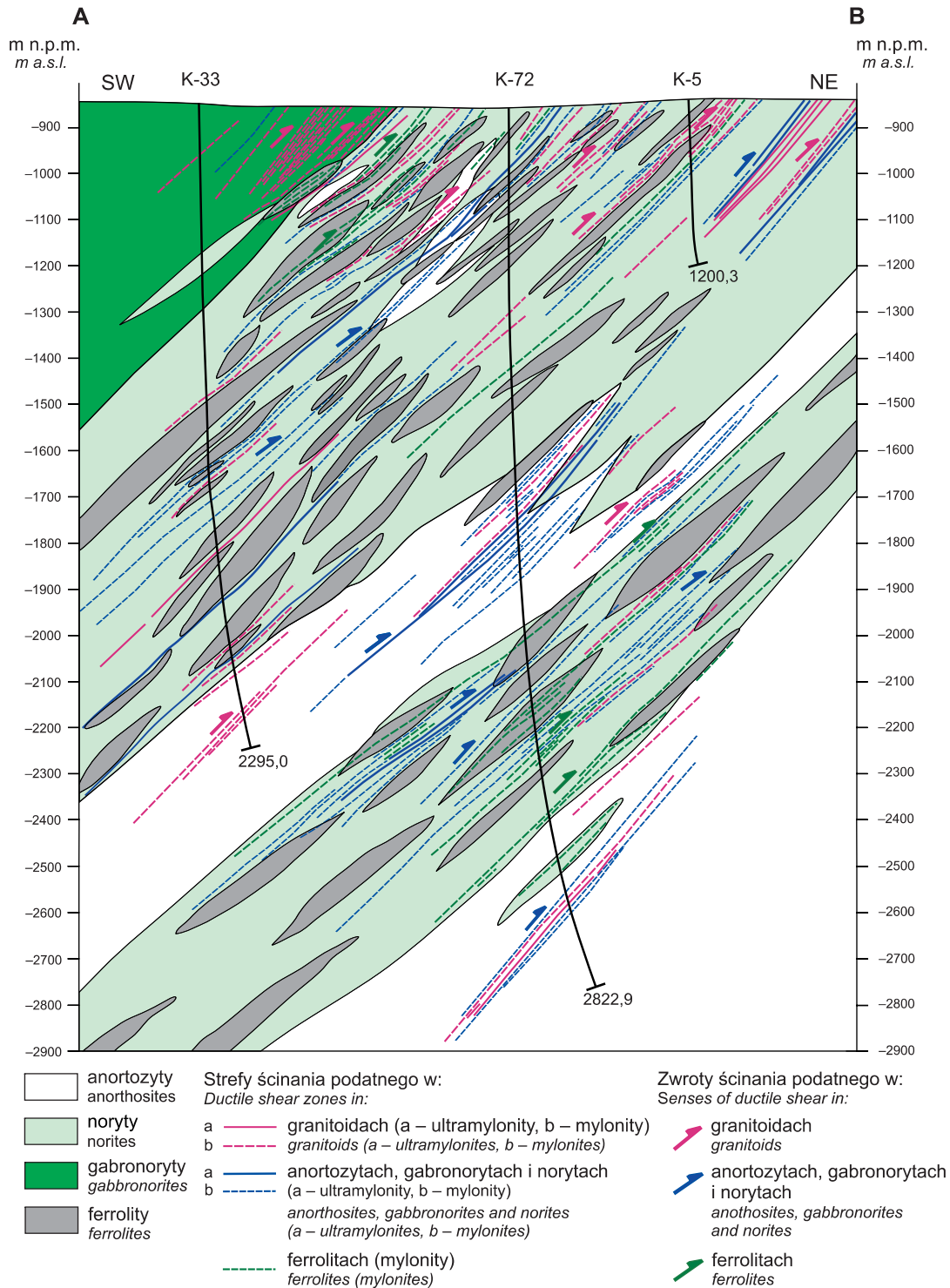


Fig. 14. Przekrój geologiczno-strukturalny A-B przez południowo-zachodnią część złoża Krzemianka

Geological-structural cross-section across the southwestern part of the Krzemianka ore deposit

Podobnie jak w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, ciała rudne z północno-wschodniej części tego złoża charakteryzują się formami typu pseudopokładów, soczew, szlir i żył (Subieta i in., 1971; Parecki i in., 1977; Parecki, 1998). Do korelacji pakietów rudnych między otworami ze złoża Krzemianka użyto najbogatszego i najbardziej regularnego pokładu rudnego oznaczonego numerem 277 (*op. cit.*).

Ten pokład korelacyjny kontynuuje się w głębszej partii rudnej w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, gdzie jednak nie jest tak dobrze zaznaczony, jak w części północno-wschodniej. Korelacje pakietów rudnych także w części północno-wschodniej złoża Krzemianka utrudniają częste i stopniowe przejścia od norytów do ferrolitów, zwłaszcza w środkowej i południowej partii północno-wschodniej

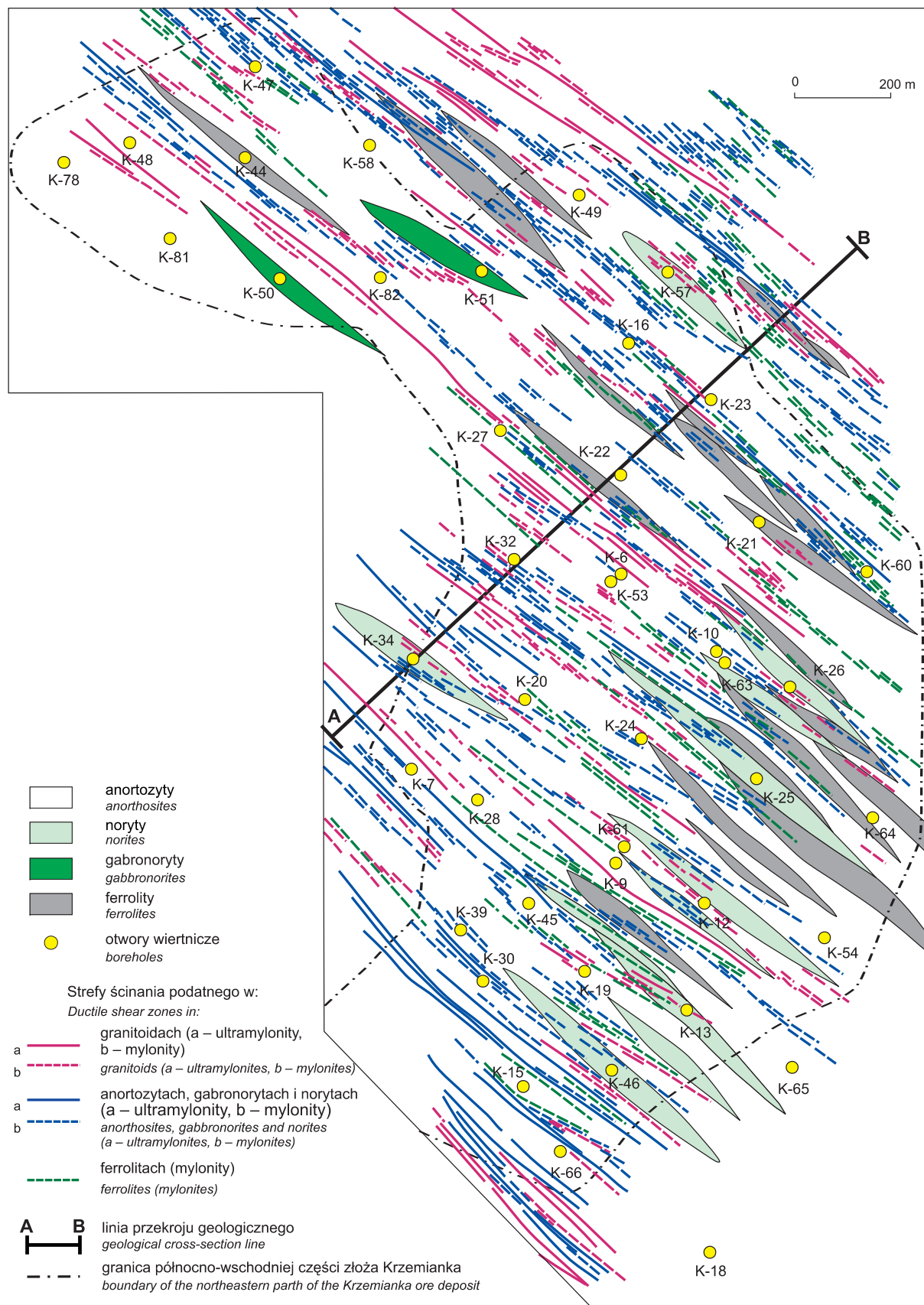


Fig. 15. Odkryta mapa geologiczno-strukturalna północno-wchodniej części złoża Krzemianka

Geological-structural sketch map of the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

Tabela 6

**Strefy ścinania podatnego rozpoznane w otworach z południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka
(pogrubione napisy – bardzo dobrze wykształcone struktury tektoniczne)**

Ductile shear zones recognized in boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore area (bolds – very well developed structures)

Nazwa otworu	Głębokości pobrania próbki rdzenia z przejawami ścinania prostego i stref podatnego ścinania prostego [m]	Rodzaj protolitu (L) – leukokratyczne	Rodzaj skały mylonitycznej	Uwagi
1	2	3	4	5
Krzemianka PG 67	1044,0; 1202,0; 1218,0; 1251,0; 1362,0; 1669,4; 1669,6; 1674,4; skrz. nr. 838 (? ok. 1650,0); 1612 (?); 1669,7; 1673,8; 1674,5; 1362,2 ; skrz. nr. 838 (? ok. 1650,0); 1120,0; 1163,0; 1188,7; 1322,0; 1331,0; 1359,0; 1360,5; 1363,4; 1363,5; 1365,0; 1453,0; 1664,0; 1669,0; 1669,2; 1767,0; 1785,2; 2038,5; 2055,0; 2056,0; 2057,0; 1074,0; 1082,0; 1186,5; 1192,5; 1194,4; 1443,5; 1462,0; 1464,5; 1468,5; 1478,5; 1484,5; 1484,8; 1573,3; 1573,5; 1655,0; 1658,3; 1663,7; 1664,0; skrz. nr. 838 (? ok. 1650,0); 1761,6; 1767,4; 1787,3; 1802,0; 1839,2; 1888,6; 1888,8; 1889,0; 2048,6; 1322,0; 1325,0; 1671,0; 1680,0; 1681,0; 1681,5; 1684,5; 1685,0; 1685,3; 1687,5; 1713,0; 1722,0; 1727,5; 1742,5; 1760,0; 1774,4; 1774,7; 1778,0; 1778,5; 1780,0; 1791,0; 1794,5; 1796,0; 1932,5; 945,0; 1074,5; 1110,0; 1186,5; 1573,5; 1649,5 899,5; 1815,0; 1931,0; 1826,5; 2028,2; 2054,0	granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty noryty noryty i ferrolity	protomylonity (protomyl.) mylonity (myl.) myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 25 razy, granity – 6 razy
Krzemianka PG 68	1273,8 1689,0; 1696,2; 1840,0; 1850,0; 1936,0; 1425,2; 1434,0; 1689,0; 1696,7; 1695,5; 1845,0; skrz. nr. 1265 (ok. 1950 m); 1216,2; 1410,0; 1449,0; 1462,5–1462,5; 1440,0; 1695,7; 1106,4; 1243,0; 1255,0; 1218,0; 1397,0	pegmatyt granity granity granity anortozyty anortozyty noryty noryty i ferrolity	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 21 razy, granity – 2 razy; w karcie otworu: granity – 63 razy
Krzemianka IG 17	956,5; 993,0; 999,1; 1002,7; 1033,5; 1070,5; 1012,7; 1033,6–1033,9; 1141,7–1142,4; 1158,0; 998,8; 1062,0	granity granity granity anortozyty anortozyty noryty diorytydy	protomylonity protomylonity myl. do ultramylonitów mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 18 razy, granity – 12 razy
Krzemianka PG 70	1090,9; 1245,2–1245,9; 1338,5; 1367,5–1368,3; 1370,2; 722,0; 778,0; 934,4; 935,2; 1014,2; 1662,2; 1694,0; 988,0; 1272,2–1278,4; 1484,7–1486,1; 1996,0–2013,0; 2050,5–2070,0; 2123,0–2148,5; 2149,2–2162,5; 2148,5–2149,2; 906,5–907,2; 1119,9; 1341,0–1343,0; 1362,0; skrz. 1539,0–1544,0 (ok. 1380,0–1385,0 m?); 1417,0–1418,0; 1525,0; 1621,0–1623,1; 1681,0–1683,0; 1072,2; 1099,0; 1721,0–1733,0; 1878,0–1879,0; 1882,0–1885,0; 1980,0; 2097,0–2150,0; 907,2; 927,0; 1338,5 1369,5; 909,0; 1370,5–1371,0	pegmatyty pegmatyty granity granity granity anortozyty anortozyty noryty granodiority granodiority granodiority	protomylonity blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów mylonity ultramylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 48 razy, granity – 30 razy
Krzemianka PG 55	909,0; 974,7; 1118,0; 1407,0; 1407,5; 1468,0; 1901,5; 974,8; 1597,7; 1609,8; 1800,0; 1818,0; 1903,0; 1905,0; 961,0; 966,8–967,1; 970,0; 1408,8; 1411,0; 1467,0–1468,0; 1849,5; 970,0; 1118,2; 1407,5–1407,9; 1405,0; 1818,2; 2100,0; 2221,5; 2276,3; 1318,0; 1408,0; 1410,0; 1698,4; 1698,7; 1884,0; 1891,9; 2050,0; 2055,0; 2055,5; 2057,0; 2110,0; 2134,0; 2251,5; 2251,8; 2252,8; 2257,0; 2276,3; 1737,0; 1870,0; 1924,5; 2040,0; 2252,8; 2257,5; ok. 2005,0–2008,0; 1114,0; 1390,0; ok. 950,0; 1331,0; 1333,0; 2023,0;	pegmatyty pegmatyty granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) noryty noryty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów ultramylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 14 razy, granity – 4 razy
Krzemianka IG 5	ok. 930,0; ok. 927,0; 1067,5; ok. 910,0; ok. 927,0; ok. 930,0; ok. 940,0; 1095,7; ok. 1005,0; ok. 1000,0	pegmatyty granity granity noryty anortozyty ferrolity i noryty	protomylonity protomylonity mylonity mylonity protomyl. do mylonitów protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 2 razy, granity – 4 razy
Krzemianka PG 69	915,5; 948,0; 948,4; 1003,0; 1020,0	granity noryty	mylonity protomylonity	zbadany interwał: (849–1010 m); karta otworu: granity – 48 razy, pegmatyty – 2 razy

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka IG 14				rdzeń zlikwidowany
Krzemianka PG 31	883,4; 883,7; 1035,0; 1372,8–1373,2 ; 1373,8; 1376,2; (skrz. 875); 1363,0; 1388,0; 1363,3	granity granity granity noryty anortozyty	protomylonity mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 5 razy; zachowanych tylko 15 % rdzeni
Krzemianka PG 71	1202,1; 1840,3; 884,4; 899,0; 1035,5; 1198,0; 1555,0; 1682,5; 1702,0; 1703,6; 1903,0; 1903,2 ; 2064,0; 890,0; 902,5; 1093,5; 1114,6; 1117,0; 1220,0; 1915,0; 1958,0; 1020,0; 1021,8; 1022,9 ; 1028,8; 1113,8; 1114,3; 1690,7; 1702,0; 1702,2; 1702,5 ; 1764,0; 1810,0; 1920,5; 1986,0; 1992,0; 1998,0; 2014,0; 2015,0 ; 2055,3; 2231,0–2232,0 ; 1790,0; 1790,2; 1789,6; 1920,3; 2132,0; 2134,0; 2198,2;	granity granity noryty noryty anortozyty granity ferrolity i noryty	protomylonity mylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów mylonity blastomylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 11 razy, granity – 6 razy
Krzemianka IG 43	1148,5–1148,6; 1153,6–1153,7; 1157,2–1158,0;	granity granity	protomylonity mylonity	zbadane odcinki: 1083,6–1094,0 m, 1113,6–1179,4 m, 1401,0–1406,0 m
Krzemianka IG 11	932,3; 1992,7–1993,2; 1022,8; 1028,9; 1076,5; 927,3;	granity anortozyty anortozyty diorytydy	protomyl. do mylonitów protomylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 3 razy; zbadane wybrane interwały rdzeni (ok. 50%)
Krzemianka IG 3	996,6; 996,3; 1214,5; 1349,0; 968,1; 969,8; 998,9; 1128,4–1128,7; 1211,7–1212,0; 1212,8; 1213,0; 1220,4–1220,6 ; lok. 1211,0–1213,0 ; 935,2; 1196,0; 935,1; 1196,3; 890,0; 946,7; 996,7; 1020,5 ; 1175,5; 1180,5; 1199,0; 1273,0; 1285,0; 1289,0–1289,5; 1313,0;	pegmatyty granity granity granity anortozyty anortozyty granodioryty noryty ferrolity i noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 8 razy, granity – 12 razy
Krzemianka PG 72	1990,3; 1314,2–1314,4; 1342,0; 1711,5; 1748,0; 2123,3; 2125,3–2125,4; 2127,3; ok. 1700,0–1890,0; 2070,0–2074,0 ; 2217,0; 2218,0; 2232,0; 2244,0; 2262,2; 2574,0; 2591,0; 2592,3–2593,3; 2598,5–2601,9; 1759,5; 1774,0 ; 1221,2; 2068, 2070, 2071,0; 2405,6; 2357,7; 2399,0; 2400,2; 2407,7; 2590,5–2603,0 ; 1424,0; 2010,0; 2097,0; 2122,0; 2131,5; 2140,0; 2157,5; 2164,7; 2166,1; 2168,0; 2172,0; 2186,2; 2188,2; 2210,0; 2220,0; 2248,2; 2254,7–2254,8; 2256,0,0; 2256,2; 2257,7; 2258,5; 2260,0; 2261,5; 2400,0; 2401,8; 2529,0; 2550	granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty noryty noryty gabronoryty ferrolity i noryty	protomylonity mylonity myl. do blastomylonitów mylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 10 razy, granity – 18 razy
Krzemianka IG 38	900,0–901,3; 1057,6–1058,4; 1060,0; 1170,7–1172,6; 902,0–903,0 ; lok. 1171,0–1172,5 ; 1205,0; 1213,0; 1256,6; 1266,0; 1267,0; 1267,8; 1275,0; 1214,0; 1041,0; 1041,7; 1001,5–1008,0;	granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty noryty ferrolity i noryty	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity do blastomylonitów mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 24 razy, granity – 8 razy
Krzemianka PG 73	922,1; 984,4; 1121,5; 1182,7–1182,8; 1183,3; 1598,0; 1830,8; 923,3; 933,0; 934,5; 966,5; 1033,0; 1121,6; 1181,2; 1183,2–1183,5; 1186,9; 1187,3; 1833,6; 1993,0–1994,0 ; (skrz. 369); 1183,3; 1189,4; 1633,0; 2028,9–2029,2 ; 1130,9–1131,1; 1131,5; 1145,0; 1263,0; 1265,5–1265,7; 1452,0; 1709,0; 1805,0; 1870,0; 1899,5; 1063,5; 1065,6; 1068,0; 1130,9; 1131,8–1132,2 ; 1137,1; 1149,7; ok. 1157,0–1275,5 ; 1344,0; 1358,8; 1359,0 ; 1361,0; 1385,0; 1391,3; ok. 1395,0–1435,0; 1467,5; 1473,0; 1540,1; 1545,0; 1555,5; ok. 1570,0–1592,0 ; ok. 1652,0–1730,0 ; 1793,0; 1798,4; 1801,2; 1824,0; 1826,8; 1830,0; 1834,7; 1837,0; 1839,0; 1842,0; 1846,3; 1866,3; 1883,0; 1896,7 ; 1915,2; ok. 1930,0–1946,0; 2027,0–2027,5 ; 1067,9; 1068,2; 1068,4; 1068,5; 1181,2; 1181,4; 1183,1 ; 1183,3; 1184,2; 1187,1; 1200,0; 1216,0; 1242,5; 1358,8; 1359,0; 1396,0; 1450,5; 1501,0; 1915,5; 1916,1 ; 931,0–931,3; 933,6; 1103,7; 1132,8; 1395,8; 877,0; 921,0–922,0; 938,0; 1951,7 ; 1183,1–1184,2 ; 1455,0–1457,0; ok. 1465,0–1470,5; 1555,5–1555,8 ; 1563,0; 1565,0; 1567,5; 1458,0; 1767,5; 1835,7; 1837,4;	granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty noryty noryty noryty (gnejsy) ferrolity i noryty	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów myl. do blastomylonitów protomylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów myl. do blastomylonitów mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 37 razy, granity – 29 razy

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka PG 36	919,1; 1130,0; 1140,5; 987,0; 1013,3; 1060,3–1060,9; 1068,5; 1069,0; 1143,0; 1492,5–1493,3; 1729,7; 1737, 1743,0; 888,0; 991,0; 1068,0–1072,5; 1140,2–1140,8; 1631,3; 1070,2; 1070,6; 1071,1; 2046,9; 1141,7–1142,2; 1150,0; 2127,0; 2141,0; 2043,4; 2051,0; 2074,6; 2075,0; 2050,0; 1060,5–1061,0; 1992,8; 2004,3; ok. 2060,0–2091,5; 2101,5; 1068,8; 1913,2;	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty i leukonoryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity do blastomyloni- tów protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 32 razy granity – 17 razy
Krzemianka IG 1	958,5–958,7; 1083,0–1084,9; 1124,0; 893,4; 922,0; 1072,3–1077,0; 942,9–943,3; 958,0; 960,8; 1163,0;	granity granity noryty ferrolity i noryty	protomylonity mylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 3 razy
Krzemianka IG 29	2255,4; 2261,0; 2240,8; 2245,0; 2259,5; 2260,0; 1515,0; 1572,0; 2227,0; 2254,0; 2259,8;	anortozyty anortozyty noryty ferrolity i noryty	mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 14 razy, granity – 3 razy; zachowanych tylko 15 % rdzeni
Krzemianka IG 41	1052,8; 966,3–996,5; 1048,0–1048,3; 1171,0; 1188,7; 1052,8–1054,1; 1075,7; 1231,7; 873,0–873,4; 880,0; 884,2; 884,8; 966,7; 926,3; 932,5; 938,0; 940,5–941,0; 964,0–964,2; 1028,0; 1028,5; 1040,3; 1352,5; 1084,2; 1084,5; 1174,0; 1177,8; 1240,1–1240,4; 1243,0–1243,5; 1142,3–1142,5; 1143,5–1147,5; 1157,9; 1159,0; 1167,1	pegmatyty granity granity granodioryty diorytoidy noryty noryty anortozyty ferrolity	protomylonity protomylonity mylonity protomylonity protomylonity protomylonity mylonity mylonity mylonity	niezdeformowane pegmatyty – 29 razy granity – 25 razy
Krzemianka IG 40	1219,8; 1220,0; 1235,0; 1290,7; 1843,5; 1843, 8; 1856,8; 1867; 1827,5; 1012,0; 1014,2; 1262,1; 1450,5–1451,8; 1872,7; 1259,6–1260,0; 1025,0; 1452,5; 1868,0; ok. 1500,0–1560,0; 1821,0; 1825,5; 1828,7; 1843,0; 1969,8; 1142,5; 1868,2; 1505,0; 1507,0; 1680,0–1692,0; 1701,0; 1717,0; 1943,0;	granity granity granodioryty gnejsy (pegmatyty) noryty anortozyty ferrolity	protomylonity mylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów protomylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 27 razy granity – 13 razy
Krzemianka IG 8	1160,0; 1349,3; ok. 1038,0–1039,0; 1260,5; 1659,4; 1070,4; 1340,5; 1665,0; 881,5; 1213,5; 1094,0; 1279,2; 1460,0; 1484,5; 1199,4; 1160,5	granity granity anortozyty anortozyty noryty noryty ferrolity i noryty ferrolity i anortozyty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomylonity protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 7 razy; granity – 6 razy
Krzemianka IG 42	1235,0	granity	protomylonity	niezdeformowane: pegmatyt – 1 raz; granit – 1 raz; tylko 14 skrzynek (1190–1232 m)
Krzemianka IG 4				brak rdzeni
Krzemianka PG 35	913,0; 955,0; 868,0; 989,0; 986,5–987,0; 894,8; 1415,8; 2003,3; 2004,6; 2005,2; 2006,3; 2065,8; 1756,0; 1756,5; 1005,7; 1009,2;	granity granity anortozyty anortozyty noryty ferrolity	protomylonity mylonity mylonity myl. do ultramylonitów myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 17 razy granity – 20 razy
Krzemianka PG 33	2232,0; 1481,0–1482,0; 1662,5; 2232,3; 2233,5; 1831,2; 2022,5; 2056,0; 2091,0; 1647,0; 1652,0; 1706,0; 1711,2; 1743,5; 1746,5; 1924,0; 2054,0;	pegmatyty granity granity granity diorytoidy noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 7 razy granity – 13 razy
Krzemianka IG 2	854,5; 861,0; 869,5; 910,0; 915,0; 1055,0; 1069,0; 1070,0; 1051,5; 1118,0; 1137,5; 1134,0; 1020,0; 1023,0; 1005,0; 1104,0; 1105,0; 1120,0;	granodioryty anortozyty anortozyty noryty ferrolity i noryty	protomylonity protomylonity mylonity mylonity protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 7 razy; granit – 1 raz

Tabela 6 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka PG 56	1042,5; 1951,0 ; 1065–1065,5; 1066; 1638,4; 1851,5; 1851,3; 1845; 1643,3–1643,8 ; 1682,3; 1946,2; 1895,9–1897,3 ; 2094,8; 1010,0 ; 1893,3–1894,5 ; 2000,5 ; 1677; 1682; 1685; 1706; 1953; 2150,6; 2261,2; 2267; 1050,5–1056,0 ; 1618–1619,2 ; 1786,0; 2085,8 ; 2086,5 ; 2107,8; 2269; 1060,2; 1621,3–1622,5 ; 1623,5–1633,1 ; 1636,0–1643,3 ; 1655–1664,8 ; 1745–1755,5 ; 1760,0; 2083,5; 2088,5; 2274,5; 1506–1509,6 ; 1541; 1585; 1596; 1621–1634; 1701; 1748,5; 1773–1773,4 ; 1886; 2137–2138 ; 2266,9; 2268,8; 1090–1090,8; ok. 1482,5–1635; 1648,2; ok. 1653–1730,0; 1965–1989; 1994,7; 1997,5; 1999,5; 2064,4–2054; 2135–2148; 2243–2262; 2278; 2289,1; 972, 972,8; 1619,2–1620,3; 877; 950,8; 968,2; 1039,3; 1039,8; 1110,0; 1036–1039; 1042	pegmatyty pegmatyty granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) granodioryty i leukonoryty noryty ferrolity i noryty ferrolity i anortozyty	protomylonity ultramylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów myl. do ultramylonitów protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 51 razy; granity – 23 razy; w karcie otworu: pegmatyt – 1 raz; granity – 57 razy
Krzemianka IG 37				brak rdzeni

części złoże. Wewnętrzna struktura ciał rudnych jest skomplikowana, a one same wielokrotnie się rozwarstwiają, wyklinowują lub łączą ponownie. Długość poszczególnych pakietów rudnych nie przekracza wielkości rzędu od 1500 do 2000 m, a ich miąższości nigdzie nie są większe niż 100 m.

W świetle analizy danych wiertniczych z obszaru północno-wschodniej części złoże Krzemianka, wydaje się że nie jest ona tak wyraźnie dwudzielna w przekrojach pionowych, jak ma to miejsce w przypadku przekrojów z południowo-zachodniej części tego złoże (Parecki, 1998). Najprawdopodobniej górna partia rudna z południowo-zachodniej części złoże Krzemianka została już zerodowana, a jej fragmenty zachowały się tylko w południowo-zachodniej partii północno-wschodniej części złoże Krzemianka, gdzie w profilach niektórych otworów dominują noryty nad anortozytami, mniej regularne i trudne do korelacji są ciała rudne. Częste są przejścia od ferrolitów do skał otoczenia, głównie do norytów ubogich w magnetyt. Ciała rudne w tej partii złoże Krzemianka są głównie typu I i II; należą one do rudnych norytów i rud piroksenowych. Na obszarach środkowej i północno-zachodniej partii północno-wschodniej części złoże częste są ostre kontakty ciał rudnych z anortozytami. Kontakty te były reaktywowane i podkreślone obecnością biotyту, apatyту i kummingtonitu (Parecki, 1998). Występują tu anortozyty zawierające ciała rudne głównie typu III (plagioklazowego) – prawie 67% i typu II – niecałe 22%. Na tym obszarze wydzielono 44 pakiety rudne, przy czym 90% zasobów rudy w kategorii C₁ występuje w 5 pakietach. Te pakiety rudne dobrze odpowiadają tzw. dolnej partii rudnej z południowo-zachodniej części złoże Krzemianka. Pokład rudny o numerze 277 zawiera 56% wszystkich bilansowych zasobów z całego złoże.

Tak zwany anormalny obszar VI (Parecki, 1998) zajmuje najbardziej północno-zachodni fragment (około 1/3 obszaru) północno-wschodniej części złoże Krzemianka i został on najpóźniej zbadany. Jego anormalność ma się wyrażać silnym zaangażowaniem tektonicznym i największą zmiennością ciał rudnych, występujących tylko wśród anortozytów

(*op. cit.*). Na tym anormalnym obszarze występuje 27 ciał rudnych na różnych głębokościach. Ciała te wykazują zmienną miąższość, co praktycznie uniemożliwia wykonanie korelacji pakietów rudnych (Parecki, 1998). Korelacje poszczególnych ciał rudnych wykonywano głównie na podstawie szczegółowych badań mineralogiczno-petrograficznych (*op. cit.*).

W północno-wschodniej części złoże Krzemianka rozpoznanych w kategorii C₁, 100% zasobów rudy jest zgromadzonych do głębokości 1800 m, przy czym około 71% tych zasobów występuje na głębokości od 1100 do 1700 m (*op. cit.*).

Wśród skał z północno-wschodniej części złoże Krzemianka występują głównie anortozyty (tab. 3). Ferrolity (skały magnetytowo-ilmenitowe), rudne noryty i rudne anortozyty pojawiają się lokalnie w formie mocno spłaszczonych i silnie wydłużonych makrosoczew lub makrowrzecion (fig. 13, 14). Gabronoryty są rzadkie i czasem występują w północno-zachodniej partii północno-wschodniej części złoże Krzemianka. We wszystkich profilach otworów pojawiają się miejscami granity, rzadsze są natomiast pegmatyty. Zasadowe skały magmowe wykazują często wzajemne przejścia, tworząc szereg odmian przejściowych, jak np. leukogabronoryty, leukonoryty i melanogabronoryty (Juskiwiak, 1998).

BUDOWA GEOLOGICZNA ZŁOŻA UDRYŃ

Budowa geologiczna i struktura złoże Fe-Ti-V Udryń była szczegółowo przedstawiona w publikacji Cymermana (2006a). Złoże to wykazuje formę zbliżoną do elipsy o długości prawie 1,5 km o rozciągłości WNW–ESE i szerokości do około 700 m (fig. 16). Ciała rudne występują pośród anortozytów, gabronorytów i norytów (*op. cit.*). Charakteryzują się one formami typu pseudopokładów, soczew, szlir i żył (Subieta, Samosiuk, 1985; Parecki, 1998; Wiszniewska,

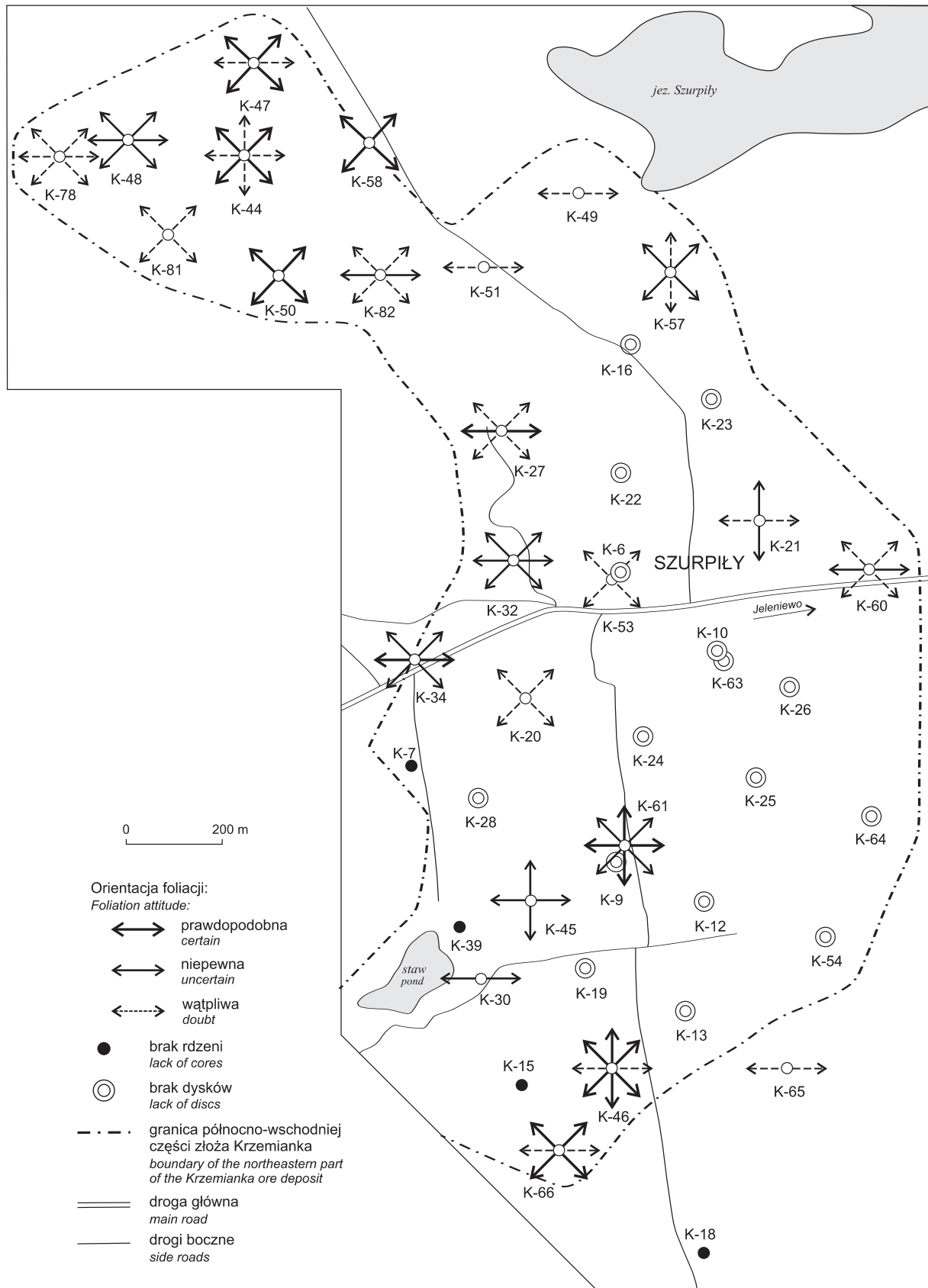


Fig. 16. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy dysków (złuszczenia rdzeni) z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation orientations, based on analysis of drill-core discs from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

2002). Najbogatsze rudy występują w anortozytach, gdzie magnetyty zawierają najwięcej tytanu. Główne nagromadzenie rud znajduje się na głębokości od około 800 do 1300 m p.p.m. (*op. cit.*). Łączne zasoby bilansowe złoża Udryń oceniano na 263,5 mln ton o zawartości 27,8% Fe, 7,4% TiO₂ i 0,27% V₂O₃, a zasoby pozabilansowe na – 131,3 mln ton (Subieta, Samosiuk, 1985). Obszerna charakterystyka minerałów kruszcowych w poszczególnych otworach z obszaru złoża Udryń znajduje się w zeszycie „Udryń (opracowanie zbiorcze)”, wydanym w serii *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego* (Wiszniewska, 1998a). W opracowaniu tym podano także wyniki badań geochemicznych i petrograficznych skał z terenu złoża Udryń.

Geometryczne centrum złoża Udryń jest położone około 5 km na wschód od wschodnich granic złoża Krzemianka. W opracowaniach i dokumentacjach złoża Udryń przyjmuje się występowanie dwóch głównych ciał rudnych. Pierwsze ciało, występujące w górnej części złoża Udryń, oznaczone numerem 137 (Parecki, 1998), jest zbudowane głównie z rud piroksenowych II stopnia z dwukrotnie większą zawartością piroksenów niż rudy plagioklazowe III stopnia. Ciało rudne nr 137 zawiera nieco ponad 47% zasobów bilansowych całego złoża Udryń. Drugie, głębiej położone ciało rudne, oznaczone numerem 144 jest oddzielone od ciała nr 137 (Parecki, 1998) przez pakiet anortozytów z cienkimi przewarstwieniami norytów. Jest ono zbudowane przeważnie z rud typu plagioklazowego III stopnia i zawiera ok. 30% zasobów bilansowych złoża Udryń. Miąższości rud w profilach poszczególnych otworów wiertniczych są bardzo zmienne i wynoszą od kilku centymetrów

do kilkudziesięciu metrów (Juskowiak, 1985; 1998; Subieta, Samociuk, 1985; Parecki, 1998).

Wśród skał obszaru złożowego Udryń występują głównie anortozyty (prawie 70% zawartości rdzeni), rzadsze są gabronoryty – noryty klinopiroksenowe (ok. 12%), ferrolity (skały magnetytowo-ilmenitowe) (ok. 7%) i rudne anortozyty, gabronoryty i noryty (ok. 7%), podrzędnie pojawiają się noryty – leukonoryty (ponad 2%) i granitoidy (ponad 2%) (Juskowiak, 1998). Skały te – oprócz granitoidów – wykazują bardzo często wzajemne przejścia, tworząc szereg odmian przejściowych, np. leukogabronoryty, leukonoryty i melanogabronoryty.

Juskowiak (1998) wydzielił na obszarze złoża Udryń trzy prawie równoleżnikowe strefy zespołów skalnych: gabronorytowo-norytową na północy, anortozytowo-norytową w centrum i anortozytową na południu. Wcześniej Juskowiak (1985) określał te strefy jako: gabronorytowo-rudną, anortozytowo-rudną i anortozytową. Różne asocjacje mineralne występujące w wydzielonych strefach wskazują, że nie ma pomiędzy nimi bezpośrednich przejść, co przyjęto jako dowód na ich granice tektoniczne (uskoki). Przy takim założeniu uznano, że południowa strefa anortozytowa jest bardziej wyniesiona i dlatego zostały z niej zerodowane skały stref anortozytowo-rudnej i gabronorytowo-rudnej. Skały z tych ostatnich stref zachowały się natomiast na obszarze północnym, który uznano za blok znacznie mniej wyniesiony przez ruchy dyslokacyjne (Juskowiak, 1985, 1998). Zagadnienia te będą poruszone w dyskusji wyników szczegółowej analizy strukturalnej i kinematycznej rdzeni wiertniczych z całego masywu suwalskiego.

BADANIA STRUKTURALNE I KINEMATYCZNE

Celem szczegółowych badań było rozpoznanie budowy i ewolucji strukturalnej skał krystalicznego masywu suwalskiego, a przede wszystkim: rozpoznanie i sklasyfikowanie występujących w rdzeniu wiertniczym elementów strukturalnych oraz poznanie ich wzajemnych relacji przestrzennych i – jeżeli to możliwe – także wiekowych; poznanie charakteru i kinematyki deformacji podczas rozwoju poszczególnych struktur tektonicznych; podjęcie próby odtworzenia geometrii i orientacji przestrzennej rozpoznanych struktur tektonicznych; określenie wzajemnych relacji między procesami tektonicznymi, magmowymi i metamorficznymi.

Aby zrealizować te cele, wykonano szczegółowe badania strukturalne i kinematyczne zachowanych materiałów wiertniczych. Archiwalne rdzenie są przechowywane albo w pojedynczych, metrowej długości skrzynkach, albo w paletach z potrójnymi przedziałami metrowej długości rdzeni (tab. 2–4). W paletach znajdują się zaledwie ćwiartki rdzeni po ich wycięciu z macierzystego, zlikwidowanego rdzenia, na

ogół o pierwotnej średnicy około 8,5 cm. Obecnie materiały te są w różnym stopniu zachowane, częściowo znacznie zredukowane lub niekompletne, a z części otworów nie zachował się żaden fragment rdzenia wiertniczego (tab. 2–4; fig. 8, 10, 12).

Badania strukturalne i kinematyczne wykonano na około 59 000 m rdzenia z obszaru złoża Krzemianka, w tym około 21 500 m rdzeni z południowo-zachodniej części tego złoża i prawie 37 500 m rdzeni z jego północno-wschodniej części. Wcześniej Cymerman (2006a) zbadał strukturalnie i kinematycznie około 10 000 m rdzeni ze złoża Udryń. Z pozostałych 16 otworów z masywu suwalskiego i jego najbliższego otoczenia zbadano prawie 12 120 m zachowanych rdzeni. Wiercenia te są zlokalizowane w zachodniej (Łanowiczka PIG 1⁶, Pawłówka PIG 1), północno-zachodniej (Łopuchowo IG 1, Jezioro Okrągłe IG 1, Jezioro Okrągłe PIG 2), południowej (Kazimierówka IG 1, Krzemianka H 1, Jeleniewo IG 1, Jeleniewo IG 2, Jeleniewo IG 4⁷, Jeleniewo IG 5,

⁶ Opis struktur tektonicznych z tego otworu znajduje się już w artykule Cymermana (2004a).

⁷ Opis części struktur tektonicznych z tego otworu podano w pracy Cymermana (2004a).

Żubryń IG 1, Bilwinowo PIG 1) i wschodniej części masywu suwalskiego (Zaborszki IG 1, Jezioro Szlinokiemskie PIG 1 i Boksze PIG 1) (fig. 10). Wyniki badań strukturalnych i kinematycznych wszystkich otworów z najbliższego otoczenia masywu suwalskiego (Filipów IG 1, Krasnopol IG 2, Krasnopol PIG 6 i Wigry IG 1) były już opublikowane (Cymerman, 2004a).

Prace tektoniczne obejmowały: mezoskopową analizę strukturalną i kinematyczną materiałów wierniczych z archiwalnych otworów w rdzeniach Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB (tabl. I–XII), analizę mikrostrukturalną płytek cienkich orientowanych względem osi otworu (tabl. XIII–XVI), analizę danych geofizycznych o skrzywieniu osi otworów (fig. 17–20), analizę dysków (złuszczenia rdzeni) (fig. 16, 21, 22; tabl. VII: 3) oraz wykonanie szeregu przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych, głównie z obszarów złoża Krzemianka (fig. 14, 23).

UWAGI METODYCZNE

Szczegółowe uwagi metodyczne i opisy różnych elementów struktur spotykanych w rdzeniach wierniczych na terenie polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego przedstawiono w monografii Cymermana (2004a). Z tego powodu nie będą one tu ponownie przytaczane. Podstawą wykonanych prac tektonicznych były szczegółowe badania mezostrukturalne zachowanych materiałów wierniczych. Zasady tej analizy niewiele różnią się od zasad stosowanych podczas badań mezostrukturalnych w terenach odsłoniętych (Price, Cosgrove, 1990; Hatcher, 1995; Twist, Mores, 2007; Ragan, 2009; Fossen, 2010). W rdzeniach wierniczych można identyfikować jedynie struktury w profilu pionowym o średnicy nieprzekraczającej na ogół 8 cm. Nie jest natomiast możliwe rozpoznanie poziomego rozprzestrzenienia stwierdzonych struktur tektonicznych. Dodatkowo, ze względu na ubytki rdzenia, często poszczególne fragmenty nie dają się dopasować, co utrudnia, a nawet uniemożliwia korelację struktur oraz ogranicza statystyczne opracowanie zgromadzonych wcześniej danych.

Szczegółowe badania geometrii mezostruktur w rdzeniu stanowiły podstawę identyfikacji i morfologicznej (opiso-

wej) charakterystyki poszczególnych elementów strukturalnych, ich form oraz określenia ich wzajemnych relacji. W wyniku analizy geometrycznej wyodrębnia się szereg ciągłych (powstałych w wyniku odkształcenia) i nieciągłych (rozwinętych w wyniku zniszczenia) struktur tektonicznych. Jednym z celów analizy geometrycznej jest określenie względnego następstwa deformacji (Cymerman, 1986; Żaba, 1999). Z kolei analiza kinematyczna pozwala określić przemieszczenia domen skalnych w czasie deformacji. Analiza kinematyczna razem z analizą dynamiczną stanowią podstawę mechaniki deformacji.

Wykonane badania geometryczno-kinematyczne rdzeni wierniczych ze skał krystalicznych masywu suwalskiego i jego otoczenia pozwalały w niektórych przypadkach na ustalenie kierunku i zwrotu względnych przemieszczeń domen strukturalnych, na ogół ograniczonych strefami ścinania podatnego. Badania te umożliwiają wyznaczenie kierunku i zwrotu transportu tektonicznego takich domen strukturalnych. Z kolei ta analiza umożliwiła określenie charakteru deformacji tektonicznych (kompresyjny, transpresyjny, transtensyjny, ekstensyjny lub przesuwczy) w różnych otworach na obszarze omawianego masywu i jego najbliższego otoczenia.

STREFY ŚCINANIA PODATNEGO

Deformacja niekoaksjalna na terenie masywu suwalskiego doprowadziła do rozwoju stref ścinania podatnego i powstania skał mylonitycznych, od protomylonitów po ultramylonity. Strefy deformacji rotacyjnej są najczęściej umiarkowanie zapadające, rzadziej o stromym upadzie. Dlatego obserwowane nawiercone przeloty w otworach ze skałami mylonitycznymi są przynajmniej o 1/3 lub nawet 1/2 większe niż ich rzeczywista miąższość.

Najłatwiej rozpoznawalne przejawy deformacji rotacyjnej są w kwaśnych skałach, głównie w granitach, rzadko w pegmatytach, aplitach lub żyłkach i laminkach leukosomalnych

Lineacja z rozciągania L_M , bywa określana także jako lineacja mylonityczna lub ekstensyjna (Cymerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Achramowicz, Cymerman, 1992; Hatcher, 1995; Tikoff, Greene, 1997) i jest wyznaczona uszeregowaniem ziaren mineralnych i/lub ich elongacją na

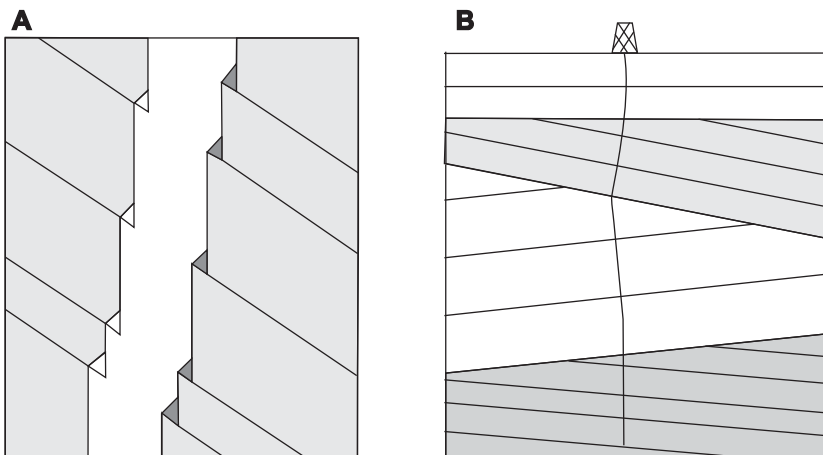


Fig. 17. Skrzywienia osi otworu w czasie wiercenia (według Menninga, 1976)

A – mechanizm skrzywania osi otworu w czasie wiercenia obrotowego; **B** – sposób dopasowywania się osi otworu w czasie wiercenia do zmiennego upadu powierzchni anizotropii (np. foliacji)

Borehole axis curvature during drilling (based on Menning, 1976)

A – mechanism of borehole axis bending during rotary drilling; **B** – in this way the borehole axis curves during rotary drilling due to change of the dip of anisotropy surface (i.e. foliations)

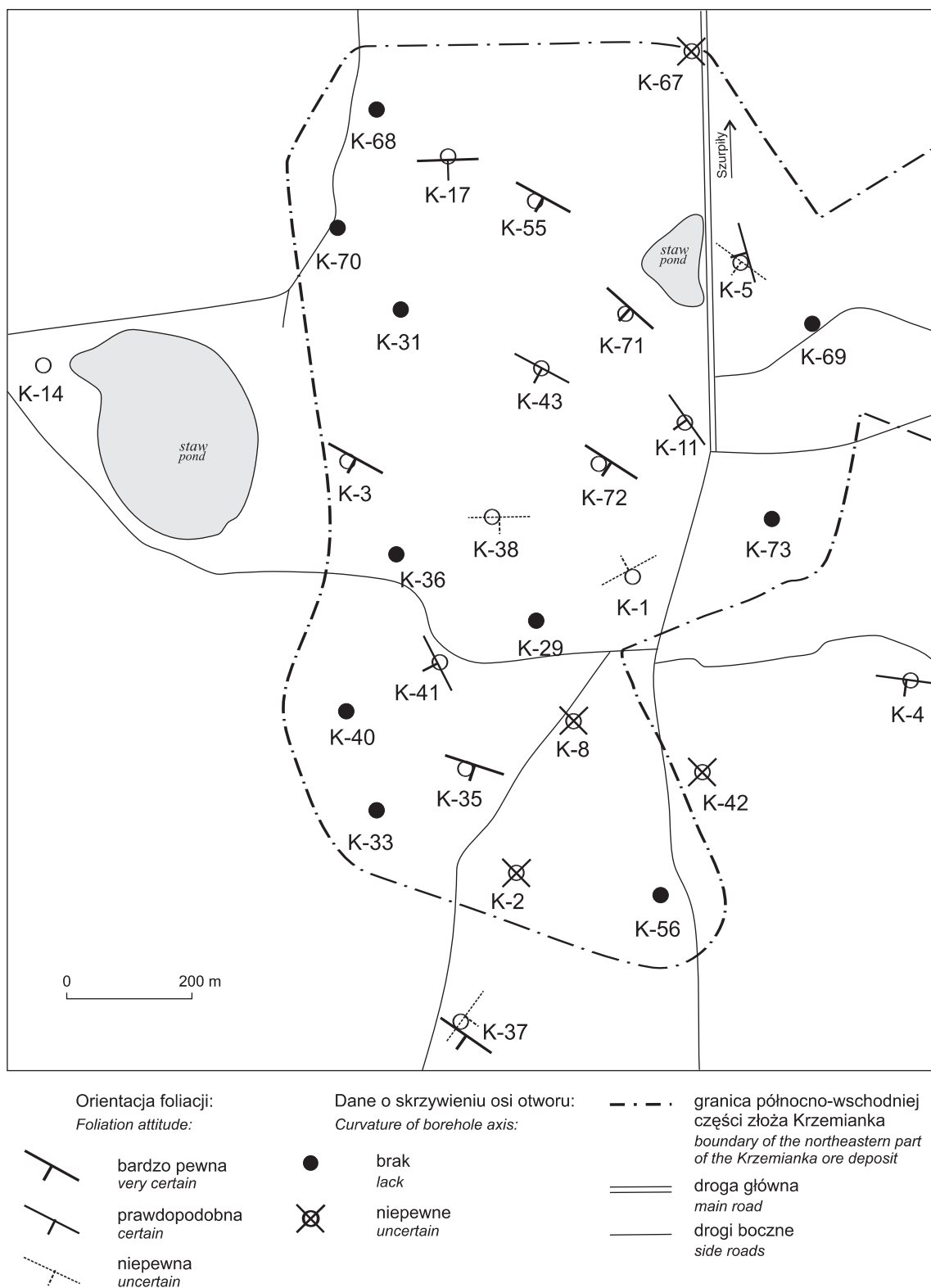


Fig. 18. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy skrzywienia osi otworów z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka

Map of attitudes of S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation, defined by analysis of borehole axis curvature from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit

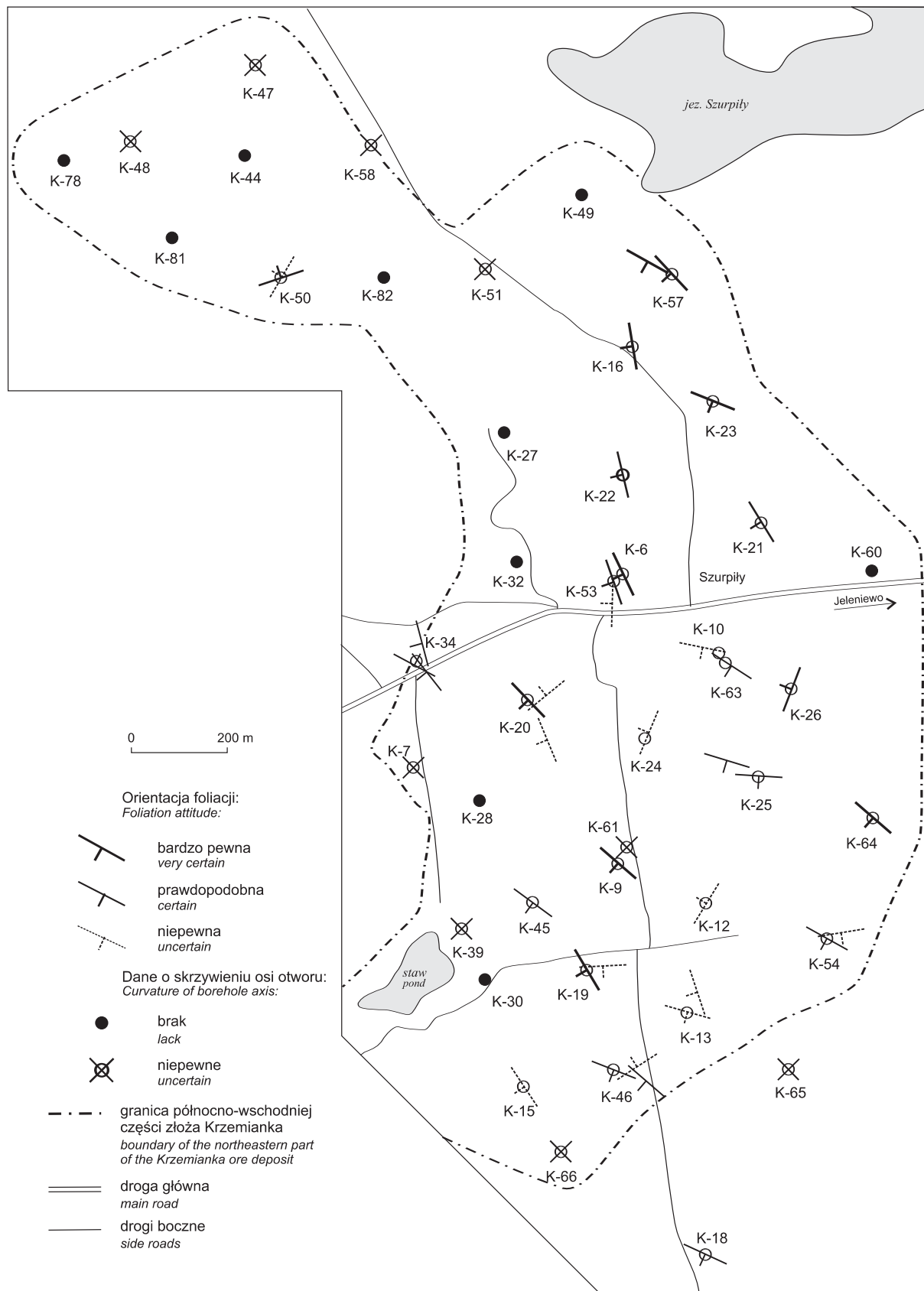


Fig. 19. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ wyznaczona na podstawie analizy skrzywienia osi otworów z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_O)$ complex foliation orientations, defined by analysis of borehole axis curvature from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

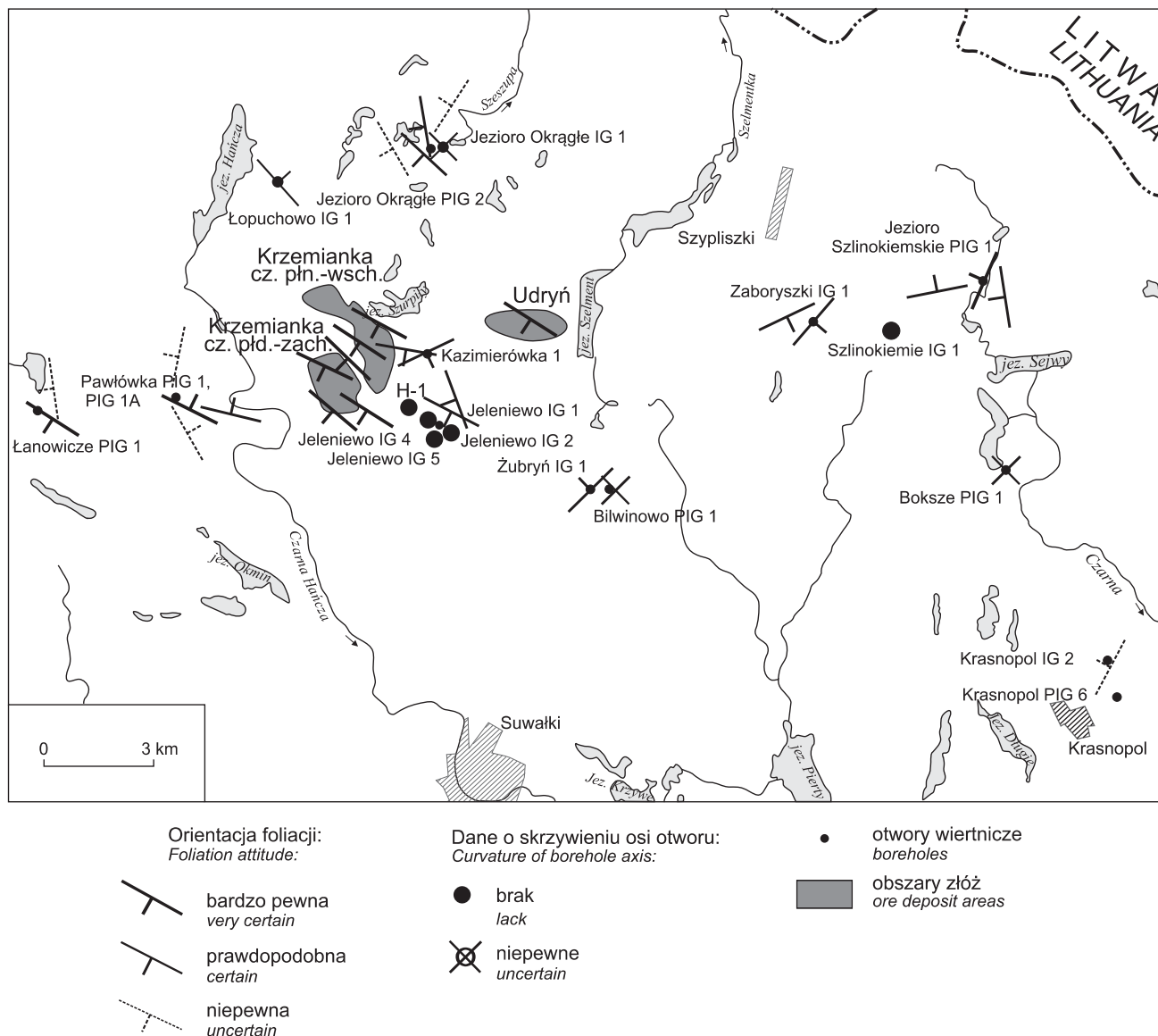


Fig. 20. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy skrzywienia osi otworów masywu suwalskiego (oprócz obszarów złóż Krzemianka i Udryń) oraz z jego otoczenia

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation orientations, defined by analysis of borehole axis curvature from the Suwałki Massif and its surroundings (outside the Krzemianka and Udryń ore deposits)

powierzchniach foliacji mylonitycznej S_M . Lineacja L_M nie jest słabo wykształcona w zasadowych skałach masywu suwalskiego i jest przez to na ogół megaskopowo bardzo trudna do identyfikacji (oprócz mylonitów i ultramylonitów), a jej stwierdzenie wymaga częstego rozłupywania lub nacinania rdzenia wzdłuż silnie zrekrystalizowanej foliacji S_M w celu uzyskania przynajmniej małego fragmentu z powierzchnią foliacji metamorficznej S_M .

Trudności w rozpoznaniu lineacji L_M są spowodowane z jednej strony dominującą bezkierunkowością pierwotnej tekstury skał zasadowych, a z drugiej – ich dynamiczną rekrystalizacją oraz procesami wyżarzania. Obecność struktur granoblastycznych – poligonalnych (tabl. XIV: 1; tabl. XV: 2) – wskazuje, że wtórna rekrystalizacja (wyżarzanie) (ang. *annealing*) odbywała się poprzez migrację granic ziarnowych.

Migracja ta była najbardziej efektywnym procesem podczas powstawania struktury granoblastyczno-poligonalnej w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu. Lineacja L_M jest zawsze prawie równoległa do kierunku upadu foliacji metamorficznej S_M i/lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_0)$ we wszystkich zbadanych strukturalnie otworach z obszaru masywu suwalskiego.

Cechą charakterystyczną stref ścinania w warunkach podatnych są liczne asymetryczne wskaźniki ścinania (Berthé i in., 1979; Simpson, Schmid, 1983; Simpson, 1986; Cyerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Hatcher, 1995; Shelley, 1995; Passchier, Trouw, 1996). Wskaźnikowe struktury asymetryczne, kluczowe w rozpoznawaniu skał mylonitycznych, umożliwiają także określenie zwrotu ścinania prostego w warunkach podatnych (*op. cit.*).



- | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>Orientacja foliacji:
Foliation attitude:</p> <p>↔️ prawdopodobna
certain</p> <p>↔️ niepewna
uncertain</p> <p>↔️ wątpliwa
doubt</p> | <p>● brak rdzeni
lack of cores</p> <p>○ brak dysków
lack of discs</p> | <p>- - - granica północno-wschodniej
części złoża Krzemianka
boundary of the northeastern part
of the Krzemianka ore deposit</p> <p>== droga główna
main road</p> <p>— drogi boczne
side roads</p> |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|

Fig. 21. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy dysków (złuszczenia rdzeni) z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation orientations, based on analysis of drill-core discs from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit

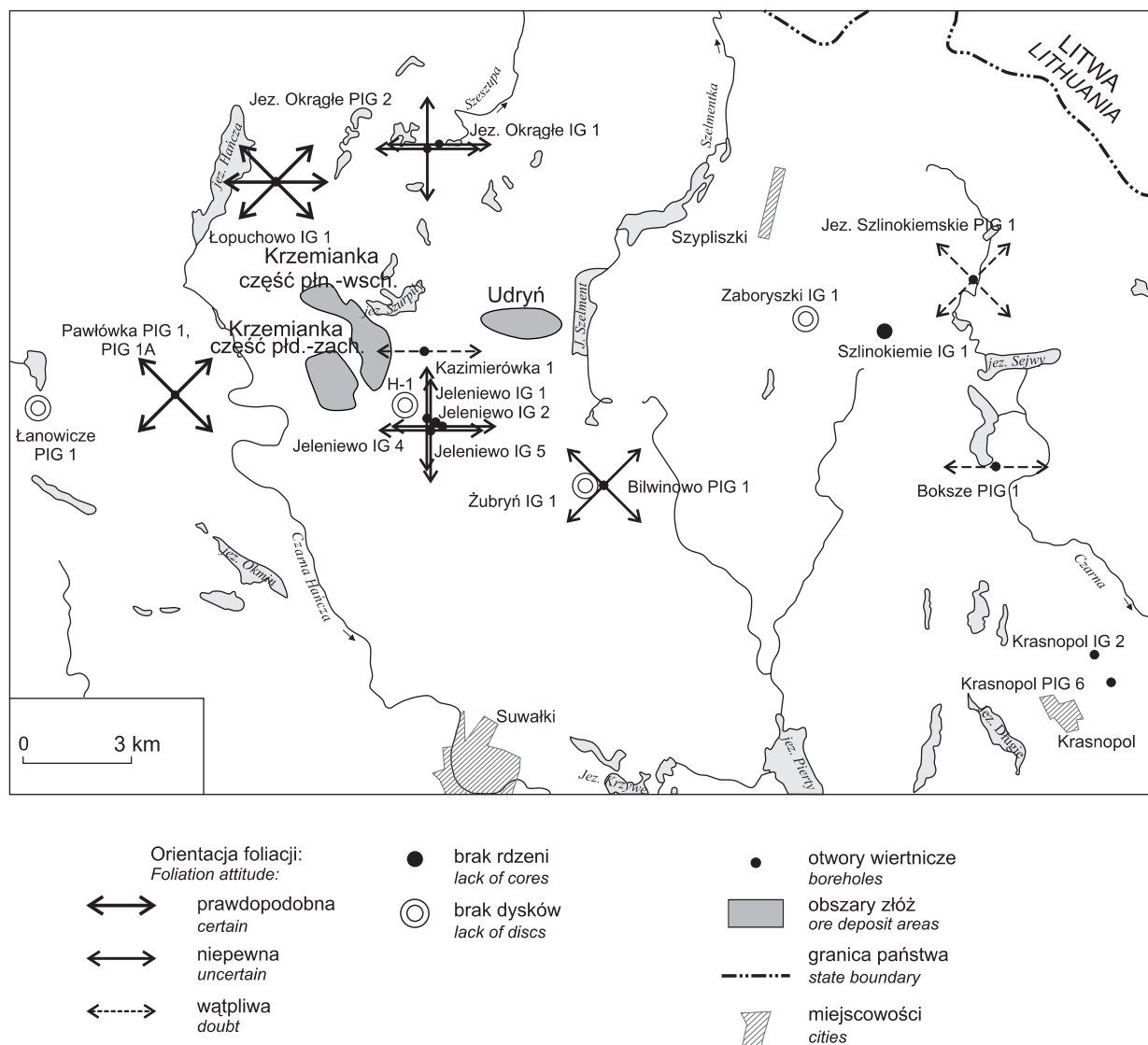


Fig. 22. Orientacja foliacji złożonej S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ wyznaczona na podstawie analizy dysków (złuszczenia rdzeni) dla suwalskiego masywu zasadowego (oprócz obszarów złóż Krzemianka i Udryń) oraz z jego otoczenia

Map of the S_M and/or $S_M (\pm S_0)$ complex foliation orientations, based on analysis of drill-core discs (sub-horizontal fracture cleavage) from the Suwałki Massif and its surroundings (beyond of the Krzemianka and Udryń ore deposits)

Złoże Krzemianka

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

W wyniku szczegółowych badań strukturalnych rdzeni z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka rozpoznano tam po raz pierwszy liczne, ale heterogeniczne strefy ścinania podatnego (tab. 6, 7). Strefy te charakteryzują się zmienną miąższością – na ogół od kilku do około 20–30 cm. Rozwój stref ścinania podatnego doprowadził do wykształcenia tam różnego typu skał mylonitycznych (tab. 6; tabl. I, II, VII, X, XIII, XIV). W profilach wszystkich 26 otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka stwierdzono obok licznych protomylonitów, rzadsze mylonity i najrzadsze ultramylonity.

Rozwój podatnych stref ścinania prostego był bardzo zróżnicowany w poszczególnych otworach z południowo-za-

chodniej części złoża Krzemianka (tab. 6). Ich regionalna charakterystyka i próba korelacji jest bardzo utrudniona, głównie z powodu zupełnego braku lub też znacznych ubytków rdzeni. Spośród 29 otworów z opisywanej części złoża, z trzech nie zachował się żaden materiał wiertniczy (tab. 2; fig. 8).

Z obszaru południowo-zachodniej części złoża, w zbadanym materiale wiertniczym z 26 otworów rozpoznano 792 strefy z przejawami ścinania prostego w różnych skałach (tab. 6), głównie w granitach, rzadko w pegmatytach, aplitach lub żyłkach i laminkach leukosomalnych (tabl. I, II). Łącznie w granitach z tej części złoża Krzemianka stwierdzono 227 stref zdeformowanych przez procesy ścinania prostego. W sumie strefy te przekraczają miąższość nieco ponad 100 m. W pegmatytach rozpoznano 20 stref ze strukturami powstałymi w wyniku ścinania prostego. W skałach zasadowych (gabronorytach, norytach i anortozytach) razem z ferrolitami

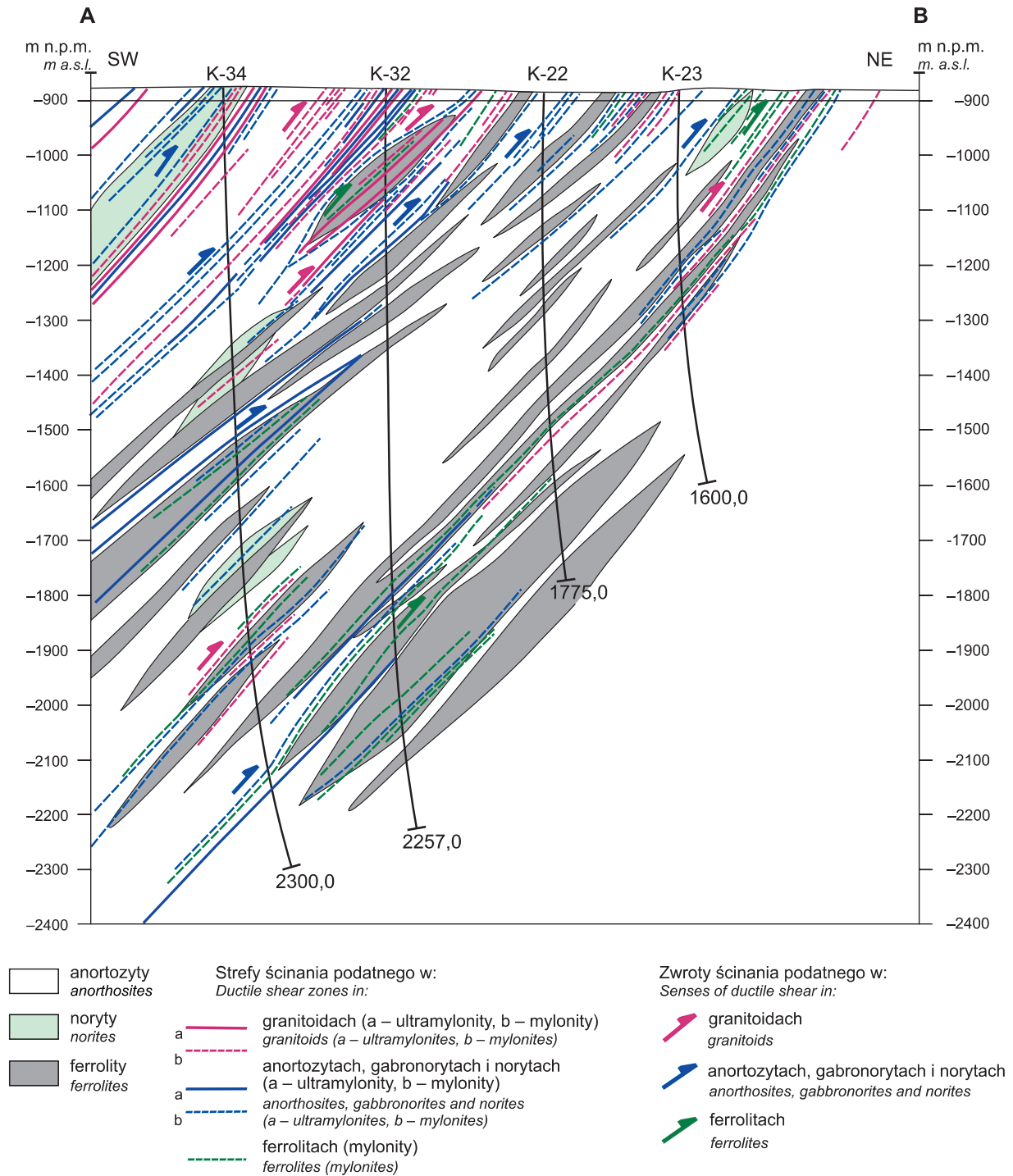


Fig. 23. Przekrój geologiczno-strukturalny A–B przez obszar północno-wschodniej części złoża Krzemianka

Geological-structural A–B cross-section across the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

na obszarze południowo-zachodniej części złoża rozpoznano 543 strefy z objawami deformacji rotacyjnej o sumarycznej miąższości co najmniej 250 m.

Najwięcej przejawów deformacji skał ze ścinania prostego stwierdzono w otworze K-73 (fig. 7). Rozpoznano tam 114 stref ścinania prostego – na około 1130 m zbadanych rdzeni – ze strukturami asymetrycznymi, powstałymi w wyniku deformacji rotacyjnej (tab. 6). Szczególnie

liczne są ultramylonity powstałe z anortozytów. Takich miejsc z ultramylonitami udokumentowano dwadzieścia, o łącznej miąższości co najmniej 4 m. W otworze K-73, stwierdzono w czterdziestu miejscach mylonity anortozytowe z przejściami do ultramylonitów. Rozpoznane w tym otworze strefy ścinania prostego z rozwojem mylonitów, osiągają sumaryczną miąższość przynajmniej 190 m, przy czym jedna taka strefa ścinania prostego dochodzi do około

Tabela 7

Dane strukturalne i kinematyczne z otworów z południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka

Structural and kinematic data of boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore area

Numer otworu na mapach	Główne elementy strukturalne	Kąty upadu foliacji metamorficznej S_M i/lub foliacji magmowej S_O ; Fe – ferrolity	Kąt nachylenia lineacji L_M	Typ deformacji w warunkach podatnych	Rodzaj wskaźników ścinania C' – ekstensyjne pasemka ścinania C'; S-C – struktura mylonityczna S/C; σ – porfiroklasty typu σ	Rodzaje uskoku (U) U_P – przesuwce; U_O – zrzutowo-przesuwce; U_N – zrzutowe	Uwagi
1	2	3	4	5	6	7	8
K-67	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 30–40; lok. do 20 i 70 Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~70°; C~30–35° S~70–80°; C~50–55°	lok. liczne U_P ; rzadsze: U_O + U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-68	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 30–50; lok. do 20 i 85 Fe// S_M	~90	lok. nasuwczy	lok. S-C + σ S~70–75°; C~50–55°	lok. liczne U_P rzadsze: U_O + U_N	lok. strefy ścinania podatnego; rzadko kruchego
K-17	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–50; lok. do 05 i 65 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~45°; C~20° S~60°; C~40–45°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze: U_O + U_N	liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-70	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; kataklazyty; uskoki	S_M/S_O 30–50; lok. do 25 i 65 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~45°; C~20° S~60°; C~35°	liczne U_P ; miejscami liczne – U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-55	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–45; lok. do 20 i 80 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy lok. ekstensyjny	S-C + σ S~45°; C~15° S~60–65°; C~40°	liczne U_P ; miejscami liczne – U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-5	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 30–45; lok. do 20 i 60 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~40–50°; C~20–25°	lok. liczne U_P ; rzadkie – U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-69	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–45; lok. do 65; Fe// S_M	~90	lok. nasuwczy	lok. S-C + σ S~70°; C~45°	rzadkie U_P + U_N	zbadany stropowy interwał otworu; lok. strefy ścinania podatnego
K-14	–	–	–	–	–	–	brak rdzeni
K-31	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_O/S_M ~45 Fe// S_O	~90	lok. nasuwczy	lok. S-C + σ S~60–65°; C~40°	nieliczne U_P + U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego; zachowane tylko 15% rdzeni
K-71	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–55; lok. do ~20 i 65 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy lok. ekstensyjny	lok. S-C + σ S~80–85°; C~55° S~70°; C~45°	lok. liczne U_P ; rzadkie – U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-43	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 10 i 65 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ + C' S~55°; C~30°	Nieliczne U_P + U_N + U_O	nieliczne strefy ścinania podatnego; zachowane wybrane odcinki rdzeni (ok. 15%)
K-11	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–45; lok. do ~65 Fe// S_M	~80–100	lok. nasuwczy	lok. S-C + σ S~65–70°; C~40°	niezbyt liczne U_P + U_N + U_O	nieliczne strefy ścinania podatnego; zachowane tylko 15% rdzeni
K-3	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–45; lok. do 10 i 70 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~60°; C~30–35°	liczne U_P ; miejscami też liczne – U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego

50 m miąższości. Występuje ona na głębokości od około 1652 do prawie 1730 m, co daje pozorną miąższość tej strefy prawie 78 m.

Nieco mniej, bo tylko 89 stref z przejawami deformacji skał ze ścinania prostego, stwierdzono w otworze K-67 na około 1100 m zbadanych rdzeni. W otworze tym szczególnie liczne są ultramylonity powstałe z anortozytów, które stwierdzono w 24 strefach o łącznej miąższości co najmniej 4,0 m. W otworze K-67 rozpoznano także 28 stref ścinania prostego z rozwojem mylonitów anortozytowych z przejściem do ultramylonitów powstałych kosztem anortozytów, o sumarycznej miąższości co najmniej 7 m (tab. 6).

W zbadanych profilach otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka stwierdzono niejednorodny rozwój stref ścinania podatnego. W północnej partii tej części złoża rozpoznano prawie trzykrotnie więcej przejawów deformacji rotacyjnej w otworze K-67 niż w otworze K-68. Te sąsiadujące otwory charakteryzują się zbliżoną miąższością przewierconych skał krystalicznych – około 644 m. Przy podobnym interwale nawierconych skał krystalicznych w sąsiednich otworach K-70 i K-55 stwierdzono 42 strefy ścinania podatnego o miąższości powyżej kilku cm i 61 cieńszych stref ścinania prostego. W najgłębszym otworze (K-72) z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka rozpoznano 58 takich stref, a w najpłytszym (K-1) – tylko 10 stref ścinania prostego.

Przeciętnie podatne strefy ścinania prostego w profilach 26 otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka występują co kilkanaście metrów, w zdecydowanej większości wśród zasadowych skał magmowych. Najczęstsze przejawy deformacji rotacyjnej w stosunku do długości nawierconego podłoża krystalicznego stwierdzono w otworze K-73, gdzie średnio jedna strefa ścinania podatnego przypada tam na nieco ponad 10 m profilu skał krystalicznych. Strefy te prawdopodobnie przekraczają łączną miąższość ponad 250 m, co oznacza, że prawie 20% skał w tym otworze zostało zmylonityzowanych. Prawdopodobnie znaczną część tych kontynuujących się dalej stref ścinania nawiercono także w otworze K-56, ale już na znacznie większych głębokościach, co najmniej 500 m głębiej. Niestety większość stref ścinania z otworu K-73, nie mogła być dalej rozpoznana w kierunku ich biegu, czyli NW–SE (fig. 17). W otworze K-4, położonym na południowy wschód od otworu K-73, nie zachowały się żadne fragmenty rdzeni. W kierunku północno-zachodnim w otworach K-31 i K-43 zachowano tylko po mniej niż 15% rdzenia, a w otworze K-11 – około 5%. Liczne strefy ścinania prostego rozpoznano w otworach K-72, K-68 i K-70. Dokumentują one nie tylko rozwój stref ścinania podatnego w środkowej części omawianego złoża, ale przede wszystkim ich kontynuację i spłykanie – pod umiarkowanymi kątami – ku NE (fig. 15, 23). W ten sposób strefy ścinania prostego „wychodzą” pod osadowym nadkładem w południowo-zachodniej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

Podsumowując, strefy ścinania podatnego rozpoznane w 26 otworach z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka charakteryzują się kilkoma cechami. Efekty hetero-

genicznej deformacji rotacyjnej rozpoznano na różnych głębokościach we wszystkich otworach i we wszystkich zespołach skalnych z tej części złoża – gabronorytach, norytach, anortozytach, diorytach, ferrolitach, granitach i pegmatytach. Deformacja rotacyjna doprowadziła do rozwoju zespołu skał mylonitycznych – od wyjściowego protolitu magmowego, poprzez słabo zdeformowane protomylonity, umiarkowanie odkształcone mylonity aż do skrajnie pościananych ultramylonitów (tabl. I, II, X). Procesy ścinania prostego nie doprowadziły jednak do rozwoju penetratywnej więźby mylonitycznej. Dlatego większą część profilów 26 otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka zajmują skały magmowe słabo lub praktycznie niezdeformowane przez procesy ścinania prostego.

Lokalnie w skałach zasadowych z opisywanej części złoża Krzemianka jest dobrze zachowana pierwotna foliacja magmowa S_0 (foliacja z płynięcia magmy) (tabl. I: 1, 3; tabl. II: 2, 3). Foliacja magmowa S_0 jest w wielu częściach profilów otworów praktycznie niemożliwa do oddzielenia od foliacji metamorficznej S_M ze względu na ich równoległość (współplanarność). Wskazuje to na synchroniczność procesów deformacji rotacyjnej i synkinematycznego umiejscawiania magm zasadowych oraz młodszych, bardziej kwaśnych magm w kilku epizodach magmowych (tab. 5). Foliacja magmowa S_0 jest wyrażona przez równoległe ułożone, łączuszkowe w formie, ciemne szliry lub cienkie laminy biotyту i/lub piroksenów, a także minerałów rudnych oraz lokalne wydłużenie tabliczek skaleni (tabl. I: 1, 3; II: 2, 3; VII: 1, 2). Praktycznie w każdym z 26 otworów stwierdzono, że na foliację S_0 magmowego pochodzenia jest lokalnie nałożona współplanarna i młodsza foliacja mylonityczna (metamorficzna) S_M , co prowadzi do rozwoju złożonej struktury $S_M (\pm S_0)$.

Jak wynika z analizy zgromadzonych danych strukturalnych z 26 zbadanych otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka złożona foliacja $S_M (\pm S_0)$ charakteryzuje się dominacją średnich kątów upadu (najczęściej o wartościach około 40–50°). Tylko lokalnie stwierdza się znacznie bardziej strome lub łagodniejsze kąty upadu tej foliacji (tab. 6; tabl. I: 1, 3; tabl. II: 2, 3; tabl. VII: 1, 2).

W rozpoznanych strefach ścinania podatnego rozwinięte są w różnym stopniu wskaźnikowe struktury asymetryczne (wskaźniki kinematyczne). Najliczniejszą grupę wśród nich stanowią struktury mylonityczne typu S-C (Berthé i in., 1979; Lister, Snoke, 1984; Vauchez, 1987; Cymerman, 1989a), tworzące na ogół foliację złożoną $S_M (\pm S_0)$ (tabl. I, II, VII, X). Powierzchnie typu C są wykształcone jako wąskie, nieciągłe powierzchnie ścinania ułożone równoległe do płaszczyzny ruchu (White i in., 1980; Simpson, 1986; Price, Cosgrove, 1990; Hanmer, Passchier, 1991). Powierzchnie typu S charakteryzują się penetratywną i skośną mikrowięźbą w domenach położonych między powierzchniami ścinania typu C (tabl. XIV: 2). Rozwój struktury mylonitycznej typu S-C w warunkach wysokiej temperatury przy niezbyt intensywnej deformacji rotacyjnej lub wolnego tempa odkształcenia jest przynajmniej w części maskowany przez procesy wyżarzania i dynamicznej rekryształizacji ziaren (Hanmer, 1984; Tullis, Yund, 1985, 1991; Prior i in., 1990; Wenk, Christie,

1991; White, Mawer, 1992; Janney, Wenk, 1994; Stünitz, 1998; Rutter, 1999; Rosenberg, Stünitz, 2003).

Dynamiczna rekrytalizacja wywołuje rozwój i/lub migrację wysokokątowych granic nowych ziaren mineralnych o podobnym składzie powstałych w wyniku deformacji (tabl. XIII: 2; tabl. XIV: 1). Przykłady takie opisywano w literaturze przedmiotu (Urai i in., 1986; Humphreys, Hatherly, 1996). Mechanizmy dynamicznej rekrytalizacji (np. rotacja podziaren lub migracja granic ziaren) zależą głównie od temperatury i tempa odkształcenia (Guillope, Poirier, 1979; Urai i in., 1986; Ji, Mainprice, 1990; Hirth, Tullis, 1992). Plagioklasy i skalenie potasowe podczas deformacji zachowują się dość podobnie pod względem reologicznym (Passchier, Trouw, 1996; Altenberger, Wilhelm, 2000). Dyfuzja Si i Al w skaleniach jest bardzo powolna w temperaturach rzędu 450–650°C i w naturalnym tempie odkształcenia (Yund, Tullis, 1991). W temperaturze powyżej 650°C procesy dyfuzji stają się szybsze i rekrytalizacja rotujących podziaren (ang. *subgrain rotation recrystallization*) może stać się dominującym mechanizmem mikrodeformacji w skale (Yund, Tullis, 1991). Dodatkowo pierwotne ziarna stają się bardziej spłaszczone (Hirth, Tullis, 1992; Kruse, Stünitz, 1999). W ultrawysokich temperaturach mikrostruktury ze stref ścinania wskazują, że plagioklasy doznały rekrytalizacji poprzez gwałtowną migrację granic ziaren (Lafrance i in., 1998). Takie ultrawysokotemperaturowe i podsolidusowe strefy ścinania opisano m.in. z proterozoicznych anortozytów z USA (Lafrance i in., 1998) i Norwegii (Austrheim, Griffin, 1985; Altenberger, Wilhelm, 2000). Obserwacje mikroskopowe zbadanych płytek cienkich z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka wskazują, że podobne ultrawysokotemperaturowe i podsolidusowe strefy ścinania podatnego rozwijały się także na terenie masywu suwalskiego.

Struktury asymetryczne są raczej trudne do makroskopowego rozpoznania w zasadowych skałach masywu suwalskiego ze względu na ich dynamiczną rekrytalizację i procesy wyżarzania minerałów w warunkach wysokiej temperatury. W rdzeniach z otworów z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka stwierdzono także asymetryczne w formie porfiroklasty skaleniowe i piroksenowe typu σ , bardzo rzadko typu δ (tabl. I, II, VII, X). W obrazie mikroskopowym rozpoznano skośność mikrowięźby i rybokształtne („rybie”) łyżczyki, głównie w zmylonityzowanych granitoidach (tabl. XIV: 2). Bardzo rzadko występują natomiast asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C' (tab. 6).

W płytkach cienkich zorientowanych równolegle do lineacji ziarna mineralnego L_M i prostopadle do foliacji S_M obserwuje się mikrostruktury deformacyjne wśród pierwotnych i większych ziaren plagioklazowych oraz pośród drobniejszych, zrekrytalizowanych ziaren (tabl. XIII, XIV). Większe ziarna plagioklazowe są na ogół silniej plastycznie zdeformowane niż mniejsze i wybitnie zrekrytalizowane ziarna. Wiele z nowych ziaren plagioklazowych jest bardzo słabo zdeformowanych i wykazuje jedynie proste wygaszanie światła. Najpospolitszymi efektami deformacji w strefach ścinania są faliste wygaszanie światła, zbliźniczenia deformacyjne i zabliznione mikrospeknięcia (tabl. XIII, XIV). Zbliźniczenia deformacyjne, które następują według praw

zbliźniczych albitowego i peryklinowego kończą się na ogół na granicy ziaren plagioklazowych. Zbliźniczenia deformacyjne są zwykle związane z pasemkami deformacji i z domenami ziaren o silnym falistym wygaszaniu światła. Granice pasemek deformacji są bardzo często prawie prostopadłe do zbliźniczeń deformacyjnych. Wzdłuż tych granic często zmienia się intensywność rozwoju (gęstość) zbliźniczeń deformacyjnych. Fakt ten może wskazywać, że zbliźniczenia stanowią formę odkształcenia podczas powstawania pasemek deformacyjnych i zginania ziaren. Pasemka deformacyjne powstały też w niektórych mikrospeknięciach, co wskazuje, że te speknięcia działały raczej jako inicjalne miejsca rozwoju zbliźniczeń deformacyjnych, a nie odwrotnie. Intragranularne, zabliznione mikrospeknięcia przecinają niektóre ziarna plagioklazowe. Nowe, zrekrytalizowane ziarna plagioklazowe powstały prawdopodobnie w wyniku rotacji sieci krystalicznej (odniesionej do rozwoju zbliźniczeń i rotacji podziaren) wzdłuż mikrospeknięć i innych planarnych defektów w plagioklazach.

We wszystkich 26 zbadanych kinematycznie otworach z obszaru południowo-zachodniej części złoza Krzemianka wskaźniki kinematyczne dokumentują, z dużym stopniem wiarygodności, kompresyjny (nasuwczy) reżim deformacji z przemieszczeniami typu „strop ku górze” otworu (tab. 7; tabl. I, II, VII, X). Bardzo nieliczne porfiroklasty typu σ i rzadko spotykane asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C' wskazują, w niektórych miejscach, także na normalne ścinanie podatne z przemieszczeniami typu „strop ku dołowi” otworu. Taki charakter ścinania podatnego stwierdzono tylko w otworach K-55, K-71 i K-38. W otworze K-73 rozpoznano w nielicznych miejscach przejawy deformacji transpresyjnej, obok dominującej tam deformacji nasuwczej. O deformacji transpresyjnej świadczy tam przede wszystkim skośna orientacja lineacji z rozciągania L_M ustawiona pod kątem od około 30 do 50° względem kierunku upadu foliacji mylonitycznej S_M .

Północno-wschodnia część złoza Krzemianka

W wyniku szczegółowych badań strukturalnych około 37 500 m rdzeni z obszaru północno-wschodniej części złoza Krzemianka, rozpoznano liczne, ale bardzo heterogenicznie wykształcone strefy ścinania podatnego. Charakteryzują się one zmienną miąższością (na ogół jednak dominują strefy o miąższości od kilku do kilkudziesięciu cm (tab. 8). W rzadkich przypadkach strefy te przekraczają miąższości kilku, czy nawet kilkudziesięciu m, jak ma to miejsce np. w otworach: K-47, K-58, K-50, K-82, K-57, K-45, K-46 i K-66. Rozwój stref ścinania podatnego doprowadził do wykształcenia różnych skał mylonitycznych (tab. 8; tabl. III, IV). We wszystkich 40 zbadanych profilach otworów z północno-wschodniej części złoza Krzemianka stwierdzono obok najliczniej wykształconych protomylonitów, także liczne mylonity i ultramylonity. Najlepiej rozwinięte strefy ścinania podatnego rozpoznano w głębszych otworach, a przede wszystkim w tych otworach, gdzie został zachowany prawie w całości materiał wiertniczy (tab. 3, 8; fig. 9, 10).

Tabela 8

**Strefy ścinania podatnego rozpoznane w otworach z północno-wschodniej części obszaru złoża Krzemianka
(pogrubione napisy – bardzo dobrze wykształcone struktury tektoniczne)**

Ductile shear zones recognized in boreholes from the northeastern part of the Krzemianka ore area (bolds – very well developed structures)

Nazwa otworu	Głębokości próbki rdzenia z przejawami ścinania prostego i stref podatnego ścinania prostego [m]	Rodzaj protolitu (L) – leukokratyczne	Rodzaj skały mylonitycznej	Uwagi
1	2	3	4	5
Krzemianka PG 78	986,2; 1887,2–1888,0; 985,5–985,9; 1196,3–1196,6; 1455,5; 1513,0–1514,0; 1681,2–1681,4; 1683,5; 979,5; 981,0; 983,0; 984,0; 986,1; 1041,7; 1085,0–1093,0; 1110,0; 1196,8; 1197,9; 1235,5; 1500,0; 1564,0; 1566,0; 1639,5–1639,8; 1888,2; 1196,7; 1480,0; 1485,0–1486,5; 1621,1–1621,2; 1639,5; 1084,4–1087,4; ok. 1889,0–1889,9; 1252,0; 1500,6; 1501,0; 1815; 1823,7; 1150,5; 1468,0; 1477,5; 1494,0; 979,5; 1042,1–1042,3; 1139,0; 1140,0; 1140,5; 1142,4–1142,7; 1145,2–1145,5; 1149,0–1149,3; 1781,0; 1438,4; 1458,0; 1480,0; 1482,0; 1246,5; 1275,5; 1277,8; 1392,4; 1432,5; 1479,0; 1562,0; 1567,0–1568,3; 1575,2; 1576,0; 1576,5; 1589,6; 1611,0; 1750,2; 1753,0; 1764,8; 1823,8; 1937,0; 1938,0; 1958,0	pegmatyty granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i noryty	protomylonity (protomyl.) protomylonity mylonity (myl.) myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity mylonity do ultramylonitów ultramylonity (ultramyl.) mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 31 razy granity – 19 razy
Krzemianka PG 48	1090,3; 1636,6; 1114,0; 1236,0; 1369,5; 1662,0; 1713,0–1713,7; 1090,0; 1090,2; 1151,0; 1362,8; 1366,0; 1558,0; 1177,4; 1633,0; 1090,3; 1177,1; 1151,0; 1419,5; 1611,0; 1625,0; 1650,5; 1723,0; 1729,0; 1363,0; 1406,0; 1423,5; 1489,5; 1706,0; 1714,4; 1751,0; 1756,5; 1876,7; 2248,6; 2264,0; 1236,4; 1714,1–1714,4; 1893,2; 1413,0; 1480,5; 1505,0; 1779,0; 2037,5; 2038,5; 2046,0; 2047,0; 1362,7; 1406,5; 1420,5; 1505,0; 1702,0; 1756,5; 1767,5; 1779,0; 1998,2; 2134,5; 2139,0; 2144,0; 2246,0; 1352,0–1352,2; 1498,5; 1034,0; 1035,0; 1955,0; 1956,0; 1969,0; 1971,0; 1996	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity protomylonity i mylonity protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 19 razy granity – 9 razy; (w karcie otworu: granity – 108 razy)
Krzemianka PG 81	1079,4; 1383,3; 1383,8; 1445,7; 1449,0; 990,0–991,0; 1106,0–1108,0; 1113,2–1113,7; 1362,6; 1383,3–1383,8; 1463,5; 1464,0; 1468,0–1469,3; 1506,6; 1512,5; 1526,0; 1527,9; 1530,3; 1647,0–1648,2; 1652,8; 1860,4; 1870,6; 1884,8–1885,2; 1993,2; 1995,8; 1025,3; 1521,7; 1530,0; 1576,2–1576,3; 1885,3; 1619,3; 1620,0; 1627,0; 1628,0; 1629,5; 1106,3–1109,3; 1860,6; 1343,0; 1535,0; 1619,3–1619,5; 1679,0–1679,3; 1931,7; 1940,0; 1943,7; 1944,0; 1978,5; 1991,0; 1992,0; 1237,0; 1263,0; 1291,0; 1324, 1343,0; 1629,5	granity granity granity anortozyty anortozyty (L) ferrolity i noryty noryty	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity do myl. myl. do ultramylonitów protomylonity do myl. protomyl. do mylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 33 razy granity – 18 razy
Krzemianka PG 47	971,6; 1034,5; 1310,0; 1835,3; 1957,4; 1057,3–1057,5; 1067,0; 1180,0–1180,2; 1228,0; 1238,0–1241,0; 1264,0; 1273,7; 1279,4; 1322,6; 1322,8; 1398,6–1399,3; 1618,5; 1773,0; 2137,7; 2254,8; 958,0; 984,8; 1206,1; 1026,8; 1029,8; 1274,5; 1311,7; 1662,5–1663,5; 971,7–973,8; 983,0–983,6; 1033,4; 1074,0–1082,0; 1275,5–1275,8; 1279,4–1281,0; 1310,4; 1823,5–1823,9; 1026,8–1028,0; 1279,4; 1309,5; 1900,0; 1901,0; 1906,0; 2254,8; 938,0; 945,5; 947,5; 979,2; 1032,9–1033,2; 1058,0; 1380,0–1382,0; 1623,0; 2116,7; 850,5; 936,0; 950,0; 950,5; 970,5; 979,4; 1301,0–1303,0; 1349,0; 1584,5; 1657,1; 1718,5–1724,0; 1743,0; 1762,4; 1872,0; 1880,0–1895,0; 1978,8;	pegmatyty granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty ferrolity i anortozyty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity do myl. myl. do ultramylonitów mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 50 razy granity – 21 razy; (w karcie otworu: granity – 82 razy)
Krzemianka PG 44	959,6; 959,8; 960,1; 966,5; 1374,6; 1508,6; 1744,5; 2131,7; 1171,7–1171,8; 1172,0; 1772,6; 1773,9; 950,5–950,9; 961,2; 1038,0; 1038,4; 1039,0; 1120,4; 1144,0; 1169,0; 1188,5; 1188,8; 1189,2; 1189,8; 1190,0; 1206,5; 1222,0; 1234,0; 1234,2; 1235,0; 1240,0; 1431,7; 1487,0; 1508,4; 1605,0; 1607,5–1608,0; 1877,2; 1984,0; 1160,3; 1234,2; 1605,0; 1608,1; 1766,8; 1769,4; 1769,5; 1797,1; 1454,2; 1454,4; 1159,2; 1159,5; 1159,7; 1162,2; 1167,4; 1168,5; 1161,5; 1121,7; 1208–1219,0; 1589,0–1598,0; 1878,5	pegmatyty pegmatyty granity granity anortozyty anortozyty ferrolity i noryty	protomylonity blastomylonity i myl. protomylonity do mylonitów myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 42 razy granity – 16 razy (w karcie otworu: pegmatyt – 1 raz; granity – 38 razy)

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka PG 58	930,5; 997,5; 1038,5; 1751,1–1755,5; 1769,2; 992,8–993,2; 997,5; 1000,0; 1012; 1024,3; 1028,0–1028,2; 1076,5; 1089,0; 1531,5–1531,8; 1707,3; 1834,5; 1837,5–1838,0; 998,5; 999,0; 1056,9–1057,4 ; 1063,4; 1067,3–1069,9 ; 1514,7 ; 1515,7 ; 1561,5; 1570,7; 1572,0–1573,0 ; 1575,8 ; 1706,2 ; 1834,5 ; 1837,5–1838,1 ; 1848,0–1848,3 ; 1848,8 ; 1970,8–1971,6 ; 1978,0 ; 1192,8–1193,0 ; 2,0 ; 1750,0–1751,0 ; 1860,7 ; 994,6; 1051,0; 1063,0; 1064,0; 1067,0; 1077,5; 1091,0; 1111,0; 1116,0,0; 1117,2; 1124,0; 1144,4; 1278,7; 1310,0–1317,5; ok. 1363,0–1382,0 ; 1402,0–1403,8 ; 1450,8; 1736,5; 1849,0–1849,5; 1956,0; 2003,5; 2209,0; 2244,5; 993,0; 1056,7; 1220,3 ; 1220,5 ; 1656,0; 1963,3; 1967,7 ; 1968,5 ; 1969,0 ; 2161,0; 2197,0–2197,2 ; 1013,0 ; 1972,0 ; 1974,0 ; 1640,0; 1868,0; 1963,5; 2159,2–2159,8 ; 2159,3–2161,0 ; 2193,0–2193,5 ; 980,5; 991,9; 994,6; 1004,0; 1005,0; 1007,5; 1016,0; 1016,5 ; 1016,8 ; 1017,0 ; 1040,0; 981,5; 987,2; 1788,7; 1994,0; 2219,0 , 2219,2 ; 981,5; 987,2; 1994,0; 2219	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity protomylonity i myl. protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 46 razy granity – 10 razy; (w karcie otworu: granity – 37 razy)
Krzemianka PG 50	1076,1; 1078,2; 1102,9; 1386,0; 1391,3; 1470,0; 1470,3; 1017,1; 1087,7–1087,9; 1102,5–1102,3; 1732,5; 1780,8; 1782,7; 1786,5; 956,0; 958,0; 1087,8–1088,2 ; 1142,0; 1158,8; 1386,1–1386,4 ; 1391,2; 1461,4–1461,8 ; 1470,2 ; 1470,6–1773,0 ; 1078,4–1080,3 ; 1102,8–1103,3 ; 1102,8–1103,2 ; 1470,4–1471,5 ; 1020,6; 1391,0; 1082,4; 1168,4; 1190,4; 1535,5; ok. 1514,0–1540,0 ; 1640,0; 1660,0–1665,0 ; 1159,0 ; 1534,5 ; 1264,0–1265,0; 1510,4; 1103,0–1103,5	pegmatyty granity granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity myl. do ultramylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 40 razy granity – 12 razy (w karcie otworu: granity – 65 razy)
Krzemianka PG 82	956,7; 964,2; 1420,0; 1454,5; 1536,0; 1918,0; 2027,7; 2028,2; 990,0 ; 991,0 ; 999,0; 1375,5; 1454,5; 1537,8–1538,1 ; 1792,4–1792,7 ; 1825,0–1825,3 ; 1829,5 2010,5; 1375,7–1375,9; 1583,5; 1589,0 ; 1616,5 ; 1869,0–1870,0 ; 1017; 976,5; 1050,2–1050,5; ok. 1315,0–1424,0 ; 1825,0–1825,3 ; 1361,4 ; 1366,3 ; 1625,0; 1062,0 ; 1085,0–1086,5 ; 1089,0–1090,0 ; ok. 1632,0–1698,0 ; 1943,0 ; 2294,0; 1088,0; 1184,0–1185,0 ; 1198,0–1200,0	pegmatyt granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 33 razy granity – 34 razy
Krzemianka PG 51	937,0; 1114,5; 1115,7; 1380,0; 1020,0; 1041,0; 1069,0; 1178,0; 1344,0; 1376,0; 1376,1; 1527,1; 1687,0; 964,8; 1006,0 ; 1006,5 ; 1011,0 ; 1011,5 ; 1249,5; 1375,6; 1529,0–1529,3 ; 965,2; 974,8; 1020,7; 1244,0; 1529,0 ; 1529,3 ; 1021,0–1022,0 ; 1328,3 ; 1039,0; 1056,0; 1243,5; 1376,1; 1377,4; 1379,0; 1536,0–1536,3; 1587,5; 1956,8; 1959,0; 2013,0; 2016,0; 2020,4; 2097,5; 1012,0; 1016,0; 1050,4; 1070,2; 1115,0; 1188,0; 1247,5; 1249,0; 1268,6; 1527,3; 1587,5; 1948,0; 2192,0; 984,4 ; 1025,0–1025,3 ; 1112,0; 1133,5 1299,0 ; 1019,2; 1052,0; 1053,5; 1054,3; 1070,0 ; 1070,2 ; 1073,0; 1795,5; 1818,0; 1918,0; 1931,0; 1012,4–1012,7 ; 1052,0; 1137,5; 1750,0; 1874,6; 1888,0; 1935,6	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity protomylonity i mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 30 razy granity – 11 razy; w karcie otworu: granity – 68 razy
Krzemianka PG 49	2146,5; 1227,4; 1746,5; 2146,6; 2294,5; 996,5; 1035,8–1036,2 ; 1049,0; 1062,5; 1064,3; 1078,2; 1415,8; 1035,8 ; 1036,4 ; 1957,4; 2253,0 ; 1896,0; 1004,5; 1732,2; 1952,8; 1994,0; 2106,7; 2235,4 ; 2237,0 ; 1957,4 ; 1000,0; 1018,0; 1555,0; 1732,0; 1843,2; 996,7; 1000,2; 1233,2; 1556,0; 1565,0; 2158	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty noryty	protomylonity protomylonity mylonity mylonity do ultramylonity blastomylonity protomylonity mylonity mylonity do ultramylonity ultramylonity mylonity protomylonity do mylonity	niezdeformowane skały żyłowe: pegmatyty – 17 razy granity – 9 razy

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka PG 57	1231,5; 1408,0; 983,0; 1231,5; 1232,8; 2010,2; 2011,2; 2011,8; 2021,8–2023,3; 2033,0; 984,2–984,6 ; 1243,8; 1333,3; 1411,6; 1433,5; 1544,5; 1571,0; 1573,5; 1722,0; 1727,4; 1893,2; 2010,2–2012,0 ; 2022,2 ; 2022,5 ; 2069,4 ; 2070,6 ; 1233,5; 1721,3–1721,7 ; 1893,7; 2011,5; 1232,1 ; 1893,5 ; 1721,0; 1777,0; 1809,0; 1817,0; 1830,0; 1888,0; 1959,5; 2129,0; 2132,0; 1168,5; 1170,5; 1172,0–1175,0 ; 1198,0; 1345,0; 1868,5; 2034,0 ; 2035 ; 2112,5; 1263,2 ; 1716,0 ; 2021,6 ; 2071,5 ; 1145,0 ; 1174,5 ; 1233,8 ; 1245,0 ; 1251,0 ; 1264,0 ; 1344,3 ; 1346,0 ; 1128,0; 1175,0; 1184,5 ; 1185,0 ; 1185,5 ; 1186,0; 1198,2; 1226,2; 1251,3 ; 1252,0 ; 1326,2; 1344,7 ; 1345,8 ; 1347,0 ; 1348,0 ; 1236,2; 1242,0; 1321,0; 1335	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty (L) anortozyty ferrolity i anortozyty noryty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 19 razy granity – 11 razy
Krzemianka IG 16	1205,0–1205,6 ; 1207,7–1208,8; 1211,8–1213,1 ; 1215,0–1215,3 ; 1204,5 ; 910,4; 1202,4; 1205,9; 1223,5; 1335,4; 1338,9; 1354,8; 1437,9; 891,2; 902,2; 921,2; 930,0; 936,0; 946,0; 1279,0; 1344,3; 1349,4; 990,5 ; 1269,4 ; 1109,5; 1187,4; 1306,0; 1383,4	granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity noryty	protomylonity blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 11 razy granity – 4 razy
Krzemianka IG 23	930,2; 1287,5; 1252,4–1253,0 ; 1287,7 ; 1240,0; 1254,3; 1288,5; 1290,2; 929,2–929,5 ; 1201,0 ; 1202,0 ; 1203,0 ; 1204,0 ; 1207,0 ; 1252,2 ; 1254,3 ; 1285,5; 1287,5 ; 1288,0 ; 1296,5; 1236,0 ; 1122,0; 1201,3; 1205,0; 1236,5; 1243,0–1244,0; 1290,2; 1254,5	pegmatyty granity anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity i noryty noryty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity i mylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 5 razy granity – 1 raz
Krzemianka PG 27	1080,5–1081,6; 1155,8; 1352,0; 1780,6; 1156,71393,6; 1394,0; 1408,2; 1437,2; 1913,5; 1920,5; 948,0–949,0 ; 1155,9–1156,4 ; 1223,4; 1334,0–1335,0 ; 1433,0; (skrz. 1349); 1398,0 ; 1398,2 ; 1780,0–1780,8 ; 1386,0; 1391,6; 1400,5; 1408,3; 1409,9; 1451,0; 1463,0; 1879,0; 1926,0; 1953,0; 1959,5–1960,5; skrz. 1344, 1347,0; 948,5 ; 948,9 ; 949,6; 951,5; 965,2; 968,0 ; 969,5 ; 972,5; 988,2; 994,2; 1215,5; 1280,5; 1313,0; 1317,5 ; 1319,3–1321,8 ; 1327,6–1328,4 ; 1329,0 ; 1329,3 ; 1374,0; 1378,0 ; 1378,5 ; 1383,0 ; 1383,3 ; 1385,0; 1387,6 ; 1387,8 ; 1390,4; 1396,4; 1397,4 ; 1397,9 ; 1398,2 ; 1402,0–1402,3 ; 1433,5; 1438,2; 1451,0 ; 1451,2 ; 1919,0; 1922,0; 1929,0; 1970,0; (skrz. nr 1349; 1360, 1378 ; 1379 ; 1465); 994,2; 1026,2; 1214,0; 1225,4; 1318,0; 1318,5 ; 1319,5 ; 1320,6 ; 1322,0–1323,0 ; 1324,0 ; 1325,0 ; 1325,5 ; 1358,0; 1386,0; 1398,6 ; 1399,0 ; 1448,7; 1461,6–1461,9 ; 1729,2; 1881,0; 1909,0–1909,4 ; (skrz. nr 1396; 1466; 1479); 1146,0; 1223,0; 1442,2; 1448,5; 1451,0; 1461,0 ; 1463,3 ; 1865,5; 1911,5; 1966,0 ; 1968,7 ; 1973,0; 1029,0; 1035,0; 1067,0; 1339,5; 1414,5; 1909,5;	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity noryty	protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity blastomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 54 razy granity – 12 razy
Krzemianka IG 22	1507,0; 1131,2; 1103,5; 1131,2; 1227,2 ; 1227,4 ; 1260,7 ; 1262,5 ; 1409,5; 1604,5; 1620,0; 1010	granity anortozyty ferrolity noryty	mylonity ultramylonity protomylonity do myl. protomylonity	niezdeformowane: pegmatyt – 1 raz granit – 1 raz
Krzemianka IG 21	1263,1–1263,5; 1533,5; 1557,7; 1533,3; 1579,7 ; 1562,0; 1563,0–1563,3 ; 1216,0; 1270,0; 1310,2; 1038,2 ; 1039,0; 1067,0; 1081,8 ; 1086,0 ; 1103,0; 1111,0; (skrz. nr 301); 1074,0 ; 1078,8 ; 1319,0 ; 1144,0 ; 1399,7 ; 1037,5; 1037,7; 1145,1; 1221	granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity i anortozyty	protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 7 razy granity – 5 razy

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka PG 32	962,8; 1094,0; 900,6; 907,3; 1043,6; 1030,5; 1039,5; 1041,2; 1056,5; 1056,9; 1666,5; 1999,5; 2009,0; 2009,2; 899,5; 931,6; 932,0; 962,0; 1033,7; 1034,3–1043,0; 1094,2; 881,8; 1034,2; 1097,4–1096,0; 1097,0; 1093,2; 923,5–924,2; 1092,8–1093,0; 1094,3–1094,6; 1096,4–1097,4; 1098,6–1099,0; 919,4; 1093,0; 1093,7; 1094,2; 1094,5; 1098,4; 1112,2; 1120,5; 1138,1; 1172,5; 1186,5; 1719,3; 1741,2; 1953,8; 2010,0; 903,0; 917,0–920,0; 922,6; 924,5; 938,8; 946,9; 948,5; 951,4; 982,8; 1079,0; 1090,5; 1090,8; 1092,0; 1092,6; 1165,5; 1172,0; 1173,0; 1173,5; 1800,0; 2012,1; 906,8; 918,5; 920,0; 930,7; 945,5; 950,5–951,7; 953,3; 953,6; 957,7; 958,5; 959,8; 960,3; 962,3; 962,8; 964,0; 964,8; 966,0; 979,0; 980,5; 1113,0; 1172,0; 1172,5; 1173,5; 1803,0; 1813,8; 978,2; 1083,0; 1083,5; 1113,3; 1113,6; 1173,0; 1671,2; 1671,5; 1032,5; 1774,1; 1812,3; 1822,0; 1890,5; 1995,0; 2014,0; 2015,0; 903,0; 914,0; 914,5; 934,1; 937,2; 1000,5; 1034,0; 1736,5; 1794,5; 1800,0; 1816,0–1817,0; 1950,0	pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity noryty	protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity blastomylonity protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 36 razy granity – 4 razy
Krzemianka PG 53	(skrz. 397 i 1069); 1877,0; 1956,5; (skrz. 83, 263 i 397); 1735,5; 1954,5; 1870,1–1870,6; 1888,3; 1954,7; 1295,0; 1766,0; 1947,5; 1948,5	granity granity granity (gnejsy) anortozyty ferrolity	protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity pegmatyty do mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 16 razy granity – 10 razy
Krzemianka IG 6	skrz. nr 378; skrz. 117, 118, 158, 377– 379; skrz. 271, 337–339; skrz. 316, 317, 454, 491, 656, 661; skrz. 113, 136, 154, 223, 225, 226, 653, 663; skrz. 223, 281, 400, 630; skrz. 110, 377, 402	pegmatyty granity granity (gnejsy) anortozyty anortozyty anortozyty noryty	protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 10 razy granity – 5 razy
Krzemianka IG 60	1238,2; 1219,4; 1230,2; 1488,2; 1524,0–1525,0; 1217,6–1218,0; 1472,0–1472,6; 946,8; 986,2; 1105,0; 1105,2; 1121,4; 1188,0; 1281,0; 1291,0; 2197,6; 2204,3; 928,6; 994,0; 998,5; 1166,2; 1226,8; 1227,0; 1232,0; 1291,7; 1291,8; 2007,1; 2023,2; 2024,3; 2054,0; 2063,8; 2181,0; 928,6; 951,6; 958,0; 1114,0; 1121,4; 1122,6; 1123,5; 1126,4; 1155,0; 1167,2; 1329,0; 1383,0; 2003,2; 2161,8; 2182,0; 2198,7; 2204,3; 2216,5; 2196	granit granity granity anortozyty anortozyty ferrolity noryty	protomylonity mylonity ultramylonity (blastomylonity) mylonity ultramylonity protomylonity do myl. protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 19 razy granity – 5 razy; (w karcie otworu granity – 40 razy)
Krzemianka PG 34	1418,2; 1863,8; 1889,5; 1937,0; 1942,8; 1038,0; 1203,3; 986,7; 1037,0; 941,0; 1153,7; 1244,0; 1244,5, 1244,9; 1548,5; 1764,0; 1926,8; 2140,7; 2155,0; 940,8; 1180,0; 1187,5; 1264,6; 1532,0; 1571,0; 1888,0; 1909,2; 2145,7; 979,0; 1472,0; 1538,5; 1567,0; 2162,0; 918,0; 941,0; 1203,6; 2046,0; 1548,3; 1584,0; 1849,5; 1869,5; 1874,1; 2141,3; 1564,5; 1565,5–1565,9; 1533,5; 1585,0; 1606,0; 1662,0	granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity i anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów mylonity protomylonity do myl. protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 11 razy granit – 1 raz
Krzemianka IG 20	1135,0; 1141,7; 1144,7; 1133,0; 1135,9; 1146,2; 1133,2–1134,7; 1140,0; 1600,0; 1813,5; 1814,5; 1880,0; 1515,2; 1517,0; 1715,5; 1130,0; ok. 1276,0–1320,0; 1511,0; 1514,5; 1590,0; 1842,5; 1136,5; 1138,0; 1144,5; 1580,6; 1581,6–1583,7; 1590,0–1592,0; 1600,0; 1708,5; 1716,5; 1720,0; 1721,0; 1721,5; 1841,0; 1558,0; 1722,0; 1726,3; 1765,0; 1765,8; 1851,6; 1142,9; 1146,0; 1545,0; 1546,0; 1547,5; 1552,0; 1564,5; 1566,0–1566,4; 1655,2–1670,5; 1725,0; 1726,0; 1727,0; 1728,0; 1832,0–1844,0; 1856,0; 1860,0; 1879,0; 1879,6; 1804,0; 1818,5; 1518,5; 1520,0; 1768,0–1769,5; 1817,0; 1819,0; 1823,4	pegmatyty granity granity gnejsy anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity i noryty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity blastomylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity do myl. protomylonity do myl. mylonity do ultramyl. mylonity do ultramyl.	niezdeformowane: pegmatyty – 9 razy granity – 5 razy

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka IG 10	1027,0; 1078,6; 1026,0–1030,0; 1024,0; 1078,0–1081,0; 1015,0	pegmatyty granity granity granity (gnejsy) noryty	protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 3 razy granity – 2 razy
Krzemianka PG 63	934,0; 933,7; 934,5; 1034,3; 1035,6; 1154,0; 1339,0; 1360,0; 1062,5; 1315,5; 1360,0; 1362,0; 1561,5; 1029,5–1030,5 1134,5; 1199,5; 1265,3; 136,5; 1338,5; 1398,7; 1784,5; 1074,5; 1258,0; 1259,0; 1376,0; 1380,0; 1388,5; 1395,0; 1399,5; 1401,3–1401,6; 1410,0; 1412,4; 1614,3; 1222,0; 1222,5; 1291,0; 1320,0; 1343,8; 1345,0; 1353,0; 1356,5; 1357,5; 1364,0; 1364,5; 1364,8; 1375,0; 1389,0; 1389,8; 1391,0; 1393,0; 1394,0; 1407,5; 1547,0; 1562,0; 1740,6; 1039, 1050,0; 1324,0; 1336,0; 1352,5; 1048,0; 1056,0; 1128,0–1129,0; 1532,0–1533,0; 1537,5; 1726,0–1731	pegmatyt granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty noryty ferrolity	protomylonit protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity do myl. myl. do ultramylonitów	niezdeformowane: pegmatyty – 2 razy granity – 26 razy
Krzemianka IG 26	954,1; 954,0; 954,3; 905,2; 953,7; ok. 916,0–917,0; 985,0–986,5; 1288,0; 1326,0–1326,9; 974,2	pegmatyty granity granity anortozyty ferrolity noryty	protomylonity protomylonity mylonity mylonity protomylonity do myl. protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 3 razy granity – 2 razy
Krzemianka IG 24	1417,0; 1662,8; 1670,5; 1672,0; 1670,5; 935,0; 946,6	anortozyt anortozyt anortozyty ferrolity noryty	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 2 razy granit – 1 raz; zbadano 100 m rdzeni
Krzemianka IG 25	943,9; 1084,0; 1105,0; 921,5; 1440,0; 1159,0; 1443,8; 1082,0; 1085,4; 1093,0; 1344,5; 1443,8; 895,0; 960,0; 1085,5; 1434,0	granity anortozyty anortozyty ferrolity i noryty noryty	protomylonity protomylonity mylonity protomylonity do mylonity protomylonity do mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 8 razy; zbadano 250 m rdzeni
Krzemianka PG 64	944,0; 951,0; 1021,1; 1000,0; 1007,3; 1072,2; 934,2; 997,5; 1042,0; 1042,2; 1053,7; 1020,0; 1065,0; 1089,0; 1053,1–1053,3; 1048,5; 1083,0; 1083,4	granity granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity i noryty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity mylonity ultramylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 5 razy; granit – 1 raz; zbadano 180 m rdzeni
Krzemianka PG 28	1570,5; 1570,6; 1570,0; 1782,0; 1568,2–1568,5; 1535,1; 1568,0; 1776,0; 1414,0; 1776,0; 1782,9; 1700,0; 1782,3; 1789,8; 1790,2; 1796,0; 2321,0; 1429,5; 1430,0; 1535,7	pegmatyty granity anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty (L) ferrolity i noryty ferrolity i anortozyty noryty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity mylonity ultramylonity myl. do ultramylonitów protomylonity do myl. protomylonity do myl. protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 4 razy; zbadano około 200 m rdzeni
Krzemianka PG 61	1050,0; 1050,5–1050,9; 1191,6; 1387,4; 1793,5; 1041,2; 1050,0; 1191,6; 1387,4; 1703,5; 1742,0; 952,0; 1267,5; 1429,5; 948,6; 1300,0; 1306,0; 1311,0; 1314,0; 1316,0; 1317,0; 1321,0; 1321,8; 1326,5; 1340,0; 1368,5; 1368,8; 1378,0; 1387; 1387,2; 1413,5; 1314,6; 1424,3; 1447,8; 1468,0; 1497,2; 1502,0–1502,3; 1504,5; 1674,0; 1803,5; 1059,5; 1350,0; 1475,4–1475,7; 1742,0; 1325,0; 1345,0; 1349,0; 1351,0; 1325,0; 1753	granity granity granity anortozyty anortozyty anortozyty leukonoryty noryty ferrolity	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity protomylonity do myl. ultramylonity myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity	niezdeformowane: granity – 22 razy
Krzemianka IG 9	941,0; 968,0–969,5; 1043,5–1043,8; 1178,0–1180,6; 1380,0; 933,2; 943,0–943,5; 959,7; 1116,2; ok. 926,0–927,0; 940,6; 941,2; 1293,5–1294,5; 1374,5; 1375,7; 1377,5; ok. 1357,0–1358,0; 1362,5; 1374,2; 1386,4; 1386,7; 1006,2; 1029,5; 1227,0; 1232,0; 1234,0; 1238	granity granity diortydy anortozyty anortozyty anortozyty noryty ferrolity	protomylonity mylonity protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 12 raz granity – 22 razy

Tabela 8 cd.

1	2	3	4	5
Krzemianka IG 12	1238,1; 1294,0; 1230,0; 1128,0; 1155,0; 1155,2; 1192,0; 1225,0; 1240,5; 1225,7; 1226,0; 1180,8; 1227,7; 1230,5; 1189,0; 1229,9	pegmatyty granity anortozyty anortozyty anortozyty noryty ferrolity i anortozyty	protomylonity protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyt – 1 raz; granity – 2 razy; lokalnie fałdy FA
Krzemianka PG 54	1162,8–1163,1; 1868,3; 1579,5	granity noryty ferrolity i noryty	protomylonity mylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 4 razy; granity – 5 razy; wybrane interwały
Krzemianka PG 45	1390,0; 1530,5; 954,5; 955,7; 1166,0–1166,7; 1390,1; 1530,7–1530,9; 1911,4–1912,5; 1931,8; 1993,3; 2030,0–2032,0; 2039,0; 2088,5; 950,4; 953,0; 1531,5–1534,2; 1882,3; 1900,0–1901,0; 878,7; 907; 939,0; 939,5; 1392,0; 1751,4–1751,7; 885,5–885,9; 903,6–903,9; 1387,5; 1388,5; 1465; 1565,8; 1673,5; 1674,6; 1683,0; 1706, 1716,0; 1534,5; 1538,3; 1680,0; 1685,5; 1750,0–1754,2; 1774,5–1774,8; 1842,0; (skrz. 477); ok. 1541,0–1549,0; 1679,0; 1682,0; 1880,0;	pegmatyty granity granity anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity i anortozyty	protomylonity protomylonity mylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomylonity do myl.	niezdeformowane: pegmatyty – 34 raz granity – 17 razy
Krzemianka PG 30	1237,0; (skrz. 247); 1460,0; 1114,0; 1705,0	granity anortozyty anortozyty noryty	mylonity protomylonity mylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 3 razy; granity – 2 razy
Krzemianka IG 19	1169,8–1170,3; 1173,0; 926,5; 956,0–956,4; 926,3; 954,0; 865,2; 1206,5; 1022,4	pegmatyty granity granity anortozyty noryty	protomylonity protomylonity mylonity protomylonity protomylonity	niezdeformowane: pegmatyt – 1 raz; granit – 1 raz
Krzemianka IG 13	skrz. 261, 355; skrz. 299; skrz. 284, 347, 397, 400; skrz. 277, 354, 421, 742, 743; skrz. 546, 553, 691,0–698, 811	granity granity anortozyty anortozyty anortozyty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity ultramylonity	tylko nowe skrzy- nie; <20% rdzeni bez podanej głę- b. mylonity niezdeformowane: pegmatyty – 4 razy; granity – 6 razy
Krzemianka PG 65	1208,0; 1209,3; 1209,8; 1207,3; 1208,3; 1208,8; 1210,0; 1210,8; 1255,5; 970,0–987,0	pegmatyty granity granity anortozyty	protomylonity protomylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: granity – 57 razy pegmatyty – 4 razy; wybrane odcinki; razem 100 m
Krzemianka PG 46	1110,0; 1110,5; 1111,0; 1067,4; 1275,7; 1394,5; 1397,2; 2015,9; 2019,0; 878,0–880,0; 888,0; 988,0–999,8; 1111,4; 1111,8; 1113,4; 1144,3; 1394,5–1397,2; 2016,1–2019,3; 2060,6–2061,0; 1137,4; 1252,0; 1128,0; 992,0; 1200,0–1260,0; ok. 1830,0; 1852,3; 2096,8; 1103,7; 939,7; 1524,0; 1530,0; 1700,0; 2044,6; 2053,0; 1123,0; 1665,0; 1678,0; 2096,6; 996,7; 1005,5; 1176,0; 1110,3; 1192,5	pegmatyty granity granity granity gnejsy diorytoidy (leukonoryty) anortozyty anortozyty anortozyty ferrolity	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów blastomylonity protomylonity do myl. protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 34 raz granity – 11 razy; zbadano ok. 175 m rdzeni
Krzemianka PG 66	978,8–979,0; 981,5; 1125,5; 1169,5; 1382,0; 1389,0–1390,0; 1045,2; 1046,6; 1046,8; 1382,0; 942,7; 942,9; 1045,5; 1046,1; 1046,3; 1380,0; 1587,2–1587,6; 1713,0; 1748,6; 942,0; 981,7; 1047,5; 1490,5; 1527,5; 1537,5; 1043,0–1173,5; 1525,0–1538,0; 1690,0–1896,0; 1343,0; 1467,0–1478,0; 1580,5; 1589,5; 959,5; 1841,0; 1842	granity granity granity anortozyty anortozyty noryty noryty i ferrolity ferrolity	protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów mylonity myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity mylonity	niezdeformowane: pegmatyty – 41 raz granity – 15 razy; w karcie otworu: pegmatyty – 4 razy; granity – 37 razy

W zbadanym materiale wiertniczym rozpoznano 1657 stref ścinania prostego w różnych skałach, głównie w anortozytach i granitach (tab. 8). W omawianej części złoża stwierdzono ponad dwukrotnie większą liczbę stref ścinania podatnego niż w południowo-zachodniej części tego złoża. Prawdopodobnie wynika to z faktu, że zbadany interwał rdzeni z północno-wschodniej części złoża był ponad dwukrotnie większy niż w jego południowo-zachodniej części. W północno-wschodniej części rozpoznano 520 stref ścinania prostego w granitach i gnejsach blastomylonitycznych. W sumie te strefy mogą przekraczać ponad 250 m miąższości. W pegmatytach z tej części złoża Krzemianka rozpoznano 64 strefy ścinania prostego, czyli trzy razy więcej niż w południowo-zachodniej części. W skałach zasadowych, głównie w anortozytach, ale często także w ferrolitach i w rzadkich norytach oraz gabronorytach, stwierdzono 1073 stref z przejawami deformacji rotacyjnej (tab. 8).

Przedstawione powyżej dane liczbowe są bardzo przybliżone. Z jednej strony są na pewno znacznie zaniżone i bardzo prawdopodobnym wydaje się, że stref ścinania podatnego w poszczególnych otworach z północno-wschodniej części złoża mogło być dwukrotnie, a może nawet kilkakrotnie więcej. Wynika to z redukcji wielu odcinków rdzeni (tab. 3; fig. 10), pobrania tysięcy próbek do analiz laboratoryjnych, szczególnie ze starszych otworów, braku danych z około 3500 m rdzeni z 3 otworów, niezbadanych jeszcze strukturalnie lub częściowego albo całkowitego zniszczenia wielu stref ścinania podatnego, a zwłaszcza ultramylonitów poprzez „nałożone” na nie młodsze strefy ścinania w warunkach półkruchej lub kruchej deformacji niekoaksjalnej.

Z drugiej strony liczba rozpoznanych stref ścinania podatnego (ponad tysiąc) może być zawyżona, gdyż jest to suma wszystkich przejawów deformacji rotacyjnej ze wszystkich zbadanych otworach z tej części złoża Krzemianka, a wiele z tych większych stref ścinania kontynuuje się prawdopodobnie setkami lub nawet tysiącami metrów po swojej rozciągłości do sąsiednich otworów. Otwory te w większości są od siebie oddalone zaledwie o około 200 metrów. Nie jest możliwa korelacja z większością rozpoznanych stref ścinania, głównie ze względu na ich zmienne wykształcenie, anastomozujący charakter i zmienne orientacje przestrzenne.

Przy takiej, jedynie w przybliżeniu ustalonej, liczbie rozpoznanych stref ścinania podatnego w profilach otworów z północno-wschodniej części złoża, można stwierdzić, że najwięcej przejawów deformacji skał ze ścinania prostego stwierdzono na tzw. anormalnym (VI) obszarze w północno-zachodniej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

Najwięcej stref ścinania podatnego rozpoznano jednak w pojedynczych otworach zlokalizowanych na południe od tego tzw. anormalnego (VI) obszaru. W otworze K-27 stwierdzono 120 miejsc – na około 1250 m zbadanych rdzeni – ze strukturami asymetrycznymi powstałymi w wyniku deformacji rotacyjnej (tab. 8). Zbliżoną liczbę stref ścinania prostego (119) stwierdzono w sąsiednim otworze K-32, o prawie takim samym metrażu przewierconych skał krystalicznych (ok. 1380 m), ale z zachowanymi rdzeniami jedynie w około 70%. W obydwu tych

otworach szczególnie liczne są ultramylonity powstałe z anortozytów, czasem o miąższości ponad kilku metrów. Ponad sto stref ścinania rozpoznano w otworze nr 6 w północnej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

W północnej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka w otworach: K-78, K-48, K-47, K-51 i K-57 rozpoznano od około 70 do ponad 80 stref zdeformowanych rotacyjnie, gdzie w każdym z tych otworów nawiercono od 1280 do 1380 m skał krystalicznych. Nieco mniej (po 66 stref ścinania prostego) stwierdzono w środkowej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka w otworze K-20, gdzie zachowano jedynie około 30% rdzeni oraz w otworze K-63, nawiercającym 945 m skał krystalicznych. W otworach tych szczególnie licznie występują ultramylonity powstałe z anortozytów.

Najwięcej stref z objawami deformacji rotacyjnej rozpoznano w północnej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka, co wynika z dwóch zasadniczych powodów. We wszystkich 11 otworach z tej partii omawianego złoża nawiercono więcej niż 1150 m skał krystalicznych, przy średniej o kilkaset metrów niższej w otworach z południowej i centralnej partii z północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Oprócz tego rdzenie z północnej partii północno-wschodniej części złoża są prawie w całości zachowane, a z partii południowej są albo zlikwidowane, albo są zachowane od kilkunastu do około 30% (fig. 10). Z 19 otworów z południowej i centralnej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka nie ma żadnych danych o strefach ścinania lub dane te są bardzo ograniczone i nieoddające w pełni stopnia wykształcenia stref ścinania na tym obszarze.

W szczegółowo zbadanych profilach 22 otworów o dobrym stopniu zachowania rdzeni (>80%) stwierdzono dość jednorodny rozwój stref ścinania podatnego. Znacznie większym zróżnicowaniem w rozwoju stref ścinania charakteryzują się profile otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka niż z jego północno-wschodniej części. Przeciętnie strefy ścinania podatnego w profilach otworów z północno-wschodniej części złoża pojawiają się co kilkanaście metrów. Najczęstsze przejawy deformacji rotacyjnej w stosunku do długości nawierconego podłoża krystalicznego stwierdzono w otworach K-27 i K-32. W otworach tych rozpoznano 120 stref ścinania podatnego w przewierconych interwałach około 1380 m, czyli średnio jedna strefa ścinania podatnego przypada tam na 11,5 m profilu. Szczególnie istotne jest, że strefy te prawdopodobnie przekraczają w każdym z tych otworów łączną miąższość ponad 250 m, czyli stanowią prawie 20% skał w różnym stopniu, na ogół silnym, zmylonitizowanych w warunkach podatnych. Prawdopodobnie znaczna część tych stref została nawiercona w otworach z północno-zachodniej partii złoża, m.in. w otworach K-81 i K-50, ale co najmniej 200–250 m płycej.

Liczne strefy ścinania rozpoznane w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (na przykład w otworach K-72, K-68 i K-70) kontynuują się ku NE i ulegają średniokątowemu spłyceciu ku NE, gdzie dochodzą do stropu podłoża krystalicznego w południowo-zachodniej partii północno-wschodniej części złoża. Niestety z tego obszaru

zlikwidowano materiał wiertniczy z 4 otworów, a w innych znacznie go zredukowano, co uniemożliwia dokładniejszą korelację stref ścinania z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka z jego północno-wschodnią częścią.

Strefy ścinania prostego wykształcone w warunkach podatnych rozpoznano w 40 otworach z północno-wschodniej części złoża Krzemianka. We wszystkich otworach stwierdzono przejawy deformacji rotacyjnej o zmiennym stopniu rozwoju, a przez to heterogeniczne na różnych głębokościach. Deformacje te lokalnie objęły anortozyty, noryty, gabronoryty, ferrolity, granity i miejscami pegmatyty. Zlokalizowana (niepenetratywna) deformacja rotacyjna doprowadziła do rozwoju różnego typu skał mylonitycznych. Obserwuje się przejścia od wyjściowego protolitu magmowego, poprzez słabo zdeformowane protomylonity, umiarkowanie zdeformowane mylonity aż do wybitnie wykształconych ultramylonitów (tabl. III, IV, VIII, XVI).

Procesy ścinania prostego nie doprowadziły jednak w skałach z północno-wschodniej części złoża do penetratywnego rozwoju więzby (*fabric*) mylonitycznej S_M . Wyjątkiem są kilkumetrowej, rzadko kilkunastometrowej miąższości mylonity i ultramylonity w anortozytach, np. w otworach: K-58, K-50, K-82, K-57, K-20, K-45, K-13⁸ i K-43. W otworze K-66 strefy mylonitów i ultramylonitów w anortozytach przekraczają łącznie nawet miąższość 200 m (tabl. 8). Jednak w większej części profili otworów z północno-wschodniej części złoża występują skały zasadowe, słabo lub wcale niezdeformowane przez proste ścinanie.

W otworach z północno-wschodniej części złoża Krzemianka wśród niezdeformowanych skał magmowych tylko miejscami występuje w nich dobrze wykształcona pierwotna foliacja z płynięcia magmy S_O (tabl. III: 1; tabl. IV: 3, 4; tabl. VIII: 1–3; tabl. XI: 1). Foliacja ta mogła pierwotnie być lepiej wykształcona, ale prawdopodobnie znaczna jej część została przetransponowana do współplanarnej foliacji mylonitycznej S_M . Dlatego też foliacja magmowa S_O jest w wielu miejscach w profilach wielu otworów praktycznie niemożliwa do oddzielenia od foliacji metamorficznej S_M . Prawdopodobnie jest to spowodowane ich ułożeniem równoległym, bliskim w czasie wykształceniem tej odmiennej genetycznie więzby, będących wynikiem ich rozwoju w podobnych warunkach ciśnienia i temperatury. Fakt ten może wskazywać na synchronizację procesów deformacji rotacyjnej i synkinematycznego umiejscawiania magm zasadowych oraz młodszych bardziej kwaśnych magm. Foliacja magmowa S_O w otworach z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka charakteryzuje się głównie równoległym ułożeniem ciemnych szlirów lub cienkich lamin biotytowych i/lub piroksenowych (tabl. III: 3; tabl. IV: 4; tabl. VIII: 1, 2). Lokalnie foliacja magmowa S_O jest podkreślona równoległością lamin minerałów rudnych oraz wydłużeniem skaleni tabularnych (tabl. XI)

W każdym z 40 profili otworów z północno-wschodniej części złoża Krzemianka stwierdza się w bardzo wielu miejscach,

że na magmową foliację S_O jest nałożona współplanarnie foliacja mylonityczna (metamorficzna) S_M . Nakładanie się takich dwóch genetycznie odmiennych powierzchni anizotropii doprowadziło do rozwoju złożonej struktury planarnej, określanej tutaj jako foliacja złożona $S_M (\pm S_O)$ z foliacji mylonitycznej S_M i/lub foliacji magmowej S_O (tabl. IV: 4; tabl. VIII: 1, 3; tabl. XI: 1).

Analiza danych strukturalnych z otworów z obszaru północno-wschodniej części złoża wskazuje, że foliacja $S_M (\pm S_O)$ charakteryzuje się dominacją średnich wartości jej kątów upadu, najczęściej w zakresie 40–50°. Miejscami tylko obserwuje się bardziej strome, a nawet prawie pionowe lub też małe kąty upadu tej foliacji (tabl. 8).

Struktury asymetryczne, uznane za wskaźniki kinematyczne, są rozwinięte w różnym stopniu w strefach ścinania podatnego we wszystkich otworach w północno-wschodniej części złoża. Najliczniejszą grupę wskaźników kinematycznych stanowią struktury mylonityczne typu S-C (Berthé i in., 1979; Lister, Snoke, 1984; Vauchez, 1987; Cymerman, 1989a; Mazur, 1998). Struktury te tworzą przeważnie foliację mylonityczną S_M o cechach złupkowania rekryystalizacyjnego (tabl. III, IV, VIII).

We wszystkich zbadanych otworach północno-wschodniej części złoża Krzemianka, wskaźniki zwrotu ścinania dokumentują – na ogół bardzo wiarygodnie – kompresyjny (nasuwczy) reżim deformacji. W reżimie tym doszło do podatnych przemieszczeń domen strukturalnych wzdłuż stref ścinania o praktycznie stałym zwrocie „strop ku górze” otworu (tabl. 7; tabl. III, IV, VIII, XI). W otworze K-32 stwierdzono asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C', także o zwrocie „strop ku górze” otworu. Tylko w dwóch otworach K-58 i K-16, obok dominujących w nich struktur asymetrycznych wskazujących na dominujące deformacje nasuwcze, rozpoznano także miejscami przejawy deformacji transpresyjnej. Na taki typ deformacji wskazuje skośna orientacja lineacji z rozciągania L_M względem kierunku upadu foliacji mylonitycznej S_M .

Ze względu na silną dynamiczną rekryystalizację i procesy wyżarzania minerałów w warunkach wysokiej temperatury podczas deformacji niekoaksjalnej (tabl. XV: 2), struktury asymetryczne uległy całkowitej lub znacznej transpozycji. Procesy dynamicznej rekryystalizacji i wyżarzania doprowadziły do zatarcia asymetrycznych form wskaźników kinematycznych, aż do tego stopnia, że w wielu przypadkach są one trudne do makroskopowego rozpoznania, zwłaszcza w zasadowych skałach masywu suwalskiego. W badanych rdzeniach stwierdzono – obok struktur mylonitycznych typu S-C – także miejscami liczne asymetryczne w formie porfiroklasty skaleniowe i piroksenowe typu σ (tabl. 9; tabl. III, IV). Dość rzadko spotykane są natomiast porfiroklasty typu d (rotujące) (tabl. VIII: 2).

W obrazie mikroskopowym w orientowanych płytkach cienkich zidentyfikowano skośność mikrowięzby i rzadkie rybokształtne („rybie”) łyszczyki. Mikrostruktury te

⁸ W otworze tym jest zachowane mniej niż 20% rdzeni tylko w nowych skrzynkach z numerami bez podanej głębokości nawierconych rdzeni.

Tabela 9

**Dane strukturalne i kinematyczne z otworów z północno-wschodniej części obszaru złoża Krzemianka
(pogrubione napisy – bardzo wiarygodne dane)**

Structural and kinematic data of boreholes from the northeastern part of the Krzemianka ore area
(bolds – very certain data)

Numer otworu na mapach	Główne elementy strukturalne	Kąty upadu foliacji metamorficznej S_M i/lub foliacji magmowej S_O ; Fe – ferrolity [°]	Kąt nachylenia lineacji L_M [°]	Typ deformacji w warunkach podatnych	Rodzaj wskaźników ścinania S-C – struktura mylonityczna S/C; σ – porfiroklasty typu σ	Rodzaje uskoków (U) U_P – przesuwce; U_O – zrzutowo-przesuwce; U_N – zrzutowe	Uwagi
1	2	3	4	5	6	7	8
K-78	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 30–45; lok. do 05 i 65; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~40–60°; C~20–35°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lokalnie (lok.) ścinania kruchego
K-48	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~65°; C~45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego
K-81	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki;	S_M/S_O 40–50; lok. do 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~65–75°; C~45°	lok. U_P ; bardzo rzadkie U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego
K-47	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–55; lok. do 30 i 75; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~70–80°; C~45–50°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. ścinania kruchego
K-44	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 40–50; lok. do 10 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60°; C~35°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-58	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 30–40; lok. do 10 i 85 Fe// S_M	~80–100	nasuwczy ; lok. transpresyjny	S-C + σ S~60°; C~35°S~80°; C~50°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	wyjątkowo liczne strefy ścinania podatnego
K-50	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 30–50; lok. do 70; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~75–80°; C~45°	lokalnie U_P ; rzadziej $-U_N$	bardzo liczne strefy ścinania podatnego
K-82	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 75; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55–60°; C~30°S~75°; C~45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego
K-51	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~65°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-49	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy ; lok. transpresyjny	S-C + σ S~60–65°; C~25–30°	rzadkie U_P i U_N ; mało $-U_O$	liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-57	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 25–30; lok. do 60; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60°; C~25°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-16	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 35–50; lok. do 60; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~25°	dość rzadkie U_P i U_O	liczne strefy ścinania podatnego
K-23	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–55; lok. do 30 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60°; C~40°	rzadkie U_P i U_O ; czasem U_N	lok. liczne strefy ścinania podatnego
K-27	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–50; lok. do 10 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~65°; C~40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-22	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 15 i 85; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~85°; C~55–60° S~55–60°; C~35°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego

Tabela 9 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
K-21	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–50; lok. do 25 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~30° S~60°; C~45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego; czasem kruchego
K-32	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; mezofałdy FB; brekacje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy ; lok. ekstensyjny	S-C + σ S~60°; C~40° rzadkie C'	miejscami liczne U_P i U_N rzadkie – U_O	wyjątkowo liczne strefy ścinania podatnego; lok. ścinania kruchego
K-53	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 55; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~35°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-6	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40-50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60–70°; C~45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego
K-60	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55–60°; C~40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	liczne strefy ścinania podatnego; lok. ścinania kruchego
K-34	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 60; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	liczne strefy ścinania podatnego
K-20	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 30–50; lok. do 10 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~30°	czasem U_P i U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego
K-10	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 30–50; lok. do 10 i 85; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~30° S~80°; C~55°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-63	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 60; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~30°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-26	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 25 i 70; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~35° S~70°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-24	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 25–35; lok. do 60 Fe// S_M	~90	nasuwczy	lok. S-C S~50°; C~30°	nieliczne U_O	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-25	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 60 Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55°; C~40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-64	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60–65°; C~40–45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego; lok. kruchego
K-28	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 60; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego i kruchego; tylko 15% rdzeni
K-61	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 90; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~55°; C~35° S~90°; C~55–60°	lok. Bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	liczne strefy ścinania podatnego; czasem kruchego
K-9	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 60; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~50–55°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. liczne strefy ścinania podatnego; czasem kruchego
K-12	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; lok. mezofałdy FB; uskoki	S_M/S_O 35–50; lok. do 20 i 65; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55–60°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. liczne strefy ścinania podatnego
K-54	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 90; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C S~55–65°; C~40°	lok. liczniejsze U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego; czasem kruchego

Tabela 9 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
K-45	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; kataklazyty; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 10 i 80; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~55–65°; C~35–40° S~80–85°; C~55–60°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	bardzo liczne strefy ścinania podatnego; czasem kruchego
K-30	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 80; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C S~55–60°; C~40°	lok. liczne U_P i U_O ; rzadsze U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego i lok. kruchego
K-19	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 20 i 70; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~55°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	nieliczne strefy ścinania podatnego
K-13	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 85; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~55–70°; C~35–40° S~80–85°; C~55–60°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego
K-65	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 45–60; lok. do 90; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~90°; C~55–60°	lok. U_P ; U_O i U_N	lok. strefy ścinania podatnego; zbadano małe odcinki
K-46	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; kataklazyty; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 25 i 70; Fe// S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~65°; C~45°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	liczne strefy ścinania podatnego; miejscami kruchego
K-66	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; brekacje tektoniczne; kataklazyty; uskoki	S_M/S_O 35–45; lok. do 20 i 75; Fe// S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~50–55°; C~30–35° S~70–75°; C~55°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	liczne strefy ścinania podatnego i kruchego

stwierdzono głównie w zmylonityzowanych granitoidach. W płytkach cienkich zorientowanych równolegle do lineacji ziarna mineralnego L_M (lineacji ekstensyjnej, z rozciągania) i prostopadle do foliacji mylonitycznej S_M obserwuje się też inne mikrostruktury deformacyjne. Takie mikrostruktury stwierdzono wśród pierwotnych większych ziaren plagioklazowych oraz wśród zrekrytalizowanych, drobniejszych ziaren i podziaren (tabl. XV: 1). Większe ziarna plagioklazowe na ogół są silniej zdeformowane niż mniejsze, zrekrytalizowane ziarna (tabl. XV: 2). Wiele z nowych ziaren jest bardzo słabo zdeformowanych i charakteryzują się jedynie prostym wygaszaniem światła.

Najpospolitszymi mikrostrukturami deformacyjnymi w strefach ścinania podatnego są plagioklasy z falistym wygaszaniem światła, zbliźniczenia deformacyjne i zbliźnione mikrospekowania (tabl. XV: 2). Charakterystyka tych mikrostruktur jest identyczna, jak mikrostruktur z płytek cienkich z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (tabl. XIII, XIV).

W anortozytach, piroksenowych anortozytach i leukonorytach z północno-wschodniej części złoża występują pospolicie przerosty plagioklazowo-kwarcowe. Juskowiak (1965) przerosty te opisywał jako zasadowe myrmekity, a Krzemiński (1990) – jako symplektyty. Symplektytów nie spotyka się w masywie suwalskim w norytach, gabronorytach i anortozytach o dużej zawartości minerałów wtórnych. Zawartość symplektytów waha się od kilku do kilkunastu procent objętości skały. Wrostki kwarcowe w symplektytach charakteryzują się robaczkowatymi formami, często są silnie wydłu-

żone i pozaginane. Proces powstawania przerostów plagioklazowo-kwarcowych powodował zwykle destrukcję prążków bliźniaczych plagioklazów. Czasem prążki te przechodzą do obszarów zajętych przez symplektyty. Zmiany były wywołane przez ruchy tektoniczne (Krzemiński, 1990) i spowodowały brak stabilnej równowagi termodynamicznej systemu, co wpływało na wzrost aktywności jonów Na i Ca.

W otworze K-57 występują nietypowe dioryty, których głównym składnikiem jest biotyt, przy prawie zupełnym braku amfiboli. Dioryty, o maksymalnej miąższości do kilku metrów, na kontakcie z otaczającymi je norytami lub anortozytami są wzbogacone w amfibole (zielona hornblenda) oraz biotyt. Ten ostatni jest często głównym składnikiem skały. Podobne wzbogacenie w łyszczki stwierdza się często na kontakcie żył granitowych ze skałami otaczającymi. Na tych kontaktach zauważa się kierunkowe ułożenie łyszczków i ziaren kwarcu. Procesy myrmekityzacji są bardzo częste na kontaktach żył granitoidowych z anortozytami. Fakty te świadczą o aktywności fluidów podczas procesów deformacji i synchronicznego umiejscawiania granitoidów. Dowód na aktywność fluidów podczas ścinania obejmuje m.in. powstanie muskowitu poprzez reakcyjne zmiękczenie (ang. *reaction-softening*) skaleni (White, Knipe, 1978; Dixon, Willims, 1983) i chloryzację – muskowityzację pierwotnego biotyту.

W otworze K-12 występują nieliczne śródfoliacyjne mikrofałdy typu F_B (tab. 9). Zanikanie ziaren plagioklazów, poprzez rozwój symplektytów i myrmekitów, jak również

rozwój intrafoliacyjnych mikrofałdów charakteryzuje przejście od mylonitów do ultramylonitów (Hippertt, Hongn, 1998). Zastosowanie terminu ultramylonit jest ograniczone do takiej grupy tektonitów (skał uskokowych), w których objętość reliktowych porfiroklastów jest mniejsza niż 10% (Sibson, 1977). Pozostała część zajmuje bardzo drobnoziarniste tło o średniej średnicy ziaren $<0,1$ mm, czyli wartości odpowiadającej zdolności rozdzielczej nieuzbrojonego oka ludzkiego (Woodcock, Mort, 2008).

Ultramylonity są zwykle wzbogacone w fyllokrzemiany. Takie skały uskokowe są przez niektórych badaczy definiowane jako fyllonity. Ultramylonity w skałach z północno-wschodniej części złoza Krzemianka występują zwykle jako dobrze wykształcone pasemka ścinania – od kilku mm (tabl. XV: 1) do kilku, bardzo rzadko kilkunastu cm – i przechodzą bocznie w mylonity. Strefa przejściowa jest na ogół wąska i dość wyraźna.

Złoże Udryń

W wyniku szczegółowych badań strukturalnych materiału wiertniczego z 12 otworów z obszaru złoza Udryń rozpoznano w rdzeniach liczne, a przy tym bardzo heterogeniczne wykształcone strefy ścinania podatnego. Strefy te charakteryzują się zmienną miąższością – na ogół od kilku do około 20 cm – i różnym stopniem wykształcenia – od protomylonitów, przez mylonity aż po ultramylonity (Cymerman, 2006a). Heterogeniczne strefy ścinania podatnego stwierdzono we wszystkich otworach i nawierconych zespołach skalnych. W zbadanych otworach rozpoznano 485 stref ścinania prostego (*op. cit.*). Szczegółowy opis stref ścinania znajduje się w publikacji Cymermana (2006a). Wykształcenie stref ścinania i ich opis z tego złoza na terenie masywu suwalskiego nie odbiega w niczym od podanych wcześniej opisów struktur dla obydwu części złoza Krzemianka.

Podsumowując dane statystyczne o strefach ścinania z obszaru złoza Udryń należy stwierdzić, że najłatwiej rozpoznawalne przejawy deformacji niekoaksjalnej są w pegmatytach i granitach. Prawie pół tysiąca stref ścinania rozpoznanych w tych kwaśnych skałach przekracza sumaryczną miąższość przynajmniej 54 m. W magmowych skałach zasadowych (anortozytach, norytach i gabronorytach) rozpoznano 245 odcinków lub fragmentów rdzeni z objawami deformacji rotacyjnej, o łącznej miąższości przynajmniej 88 m, a wśród ferrolitów – 92 odcinki lub fragmenty rdzeni z przejawami ścinania prostego, o łącznej miąższości około 40 m. Bardzo prawdopodobne, że stref ścinania podatnego w poszczególnych otworach mogło być dwukrotnie, a może nawet kilkakrotnie więcej. Spowodowane jest to niepełnym rdzeniowaniem części otworów, likwidacji wielu odcinków rdzeni, a także pobrania tysięcy próbek do różnego rodzaju analiz, np. 1671 próbek rdzeni pobranych do badań mikroskopowych (Juskowiak, 1998). Znaczące jest także zniszczenie wielu stref ścinania podatnego przez „nałożone” na nie młodsze strefy kataklazy czy zbrekcjonowania.

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

Strefy ścinania podatnego rozpoznane w pozostałych 16 otworach, zlokalizowanych poza obszarami złoź Krzemianka i Udryń, w różnych częściach masywu suwalskiego i jego otoczenia charakteryzują się cechami, które są podobne do opisanych powyżej stref ścinania z otworów ze złoź Krzemianka i Udryń. W tych 16 otworach także obserwuje się rozwój różnych skał mylonitycznych, powstałych w wyniku heterogenicznej deformacji niekoaksjalnej na różnych głębokościach (tab. 10). Procesy ścinania prostego objęły wszystkie zespoły skalne znane z obszaru masywu suwalskiego (granity, granodioryty, gabronoryty, dioryty, monzodioryty, czarnokity, anortozyty, noryty, ferrolity i rzadko pegmatyty) (tabl. V, VI, IX, XII). Niepenetratywna deformacja rotacyjna doprowadziła do klasycznego schematu rozwoju skał mylonitycznych – od wyjściowego praktycznie niezdeformowanego protolitu magmowego, przez słabo zdeformowane protomylonity, do typowych mylonitów, czasem także aż do ultramylonitów (Berté i in., 1979; Lister, Williams, 1979; White i in., 1980; Wise i in., 1984; Simpson, 1986). W zbadanych otworach rozpoznano łącznie 563 strefy z przejawami ścinania prostego (deformacji rotacyjnej).

Procesy ścinania prostego nie doprowadziły jednak do penetratywnego rozwoju więźby (*fabric*) mylonitycznej S_M w skałach masywu suwalskiego, dlatego też miejscami dość dobrze rozpoznawalna jest w nich pierwotna magmowa foliacja S_0 . Zasadowe skały magmowe, które są słabo lub niezdeformowane przez ścinanie proste, zajmują zdecydowanie większą część profili wszystkich otworów z masywu suwalskiego. Pierwotna foliacja magmowa S_0 (foliacja z płynięcia magmy) w niezdeformowanych domenach w skałach magmowych jest lokalnie wykształcona i zachowana. Foliacja S_0 została tektonicznie przetransponowana do przestrzennie zgodnie zorientowanej foliacji mylonitycznej S_M . Dlatego też foliacja magmowa S_0 jest w wielu miejscach w profilach wszystkich otworów z masywu suwalskiego praktycznie niemożliwa do oddzielenia od foliacji mylonitycznej S_M ze względu na współplanarność tych powierzchni anizotropii (tabl. V: 1, 3; tabl. IX; tabl. XII: 2). Rozwój tych powierzchni foliacji (S_0 i S_M) odbywał się w zbliżonych warunkach ciśnienia, w tym ciśnienia dyferencjalnego i efektywnego i w wysokich temperaturach, ale prawdopodobnie przy niskim tempie odkształcenia. Nakładanie się tych dwóch powierzchni anizotropii (starszej S_0 , ale także synkinematycznej) doprowadziło do rozwoju złożonej struktury planarnej, określanej wcześniej jako foliacja złożona $S_M (\pm S_0)$. Analiza danych z otworów spoza obszarów złożowych masywu suwalskiego wskazuje, że złożona foliacja $S_M (\pm S_0)$ charakteryzuje się przewagą średnich wartości kątów upadu (najczęściej w zakresie $40-50^\circ$). Rzadko stwierdzano upady foliacji $S_M (\pm S_0)$ bardziej strome, czy nawet pionowe lub o mniejszych kątach upadu (tab. 8, 9).

Wskaźniki kinematyczne (struktury asymetryczne) są rozwinięte w różnym stopniu w strefach ścinania podatnego (tabl. I, II). Najliczniejszą grupę wskaźników kinematycznych

Tabela 10

Strefy ścinania podatnego rozpoznane w otworach z masywu suwalskiego, oprócz obszarów złożowych Krzemianka i Udryń

Ductile shear zones recognized in boreholes from the Suwałki Massif, excluding of the Krzemianka and Udryń ore areas

Nazwa otworu	Głębokości próbki rdzenia z przejawami ścinania prostego i stref podatnego ścinania prostego [m]	Rodzaj protolitu	Rodzaj skały mylonitycznej	Uwagi
1	2	3	4	5
Łanowicze PIG 1	985,5–990,5; 992,5–995,0; 996,0–998,4; 1233,0; 970,5–970,9; 1232,0; 1276,8; 1231,0; 1232,4; 962,1; 966,3; 970,8; 986,1; 987,8; 989,9; 990,3; 1046,0–1107,0; 1158,5–1188,0; 1212,0–1224,0; 1262,0–1318,0; 1337,0–1367,0; 1431,0–1485,0; 1196,0; 1205,5; 1230,3–1233,4; 1232,4; 987,8; 987,9; 988,7; 988,8; 994,0; 994,6; 994,7	granity granity granity czarnokity (granodioryty) czarnokity (granodioryty) czarnokity (granodioryty)	protomylonity (protomyl.) mylonity (myl.) myl. do ultramylonitów protomylonity blastomylonity do mylonitów mylonity ultramylonity (ultramyl.)	
Pawłowska PIG 1	1017,4–1018,5; 1034,9; 1038,5; 1047,5; 1148,3; 1149,3–1150,1; 1156,3–1156,7; 1188,8; 1194,5; 1411,0–1412,0; 1417,0; 1530,7; 1555,8; 1581,0; 1103,0; 1287,0–1287,3; 1294,0; 1507,2; 1508,5; 1638,5; 1029,0–1031,5; 1155,0–1156,5; 1188,0; 1205,0–1210,0; 1299,0; 1349,0–1360,0; 1432,0; 1443,5; 1557,9–1561,6 976,8–978,0; 1293,0–1293,7; 1581,0; 1588	granity granodioryty granodioryty granodioryty	protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity	
Pawłowska PIG 1	970,6–971,0; 1290,7–1292,1; 1286,2–1289,7; 1295,8–1302,5;	granodioryty granodioryty	mylonity protomylonity	nieanalizowany; jedynie interpretacja danych z karty otworu
Łopuchowo IG 1	2124,0; 1234,0; 1367,5; 1403,5; 1404,3; 1412,0; 1475,0; 2076,5–2086,8; 2078,0; 1476,0–1478,0; 1878,0; 1883,2; 1884,0; 2029,0–2032,0; 2051,6–2052,4; 2077,8–2078,4; 2104,6–2106,0; 2113,5; 2114,0; 2125,7; 1265,5; 1341,7–1342,2; 1344,0–1344,5; 1345,0; 1441,9; 1883,0; 2024,3; 2101,8–2104,6; 2124,0–2126,0; 1341,0–1345,2; 1393,0–1395; 1432,0; 1558,0; 1627,0; 2054,0; 2054,2; 2114,5–2114,8; 2129,4–2131,4 2077,3; 2110,5–2113,6; 2129,4–2131,4; 2131,7–2134,6; 2162,0; 2163,0; 2227,0; 2111,9; 2121,0–2122,2; 2126,5; 2227,0; 1251,5–1252,5; 1341,5; 1413,0; 1472,4–1476,4; 1477,0–1480,6; 1552,8; 1594,0–1595; 1670,0; 1699,0; 1755; 1878,0; 2050,0–2056,0; 2095,0; 1352,5; 2024,0–2032,0; 2051,0; 2232,0–2232,5;	pegmatyty granity granity dioryty gnejsy noryty noryty monzodioryty monzodioryty anortozyty	protomylonity protomyl. do mylonitów mylonity myl. do ultramylonitów mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomylonity myl. do ultramylonitów mylonity	
Jeziro Okrągłe IG 1	1082,5–1083,0; 1090,7–1091,6; 1100,0; 1066,5–1078,5; 1100,0–1102,5; 1114,5; 1115,6; 1257,3–1258,4; 1258,9; 1323,5–1323,7; 1382,2–1383,0; 1082,7; 1086,3–1086,7; 1092,0–1098,5; 1103,3–1104,1; 1105,0–1107,0; 1110,0; 1113,4; 1113,7; 1163,3; 1218,0; 1236,4; 1253,8–1254,8; 1343,3; 1362,8–1364,9; 1371,3–1371,6; 1084,1; 1167,0; 1134,0; 1254,8; 1255,1; 1325,2–1326,3; 1326,7–1327,3; 1350,0–1353,5; 1354,6–1354,9; 1374,9–1375,0; 1287,8; 1198,3; 1303–1305; 1312,5; 1318,0–1318,4; 1121,3; 1128,3–1128,6;	pegmatyty granity granity granity dioryty dioryty ferrolity anortozyty	protomylonity protomylonity mylonity ultramylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramylonitów protomyl. do ultramyl. protomyl. do mylonitów	
Jeziro Okrągłe PIG 2	1877,0; 1484,0; 1872,0; 1877,2; 1135,8; 1256,4; 1578,0; 1601,0; 1728,5; 1728,7; 1747,5; 1773,2; 1796,0; 1797,3; 1997,0; 2065; 2065,5; 2082,4–2082,7; 2125,5; 2125,8; 2131,4; 1181,5–1181,8; 1256,0; 1796,0; 1877,5; 2063,0; 2065,0; 1396,0; 2079,0; 1118,4–1118,7; 1218,5; 1228,7–1230,5; 1319,5; 1480,0; 1483,6–1483,9; 1797,5; 1826,4; 1898,5; 1118,0; 1218,0; 1719,0; 1753,6; 1846,0; 1972,0; 2049,0; 2131,4; 2133,0; 2134,0; 1527,0; 1571,0–1571,5; 1567,2; 1650,5; 1747,5–1748,0; 1751,5; 1773,2; 1773,5; 1826,6; 1827,0; 2049,8–2050,1; 2265,0; 1237,0; 1237,6; 1241,0; 1825; 1826,0; 1916,5	pegmatyty pegmatyty granity granity granity dioryty anortozyty anortozyty ferrolity i anortozyty ferrolity	protomylonity myl. do ultramylonitów protomylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity protomyl. do mylonitów protomylonity myl. do ultramylonitów protomylonity mylonity	

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5
Kazimierówka 1	1811,5; 2106,2; 910,0; 911,0; 912,5; 1093,6; 1109,0–1109,2; 1343,2; 1533,0; 1693,0; 1806,0–1808,8; 1811,5; 1886,6–1886,9; 2106,0; 837,5; 847,0; 848,0; 940,7; 1004,5; 1053,6; 1067,8; 1068,0; 1111,2; 1134,8; 1134,9; 1248,7; 1352,2; 1443,0; 1530,5–1535,0; 1679,0; 1693,0; 2092,2; 2222,5; 2236,0	granity granity anortozyty	protomylonity mylonity protomyl. do mylonitów	zachowanych tylko $\frac{1}{4}$ średnicy rdzeni („ćwiartki”)
Krzemianka H-1	950,9; 951,3; 957,7; 960,8; 1135,0; 889,5; 895,0; 927,8; 984,1; 1137,4; 1217,0; 1345,5; 1347,5; 1357,5; 985,1; 1110,2; 1252,0; 1275,0; 901,6; 911,0; 925; 938,2; 1200,0; 1218,0; 1095,5	granity granity granity granodioryty anortozyty gabronoryty	protomylonity mylonity myl. do ultramytonitów protomylonity protomyl. do mylonitów protomylonity	
Jeleniewo IG 4	984,0; 996,0–999,5; 1008,0; 1035,5–1038,9; 1096,8–1097,7; 1160,0; 1659,4; 1096,8–1098,0; 1128,2–1129,1; 1184,0–1186,5; 1190–1191,0; 1199,5; 1203,0; 1205,5; 1210,3; 1215,5; 1219,0; 1228,0; 1249,2; 1252,2; 1263,1; 1338,3–1349,1; 1340,5; 1342,0; 1451,0; 1461,0–1467,0; 1490,0; 1480,5; 1533,2–1534,2; 1649,0; 1669,0; 1669,2; 914,0–915; 917,0–918,0; 1041,0–1041,5; 1088,0–1089,0	granity noryty anortozyty anortozyty dioryty i gabronoryty	myl. do ultramytonitów mylonity protomyl. do mylonitów myl. do ultramytonitów mylonity	
Jeleniewo IG 1	1111,0; 943,5; 1107,5; 1139,2; 1176,2–1176,5; 1342,2–1343,0; 915,0–916,0; 1109,0–1113,5; 1231,3; 1385,7; 1322,0; 1335,0–1337,5 1260,0–1261,0; 1357,0; 1383,2 1147,2; 1126,0	pegmatyty granity granity granity noryty ferrolity	protomyl. do mylonitów protomylonity mylonity myl. do ultramytonitów mylonity mylonity	lokalnie brakuje ponad 5 m rdzenia
Jeleniewo IG 2	1054,2–1054,4; 1212,7; 1306,3; 1865,0–1865,5; 933,5–934,2; 935; 938,2; 942,0; 997,2; 998,5; 1018,5; 1054,2; 1057,7–1058,7; 1211,0–1214,0; 1307,8; 1786,5–1787,0; 1866,5; 1868,0; 1785,8 931,2–931,7; 994,3; 955,2; 997,2; 1865,0; 965,0–965,5; 974,0; 982,5–984,5; 1115,0–1117,0; 1480,0; 1849,0; 1869,0; 1472,5; 1477,0	granity granity granity granity i pegmatyty gabronoryty anortozyty noryty	protomylonity mylonity myl. do ultramytonitów protomylonity protomyl. do mylonitów protomyl. do mylonitów mylonity	
Jeleniewo IG 5	1897,6; 1990,5 1159,5; 1990,6 892,2; 894,6; 996,0; 1156,3; 1159,7; 1607,2; 1608,1; 1879,5 960,3; 1156,2; 1159,8; 1160,4–1161,0; 894,0–894,5; 917,0; 1017,0; 1021,0; 1023,5–1025; 1156–1156,1; 1235,0; 1240,0; 1415,5–1416,6; 1121,0; 1661,0; 1666,0; 1790,0; 2236,0; 1660,2 1880,2; 2030,6; 2108,5	pegmatyty granity granity granity gabronoryty i leukogabronoryty gabronoryty i leukogabronoryty noryty noryty anortozyty	protomylonity protomylonity mylonity myl. do ultramytonitów protomylonity mylonity protomylonity protomyl. do mylonitów mylonity	tylko $\frac{1}{4}$ średnicy rdzenia
Żubryń IG 1	787,2–792,3; (796,0–815,7); 999,8; 815,7–818,2 (–830,3); 985,1–989,4; 990,5–990,9; 998,8; 999,8; 1390,0; 950,0–951,4;	granity granodioryty granodioryty dioryty	protomylonity protomylonity mylonity (blastomylonity) protomylonity	zachowane tylko 10% rdzenia (60 m) z 15 wybranych odcinków
Bilwinowo PIG 1	1019,9–1020,4; 1020,9; 1240,0; 1256,0; 1403,0; 1050,6–1050,8; (1238,0–1240,7); 2165,9; 1062,4; 1062,8; 1240,0; 2125; 2127,0; 2039,1; 2040,5; 2096,4; 2134,1; 1072,2; 1074,4; 1093,5; 1436,0; 1577,0; 1618,0; 1627,3; 1660,0; 1671,0; 1671,9; 1749,0; 1768,0; 1793,0; 1806,0; 1238,0; 1387,0; 1388,0; 862,2; 879,2; 905,2; 1306,0; 1545,3–1545,7	granity granity granity anortozyty anortozyty dioryty dioryty gabronoryty czarnokity czarnokity	protomylonity mylonity blastomylonity mylonity ultramytonity mylonity ultramytonity protomyl. do mylonitów mylonity ultramytonity	
Zaborszki IG 1	898,1; 928,8; 1093,0–1093,4; 1133,7–1133,9; 925; 928; 930,0;	granity dioryty (granodioryty)	protomylonity mylonity do blastomytonitów	zachowane tylko 10% rdzenia (55 m) z 8 wybranych odcinków

Tabela 10 cd.

1	2	3	4	5
Szlinokiemie IG 1 (Suwałki IG 1)				brak zachowanych rdzeni
Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1	1726,0; 1728,0; 1125; 1744,0; 853,7; 856,0; 1070,7; 1076,0; 969,6; (1079,3–1080,0); (1629,7–1630,4); (1635,3–1635,6); 881,2; 904,0; 1455; (1734,7–1735,5); (1739,7–1740,0); (1938,8); 846,7; 904,0; 905; 1070,2; (1302,3–1308,7); 1125; 1170,2; (1469,4–1470,0); (1458,7); (1485,2); 1124,0; 846,0; 889,0; 1080,0; 881,2; 889,0; 899,0; 944,0; 950,2–950,6; 899,0; 903,0; 904,0; 905,0; 908,0–909,6; 911,5–911,7; 912,3–912,6; 912,8–915,5; 974,0–974,4; 1070,0; 1071,0; 1071,6–1071,8; 1072,7; 1124,0; 1125; 1260,4–1260,7; 1312,0–1315,0; 1341,0; 889,0; 1310,2; 1311,4–1311,5; 1372,0; (1531,2–1539,5); 1730,0; 1730,4; 1733,0; 1782,0; 1385,5; 1396,0; 1608,0; 1612,5; 1630,0; 1685,0; 1702,0; 1724,0; 1735,0; 1735,5; 1737,0–1738,0; 1950,0–1954,0; 1424,0; 1443,0; 1549,0; 1562,0–1563,0; 1585,4; 1588,5; 1595,0; 1596,0; 1835,0–1840,5; 1940,0–1942,0; 1424,2; 1455,5; 1455,0; 1456,0; 1456,5; 1685,0; 1706,5; 1737,8; 1744,0; 1919,8; 1925,0	pegmatyty pegmatyty granity granity granity granity (gnejsy) granity (gnejsy) granity (gnejsy) gabronoryty gabronoryty gabronoryty gabronoryty anortozyty anortozyty anortozyty anortozyty	protomylonity mylonity protomylonity mylonity ultramylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity protomylonity mylonity (blastomylonity) myl. do ultramylonitów ultramylonity protomylonity mylonity myl. do ultramylonitów ultramylonity	zafałdowania mylonitów; np.: 1733 i 1897 m
Boksze PIG 1	(754,2–769,3); (1111,5–1112,7); (1185,5–1186,9); (1187,8–1187,9); (1216,4–1217,0); (1253,0–1259,7); 1390,0–1390,3; 1422,7–1423,1; (1093,3–1094,0); 1383,8–1385,6; (742,2–742,4); (744,4–745,1); (745,3–745,6); (1210,9–1211,4); 1374,0; 1380,0; 1380,5; 1416,0; 1420,0; (988,7–997,4); (1210,9–1211,4); (1346,3–1347,0); (1347,5–1357,8); (1359,0–1359,7); 1436,5; 1463,8; 1476,0; 1480,5; (742,4–744,2); (745,7–751,2); (926,9–971,1); (1203,0–1210,9); (1211,4–1215,5); (1288,0–1309,2); 1347,0–1347,5; (1349,4–1350,7); 1356,1–1357,8; (1479,3–1481,9)	granity granity granodioryty granodioryty granodioryty	mylonity ultramylonity protomylonity mylonity mylonity do blastomylonitów	zachowanych tylko ok. 200 m rdzeni

stanowią struktury mylonityczne typu S-C, które na ogół tworzą foliację mylonityczną S_M (tabl. V, VI, IX, XII: 1–3). Obok dominujących struktur mylonitycznych typu S-C stwierdzono także asymetryczne w formie typu σ porfiroklasty plagioklazowe (rzadko skalenia K) i piroksenowe (tab. 10). W otworach rzadko występują natomiast porfiroklasty typu δ (tabl. VI: 1; tabl. XII: 1). Do rzadkości należą fałdy otwarte, asymetryczne o wergencji zgodnej ze zwrotem ścinania (tabl. XII: 1). Miejscami w niektórych w otworach (Jezioro Okrągłe IG 2, Żubryń IG 1, Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1) występują nieliczne, śródfoliacyjne mikrofałdy (tab. 11).

W płytkach cienkich zorientowanych równoległe do lineacji ziarna mineralnego L_M i prostopadle do foliacji mylonitycznej S_M obserwuje się mikrostruktury deformacyjne (tabl. XVI: 2). W badaniach mikroskopowych zidentyfikowano asymetryczne struktury wskaźnikowe typu skośnej mikrowięźby i rzadkie rybokształtne („rybie”) łyszczki, głównie w zmylonityzowanych granitach i granodiorytach. Takie mikrostruktury stwierdzono wśród większych, silniej zdeformowanych ziaren plagioklazowych oraz drobniejszych ziaren i podziaren (tabl. XVI: 2). Większość ziaren plagioklazowych jest słabo zdeformowana i charakteryzuje się tylko prostym wygaszaniem światła (tabl. XVI: 1).

Najczęściej spotykanymi mikrostrukturami deformacyjnymi w strefach ścinania podatnego są plagioklasy z falistym wygaszaniem światła, zbliźniczenia deformacyjne i zbliźnione mikrospeknięcia (tabl. XVI). Stwierdzone w rdzeniach mikrostruktury są identyczne jak te scharakteryzowane z obszaru złoża Krzemianka. Tak jak na obszarach złożowych, także w innych częściach masywu suwalskiego intensywne dynamiczne rekryształizacja i procesy wyżarzania minerałów w warunkach wysokiej temperatury spowodowały, że wskaźnikowe struktury asymetryczne są w wielu miejscach trudne do makroskopowego rozpoznania.

Asymetryczne wskaźniki zwrotu ścinania na ogół dokumentują kompresyjny (nasuwczy) reżim deformacji we wszystkich zbadanych kinematycznie 16 otworach z pozazłożowych obszarów masywu suwalskiego. Oznacza to podatne przemieszczenia domen strukturalnych o zwrocie „strop ku górze” otworu (tab. 11; tabl. V, VI, IX, XII). Tylko w otworach Żubryń IG 1 i Zaborszki IG 1 stwierdzono transpresyjne przemieszczenia ze składową przesuwczą. Na taki reżim deformacji wskazuje przede wszystkim skośna orientacja lineacji z rozciągania L_M względem kierunku upadu foliacji mylonitycznej S_M . Transpresyjne przemieszczenia były prawdopodobnie ze składową prawoskrętną, ale nie można

Tabela 11

Dane strukturalne i kinematyczne z otworów z masywu suwalskiego, oprócz obszarów złożowych Krzemianka i Udryń (pogrubione napisy – bardzo wiarygodne dane)

Structural and kinematic data of boreholes data from the Suwałki Massif, excluding the Krzemianka and Udryń ore areas (bolds – very certain data)

Nazwa otworu	Główne elementy strukturalne	Kąty upadu foliacji metamorficznej S_M i/ lub foliacji magmowej S_O ; Fe – ferrolity	Kąt nachylenia lineacji L_M	Typ deformacji w warunkach podatnych	Rodzaj wskaźników ścinania podatnego: C' – ekstensyjne pasemka ścinania C'; S-C – struktura mylonityczna S/C; σ – porfiroklasty typu σ	Rodzaje uskoku (U) U_P – uskoki przesuwce; U_O – zrzutowo-przesuwce; U_N – zrzutowe	Uwagi
1	2	3	4	5	6	7	8
Łanowicze PIG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; mezo- i mikrofałdy; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 45–60; lok. do 20 i 90	~90	nasuwczy ; lok. ekstensyjny	S-C + σ S~70–75°; C~45–50°	lokalnie (lok.) bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O + U_N	lokalnie (lok.) bardzo liczne strefy ścinania podatnego
Pawłówka PIG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 30–40; lok. do 20 i 85	~90	lok. nasuwczy	lok. S-C + σ S~60–75°; C~40°	lok. liczne U_P ; rzadkie U_N + U_O	lok. liczne strefy ścinania podatnego
Pawłówka PIG 1A	rdzenie do zbadania						nieanalizowany
Łopuchowo IG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 45–50; lok. do 10 i 65	~90	nasuwczy	S-C + σ S~45–60°; C~15–20° S~70–75°; C~35–40°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego
Jezioro Okrągłe PIG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 45–50; lok. do 05 i 65 Fe/ S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~45–55°; C~15–20° S~70°; C~40°	niezbyt liczne U_P + U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego
Jezioro Okrągłe PIG 2	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; lok. mezofałdy; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–45; lok. do 15 i 65 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~25° S~60–75°; C~40–50°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego i kruchego
Kazimierówka 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–50; lok. do 65 Fe/ S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~50°; C~30°	niezbyt. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego
Krzemianka H-1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 40–50; lok. do ~10 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~40–50°; C~15–25°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego i lok. kruchego
Jeleniewo IG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 30–50; lok. do 10 i 60 Fe/ S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~40–60°; C~20–35°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego i lok. kruchego
Jeleniewo IG 2	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 45–55; lok. do 10 i 70 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy lok. ekstensyjny	S-C + σ S~65–75°; C~35–45°	rzadkie U_P ; rzadsze U_N + U_O	bardzo liczne strefy ścinania podatnego i lok. kruchego
Jeleniewo IG 4	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 35–45; lok. do 10 i 70 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy ; lok. ekstensyjny	S-C + σ S~65–70°; C~35–40° S~40–45°; C~10–20°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego i rzadko kruchego; opis części struktur w Cymerman (2004a)
Jeleniewo IG 5	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_O 40–50; lok. do ~75 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ S~70°; C~35–45°	lok. U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego i czasem kruchego
Żubryń IG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; lok. mezofałdy; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 10 i 70 Fe/ S_M	~80–100	nasuwczy ; lok. ekstensyjny	S-C + σ S~50°; C~25–30° S~70°; C~40–50	rzadkie U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. liczne strefy ścinania podatnego; opis części struktur w Cymerman (2004a)
Bilwinowo PIG 1	foliacje: S_O i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_O 40–50; lok. do 20 i 75 Fe/ S_M	~90	nasuwczy	S-C + σ S~60–65°; C~40°	bardzo rzadkie U_P ; rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego

Tabela 11 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Zaborzyski IG 1	foliacje: S_0 i S_M ; wskaźniki ścinania; uskoki	S_M/S_0 35–40; lok. do 10 i 65 Fe/S_M	~80–100	nasuwczy	lok. S-C + σ S~30–40°; C~15–20°	rzadkie U_P ; rzadsze $U_N + U_O$	lok. strefy ścinania podatnego
Szlinokiemie IG 1 (Suwałki IG 1)	brak rdzeni						nieanalizowany
Jeziro Szlinokiemijskie PIG 1	foliacje: S_0 i S_M ; wskaźniki ścinania; lok. mezofałdy; kataklazyty; uskoki; brekcje tektoniczne	S_M/S_0 30–45; lok. do 20 i 90 Fe/S_M	~80–100	nasuwczy	S-C + σ + C' S~40–60°; C~20–35° C'~10°	lok. liczne U_P ; znacznie rzadsze U_N + U_O	lok. bardzo liczne strefy ścinania podatnego i miejscami kruchego; opis w Cymerman (2004a)
Boksze PIG 1	foliacje: S_0 i S_M ; wskaźniki ścinania; brekcje tektoniczne; uskoki	S_M/S_0 40–50; lok. do 20 i 65 Fe/S_M	~90	nasuwczy; lok. ekstensyjny	S-C + σ S~65°; C~45° S~30–35°; C~15–20°	lok. U_P ; rzadsze $U_N + U_O$	lok. liczne strefy ścinania podatnego; opis w Cymerman (2004a)

tęgo jednoznacznie ustalić, gdyż nie jest pewna orientacja strop–spąg w badanych fragmentach rdzeni (tabl. VI: 1). W dodatku, dane te pochodzą z otworów, z których zachowało się nie więcej niż 10% rdzeni, co uwiarygodnia możliwość przypadkowego obrócenia rdzeni o 180° wokół osi horyzontalnej. Prowadziłoby to do zmiany zwrotu ścinania (o 180°) w przypadku składowej przesuwczej. Także w otworach Bilwinowo PIG 1 i Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 stwierdzono rzadkie przypadki transpresyjnej lub transtensyjnej deformacji (prawdopodobne obrócenia przynajmniej części rdzeni o 180° wokół osi horyzontalnej).

W otworach: Boksze PIG 1, Jeleniewo IG 2, Jeleniewo IG 4, Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 i Żubryń IG 1, obok dominujących w nich struktur asymetrycznych wskazujących na deformacje kompresyjne, rozpoznano także w nielicznych miejscach przejawy deformacji ekstensyjnej. Nieliczne struktury asymetryczne wskazują tam na przemieszczenia typu „strop ku dołowi” wiercenia. Do struktur tych należą przede wszystkim rzadkie asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C' (tabl. IX: 2) oraz skaleniowe porfiroklasty typu σ (tab. 11).

STREFY ŚCINANIA KRUCHEGO

W przeciwieństwie do stref ścinania, które rozwijały się w głębszych partiach litosfery w warunkach podatnych, strefy ścinania powstałe na płytszych głębokościach, a więc w warunkach kruchych, czy też przejściowych (podatno-kruchych) są mniej wyraźnie rozwinięte. Charakterystykę takich struktur kruchych i podatno-kruchych przedstawiono dla wybranych otworów z otoczenia masywu suwalskiego w monografii Cymermana (2004a). Struktury te będą przedmiotem obszernej, odrębnej publikacji. Poniżej zarysowano jedynie to zagadnienie z wybranym przykładowym pojedynczym otworem dwóch części złoża Krzemianka i po jednym otworze złoża Udryń i okolic Jeleniewa.

Skały kataklastyczne w obydwu częściach złoża Krzemianka występują w strefach o zmiennej miąższości. Prze-

ważnie miąższości tych silnie heterogenicznych (?poligenicznych) stref ścinania rozwiniętych w warunkach kruchych, które doprowadziły do powstania skał kataklastycznych wynoszą od kilku do maksymalnie kilkudziesięciu centymetrów. Prawdopodobnie strefy te były liczniejsze i znacznie większe, co jest jednak trudne do wykazania, m.in. ze względu na liczne i znaczące ubytki materiału wiertniczego, to przede wszystkim ze stref deformacji kruchych.

Złoże Krzemianka

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

W rdzeniach z 26 otworów południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji niekoaksjalnej, stwierdzono także strefy deformacji ścięciowych rozwijające się w warunkach podatno-kruchych i kruchych. Te młodsze deformacje niekoaksjalne doprowadziły do powstania niepeneratywnych domen ze skałami kataklastycznymi, brekcjami tektonicznymi, zespołami uskoków i spękań skalnych (tab. 7; tabl. X: 1–4). Skały kataklastyczne stwierdzono głównie w północnej partii tej części złoża (tab. 7). Kataklazyty występują tam w otworach: K-67, K-68, K-70 i K-55. Skały te – powstałe w warunkach podatno-kruchych – pojawiają się lokalnie także w otworach środkowej partii południowo-zachodniej części złoża Krzemianka w otworach: K-71, K-3, K-73, K-41 i K-35.

Brekcje tektoniczne stwierdzono prawie we wszystkich otworach, oprócz: K-5, K-36, K-29, K-42 i K-2.

Wybrany z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka jako przykład występowania struktur kruchych jest otwór K-40. Brekcje tektoniczne stwierdzono w nim na głębokościach: 940,5–941,0; 955,0–955,2; 966,0–966,3; 1302,1–1304,5; 1325,1–1325,8; 1466,5–1466,6; 1561,0–1561,8; 1850,0–1850,1 i 1852,1–1852,2 m. Struktury te zapadają na ogół pod niewielkimi kątami. W strefie brekcji tektonicznej na głębokości 1473,5–1472,3 m występują domeny skał kataklastycznych i cienka, nieregularna w przebiegu żyłka pseudotachylitu.

Uskoki różnego typu stwierdzono we wszystkich 26 otworach w omawianej części złoza. Wśród uskoków dominują zdecydowanie struktury typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Jako przykład, w omawianym otworze K-40, strome uskoki normalne stwierdzono na głębokościach: 940,0–941,0; 1356,5–1357,0; 1675,0–1676,0; 1741,0–1745,0 m. Strome uskoki przesuwcze, najczęściej lewoskrętne, z prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi występują na głębokościach: 1217,0–1219,0; 1225,0–1227,5; 1317,5–1318,0; 1391,0–1391,5; 1414,4–1418,2; 1465,0–1466,0; 1675,0–1676,0; 1735,0–1736,0; 1790,0–1791,0; 1811,5–1812,0; 1953,0–1954,0; 2030,0–2031,5 i 2114,0–2115,0 m. Uskoki konsekwentnie ustawione względem foliacji $S_M (\pm S_O)$ stwierdzono na głębokościach: 1003,0–1006,0; 1356,5–1357,0; 1414,5–1418,2; 2116,0–2117,0; 2132,5–2133,2 i 2150,0–2155,0 m. Dyslokacje obsekwentne o umiarkowanym kącie upadu rozpoznano na głębokościach: 940,5–941,2; 954,0–954,3; 1225,0–1227,5; 1317,5–1318,0; 1391,0–1391,6 i 1850,0–1852,0 m. Dwa systemy pionowych uskoków, prawie prostopadłych do siebie stwierdzono na głębokości 1675,0–1676,0 m. Jeden z tych uskoków jest przesuwaczy (lewoskrętny), a drugi progowy.

Spękania tektoniczne są rozwinięte w różnym stopniu w rdzeniach w zbadanych otworach. Przeważnie nie obserwuje się więcej niż 1–2 spękania na 1 metr rdzenia. Na ogół większe zagęszczenie spękań jest związane z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych. Powstają wtedy tzw. strefy zniszczenia. Wśród spękań przeważają strome i pionowe struktury nieciągłe, konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione do foliacji $S_M (\pm S_O)$.

Saturnus (1984) wykonał szczegółowe pomiary gęstości spękań w rdzeniach z 9 otworów południowo-zachodniej części złoza Krzemianka. Badacz ten stwierdził w otworze K-69 największą gęstość spękań – dochodzącą do ponad dwudziestu spękań na 1 metr rdzenia. Najmniejsza ilość spękań występuje w otworze K-35 – tylko około jednego na 1 metr rdzenia (*op. cit.*). Badacz ten przedstawił także mapę średniego udziału stref silnie spękanych na podstawie danych z tych samych 9 otworów. Najwięcej – prawie 5% profilu ze strefami silnie spękanyymi – znajduje się w otworze K-55, a najmniej – w otworze K-36 (około 2% profilu). Saturnus (1984) sugerował, że przez całą omawianą część złoza Krzemianka przebiega w kierunku NW–SE strefa tektoniczna z liczniejszym udziałem stref silnie spękanych skał.

Północno-wschodnia część złoza Krzemianka

W zbadanych rdzeniach z 40 otworów z obszaru północno-wschodniej części złoza Krzemianka stwierdzono także strefy deformacji ścięciowych rozwijające się w warunkach podatno-kruchych i kruchych. Deformacje te doprowadziły do powstania skał kataklastycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spękań skalnych (tab. 9; tabl. XI: 2).

Skały kataklastyczne stwierdzono przede wszystkim w północnej i południowej partii północno-wschodniej części

złoza Krzemianka (tab. 9). Kataklazyty występują tam w otworach: K-78, K-44, K-57, K-45, K-46 i K-66. Brekcje tektoniczne stwierdzono w 25 otworach z północno-wschodniej części złoza Krzemianka. Na przykład w otworze K-63 brekcje występują na głębokościach: 1039,1–1039,2; 1039,5–1039,6; 1039,8–1039,9; 1338,0–1338,6 i 1613,5–1614,3 m. W tym otworze rozpoznano także pseudotachylity na głębokościach: 1079,5–1079,7; 1090,0–1090,1 i 1129,1–1129,9 m. Pojawiają się one w formie kilku cienkich (maksymalnie do kilku mm miąższości) równoległych laminek, ustawionych obsekwentnie do foliacji $S_M (\pm S_O)$ i o upadach pod kątem 20–30°.

Uskoki różnego typu stwierdzono we wszystkich badanych 40 otworach z obszaru północno-wschodniej części złoza (tab. 9). Wśród nich zdecydowanie dominują struktury dyslokacyjne typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Podobne obserwacje znajdują się w publikacji Saturnusa (1998).

Otwór K-63 wybrano jako przykład występowania uskoków w omawianej części złoza. Stwierdzono w nim strome uskoki normalne na głębokościach: 1754,0–1755,0 m (5 równoległych uskoków ustawionych konsekwentnie względem foliacji $S_M (\pm S_O)$). Strome uskoki przesuwcze, najczęściej lewoskrętne, z prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi występują na głębokościach: 921,0–922,0; 1052,5–1052,9; 1092,0–1093,0; 1104,5–1105,5; 1108,0–1108,9; 1124,0–1125,0; 1127,5–1128,6; 1220,0–1221,0; 1224,0–1225,0; 1238,5–1240,0; 1302,0–1303,5; 1338,0–1338,6; 1411,5–1412,6; 1424,5–1425,5; 1443,0–1444,0; 1605,0–1606,0; 1620,0–1621,0; 1698,5–1699,5 i 1741,0–1742,0 m. Uskoki ustawione konsekwentnie względem foliacji $S_M (\pm S_O)$ stwierdzono na głębokościach: 1052,0–1052,9; 1338,0–1338,6; 1755,0–1756,0; 1798,0–1799,0 m. Z kolei dyslokacje obsekwentne o umiarkowanym kącie upadu rozpoznano na głębokościach: 971,8–972,3; 1008,1–1009,3; 1037,2–1037,5; 1078,2–1078,8; 1105,8–1106,2; 1254,3–1254,9 i 1755,0–1756,0 m. Dwa systemy pionowych, prawie ortogonalnych uskoków stwierdzono na głębokości 1741,0–1742,0 m. Jeden z tych uskoków jest przesuwaczy i obsekwentny względem foliacji $S_M (\pm S_O)$, a drugi zrzutowo-przesuwczy.

Spękania w rdzeniach ze zbadanych otworów są w różnym stopniu rozwinięte. Przeważnie nie obserwuje się więcej niż jednego do dwóch spękań na odcinku 1 metra rdzenia. Na ogół większa ilość spękań skalnych jest ściśle związana z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych, czasem nawet o miąższości kilkunastu cm. Wśród spękań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, często tworzące dwa systemy, wzajemnie prostopadłych spękań. Te nieciągłe struktury są konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione względem foliacji $S_M (\pm S_O)$.

Szczegółowe pomiary gęstości spękań w rdzeniach z 17 otworów z północno-wschodniej części złoza Krzemianka przeprowadził Saturnus (1984, 1993, 1998), który stwierdził najliczniejsze spękania w otworze K-66 (średnio dwa spękania na 1 m rdzenia). W otworach K-46 i K-65 z najbardziej południowej partii północno-wschodniej części złoza

oraz w otworze K-78 (z partii północnej złoża) stwierdzono więcej niż jedno spękanie na 1 m rdzenia. Najmniejszą ilość spękań udokumentowano w otworach ze środkowej partii złoża – K-53, K-63 i K-61. Saturnus (1984) przedstawił także mapę średniego udziału stref silnie spękanych na obszarze północno-wschodniej części złoża na podstawie danych z tych samych 17 otworów. Najwięcej stref silnie spękanych (zajmujących około 6,5% całego profilu) znajduje się w otworze K-44. W sąsiednim otworze (K-48) strefy takie zajmują 5,5% całego profilu. Najmniej stref silnie spękanych (0,08%) stwierdzono w otworze K-53. Domeny silniej spękanych skał przebiegają w kierunku NW–SE przez całą północno-wschodnią część złoża Krzemianka (*op. cit.*).

Złoże Udryń

W rdzeniach z otworów złoża Udryń, oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji rotacyjnej, stwierdzono także młodsze, niepenetratywne strefy deformacji ścięciowych powstałych w warunkach podatno-kruchych i kruchych (Cymerman, 2006a). Deformacje rotacyjne w tych warunkach doprowadziły do powstania skał kataklastycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spękań skalnych. Skały kataklastyczne, występujące w strefach o zmiennej miąższości, przeważnie od kilku do kilkudziesięciu cm, stwierdzono głównie w środkowo-zachodniej części złoża Udryń, co sugeruje ich lokalny rozwój w strefie o kierunku NNE–SSW. Dokumentują to dobrze dane z otworów: Udryń IG 4, Udryń IG 6 i Udryń IG 1. Podobne struktury kataklastyczne, powstałe w warunkach podatno-kruchych, rozpoznano także w otworze Udryń IG 11 (*op. cit.*). Wśród uskoków zdecydowanie dominują struktury typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze.

Brekcje tektoniczne, podobnie jak i różnego typu uskoki, stwierdzono we wszystkich otworach z obszaru złożowego Udryń. W otworze Udryń IG 4 brekcje tektoniczne występują na głębokości 1033,4–1033,6 i 1224,0–1224,4 m.

Do zilustrowania rodzaju i głębokości zachowanych struktur kruchych z obszaru złoża Udryń wybrano otwór Udryń IG 4. W otworze tym strome i pionowe uskoki przesuwcze, najczęściej lewoskrętne, z prawie horyzontalnymi rysami ślizgowymi występują na głębokościach: 925,5–925,7; 1029,0–1029,5; 1037,0–1038,0; 1042,0–1044,0; 1047,5–1048,4; 1081,0–1083,2; 1115,0–1117,0; 1153,0–1154,0; 1191,5–1192,5; 1200,4–1201,5 i 1209,0–1210,5 m. Strome, obsekwentne względem foliacji $S_M (\pm S_O)$, uskoki zrzutowo-przesuwcze rozpoznano na głębokościach: 1026,4–1026,7; 1032,8–1033,7; 1035,0–1036,5; 1088,0–1089,0 i 1092,0–1093,0 m. Strome uskoki normalne stwierdzono na głębokościach: 925,6–926,4; 1029,0–1029,6; 1035,0–1036,5 i 1186,9–1187,7 m. Uskoki ustawione konsekwentnie względem foliacji $S_M (\pm S_O)$ stwierdzono na głębokościach 1158,0–1158,5 i 1172,2–1172,8 m. Dyslokacje obsekwentne o stromym kącie upadu rozpoznano na głębokości 1026,3–1026,8 m.

Spękania w rdzeniach z analizowanych otworów są w różnym stopniu rozwinięte. Przeważnie nie obserwuje się więcej niż 1–2 spękań na 1 m rdzenia. Na ogół większe nagromadzenia spękań skalnych są związane z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych. Wśród spękań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione do foliacji $S_M (\pm S_O)$.

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

W rdzeniach z 16 pozostałych otworów (poza otworami ze złóż Krzemianka i Udryń) z masywu suwalskiego, oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji rotacyjnej, stwierdzono także młodsze i znacznie bardziej niepenetratywne strefy deformacji ścięciowych rozwijające się w warunkach podatno-kruchych i kruchych. Deformacje te doprowadziły do powstania skał kataklastycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spękań skalnych (*tab. 9; tabl. XII: 3, 4*). Cymerman (2004a) scharakteryzował kruche struktury sześciu otworów: Łanowcze PIG 1, Jezioro Szlinokiemskie PIG 1, Żubryń IG 1, Boksze PIG 1, Krasnopol IG 2 i Krasnopol PIG 6, a także wybrany odcinek rdzeni z otworu Jeleniewo IG 4 (głębokości 1175,0–1491,0 m).

Skały kataklastyczne na obszarze całego masywu suwalskiego występują lokalnie w strefach o zmiennej miąższości. Miąższości stref ze skałami kataklastycznymi wynoszą przeważnie od kilku do rzadko kilkudziesięciu centymetrów. Skał kataklastycznych nie stwierdzono w 4 z 16 przeanalizowanych otworach: Żubryń IG 1, Bilwinowo PIG 1, Zaboryszki IG 1 i Boksze PIG 1 (*tab. 11*). Są to w większości otwory o bardzo zredukowanych odcinkach rdzeni, w tym najprawdopodobniej o wszystkie strefy kataklastyczne.

Brekcje tektoniczne stwierdzono w aż 13 z 16 analizowanych profili otworów masywu suwalskiego (*tab. 11*). Tylko w otworach: Żubryń IG 1, Bilwinowo PIG 1 i Zaboryszki IG 1 nie stwierdzono brekcji tektonicznych; prawdopodobnie ze względu na ubytki rdzenia z brekcjami tektonicznymi (*tab. 4*).

Uskoki różnego typu stwierdzono we wszystkich 16 zbadanych strukturalnie otworach z obszaru masywu suwalskiego. Wśród setek mezouskoków zdecydowanie dominują struktury dyslokacyjne typu przesuwczego, znacznie rzadsze są uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze (*tab. 11*), o zmiennym zwrocie, częściej lewoskrętnym, z prawie horyzontalnej orientacji rys ślizgowych.

Spękania skalne są w różnym stopniu rozwinięte w materiale wiertniczym zbadanych otworów. Przeważnie nie stwierdza się więcej niż jednego do dwóch spękań na odcinku 1 m rdzenia. Na ogół większa ilość spękań skalnych jest blisko związana z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych, czasem o miąższości do kilku metrów. Wśród spękań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, często tworzące dwa systemy, wzajemnie prostopadłych spękań. Struktury te są ustawione konsekwentnie lub obsekwentnie względem umiarkowanie

zapadającej foliacji mylonitycznej S_M i/lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_0)$.

W niniejszej monografii charakterystykę, a przede wszystkim rozmieszczenie struktur kruchych z południowo-zachodniej części masywu suwalskiego przedstawiono na przykładzie z otworu Jeleniewo IG 1. W otworze tym brekcje tektoniczne stwierdzono na głębokościach: 981,0–981,5; 988,0–988,4; 990,1–997,4; 1231,0–1231,9; 1260,0–1261,0 i 1311,1–1312,2; m. Struktury te zapadają na ogół pod małymi kątami i są ustawione konsekwentnie względem foliacji. Cienkie (około 3–5 mm) żyłki pseudotachylitu stwierdzono na głębokościach: 1229,2; 1233,3–1233,6 (kilkanaście żyłek); 1282,0; 1298,6 i 1339,2 m.

W otworze Jeleniewo IG 1 uskoki przesuwcze o zmiennym zwrocie, częściej lewoskrętnym, z prawie horyzontal-

nyimi rysami ślizgowymi występują na głębokościach: 847,0–848,0; 869,0–870,0; 893,0–895,0; 895,6–896,4; 998,7–999,3; 1042,0–1043,0; 1288,5–1289,5; 1307,5–1308,5 i 1309,7–1310,3 m. Strome uskoki zrzutowe lub pionowe, blokowe stwierdzono na głębokościach: 941,0–943,0; 978,5–979,5; 1032,0–1033,0; 1114,0–1114,9 i 1115,5–1116,0; m. Uskoki konsekwentnie ustawione względem foliacji $S_M (\pm S_0)$ stwierdzono na głębokościach 941,2–943,6 i 1018,0–1018,5 m. Dyslokacje obsekwentne o umiarkowanym kącie upadu rozpoznano na głębokości 916,0 m. Uskoki zrzutowe o małych kątach upadu stwierdzono na głębokościach: 999,5–999,9; 1035,0–1035,5; 1042,3–1043,2 m. Dwa systemy stromych uskoków, prawie prostopadłych do siebie stwierdzono na głębokościach 1042,0–1043,0 i 1065,0 m. Część z tych uskoków jest przesuwacza, a część zrzutowa.

ORIENTACJA STRUKTUR TEKTONICZNYCH W RDZENIACH

Po przedstawieniu jedynie najważniejszych wyników badań strukturalnych i kinematycznych rdzeni wiertniczych z masywu suwalskiego można przejść do próby powiązania rozwoju tego masywu z procesami tektonicznymi. Rozpoznanie intensywnie wykształconych, heterogenicznych stref ścinania podatnego ma zasadnicze znaczenie nie tylko w ustaleniu ewolucji tego masywu, ale może pomóc także w uściśleniu kształtu masywu suwalskiego, w określeniu charakteru kontaktów tego masywu magmowego z jego starszym (paleoproterozoicznym) otoczeniem granitowym i/lub gnejsowym oraz wyjaśnić wewnętrzną strukturę tego masywu. Jednak aby te cele zrealizować konieczna jest znajomość orientacji zasadniczych elementów strukturalnych, a zwłaszcza foliacji mylonitycznej S_M i/lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_0)$.

Niestety rdzenie wiertnicze ze wszystkich 101 otworów z całego obszaru masywu suwalskiego nie były bezpośrednio zorientowane względem kierunku północy. W tym czasie na obszarze południowej Litwy z prawie stu otworów pobrano prawie dwieście orientowanych próbek rdzeni względem północy. Są one jednak o różnym stopniu wiarygodności.

Zagadnienia związane z orientacją rdzeni wiertniczych względem północy geograficznej omówiono w publikacjach Mierzejewskiego (1992a, b), Cymermana (2004a, 2006a) oraz najobszerniej w monografii Żaby (1999). W określeniu orientacji rdzeni z otworów z całego obszaru masywu suwalskiego wykorzystano pośrednie metody badawcze na podstawie: przebiegu anomalii geofizycznych, pomiarów krzywizny otworu, analizy dysków rdzeni (złuszczeniu/ kliważu spękaniowego) oraz konstrukcji serii przekrojów geologicznych na podstawie korelacji litologicznych, złożowych i strukturalnych.

PRZEBIEG ANOMALII GEOFIZYCZNYCH

Zarys masywu suwalskiego przedstawiono na podstawie wyników prac geofizycznych (Znosko, 1961, 1965a, 1973b, 1993a; Wybraniec i in., 1993; Podemski, 1998). Już na pierwszych mapach zdjęcia regionalnego zaznaczała się wy-

rażna anomalia ujemna w polach grawimetrycznym i magnetycznym. Półszczegółowe i szczegółowe zdjęcia magnetyczne służące do lokalizacji ciał rudnych masywu suwalskiego były podstawą projektowania otworów wiertniczych na obszarach złóż Krzemianka i Udryń. Metoda przebiegu anomalii geofizycznych była wykorzystana przy zestawieniu mapy geologicznej masywu suwalskiego (Kubicki, Ryka, 1982). Podstawą tej metody są dwa założenia: anomalie geofizyczne (magnetyczne i/lub grawimetryczne) układają się równoległe do przebiegu struktur tektonicznych i anomalie o stromych gradientach odnoszą się do struktur występujących płycej, a anomalie o szerszych odstępach mogą być wywołane przez głębsze struktury tektoniczne.

Złoże Krzemianka

Obraz geofizyczny na obszarze złoża Krzemianka nie jest zbyt zróżnicowany (fig. 3, 4, 24). Anomalia Krzemianka zaznacza się bardzo wyraźnie na tle grawimetryczno-magnetycznej depresji suwalskiej (Wybraniec i in., 1993; Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998). Dodatnia, wyraźna, wydłużona w kierunku NW–SE, o bardziej stromych gradientach od SW, anomalia grawimetryczna bardzo przypomina anomalię z obszaru złoża Udryń (fig. 4, 24). Na obszarze południowo-zachodniej części złoża Krzemianka anomalia grawimetryczna stopniowo słabnie, a w partii północno-zachodniej tego złoża – ulega gwałtownemu zmniejszeniu. Tylko południowo-wschodnią część tej anomalii grawimetrycznej nawiercono otworami poszukiwawczymi w południowo-zachodniej części złoża. Zasadnicza część tej anomalii kontynuuje się dalej prawie 3 km ku NW. Miększe ciała rudne zapadające ku SW wywołują znaczącą anomalię grawimetryczną w południowo-zachodniej części złoża.

Wyraźna dodatnia i bardziej owalna anomalia magnetyczna przebiega prawie południkowo przez obszar południowo-zachodniej części złoża (fig. 3). Została ona na całym obszarze rozpoznana za pomocą 29 otworów. Tę dodatnią anomalię magnetyczną wywołują płytko położone ciała rudne. Ciała te,

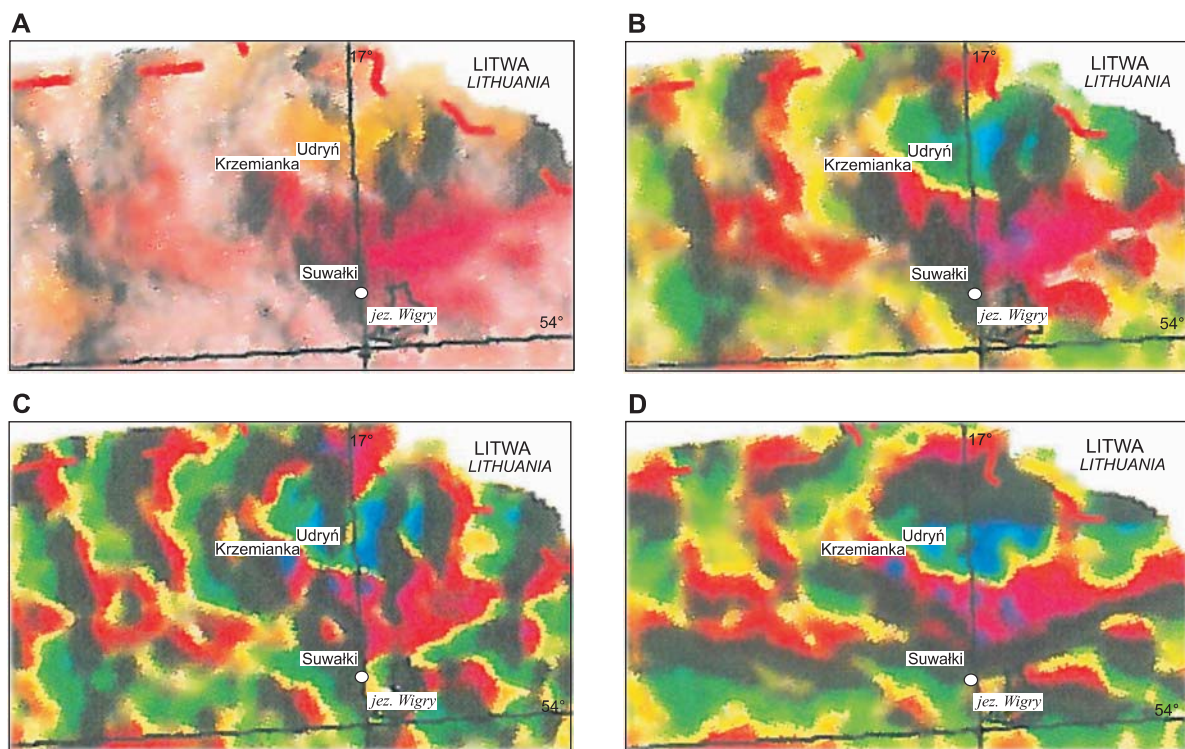


Fig. 24. Odzworowanie barwne pola grawitacyjnego okolic Suwałk z obszarami złóż Krzemianka i Udryń (S. Wybraniec, materiały niepublikowane)

A. Anomalie Bougera; bez transformacji; oświetlenie ze E; elewacja oświetlenia 30°; odwzorowania barwne: anomalie Bougera – barwność; gradient poziomy – jasność, gradient pionowy – nasycenie. **B.** Pierwsza pochodna pionowa (1.pp); oświetlenie ze E; elewacja oświetlenia 30°; odwzorowania barwne: 1.pp – barwność; gradient poziomy 1.pp – jasność, gradient pionowy 1.pp – nasycenie. **C.** Druga pochodna pionowa (2.pp); oświetlenie z N; elewacja oświetlenia 30°; odwzorowania barwne: 2.pp – barwność; gradient poziomy 2.pp – jasność, gradient pionowy 2.pp – nasycenie. **D.** Trzecia pochodna pionowa (3.pp); oświetlenie ze E; elewacja oświetlenia 30°; odwzorowania barwne: 3.pp – barwność; gradient poziomy 3.pp – jasność, gradient pionowy 3.pp – nasycenie

Colour image of the gravitational field surrounding the Suwałki area with the Krzemianka and Udryń ore deposits (S. Wybraniec; unpublished materials)

A. Bouguer anomalies, without transformation, illumination from the E, illumination elevation is 30°, colour imitations: Bouguer anomalies – colourfulness, horizontal gradient – brightness, vertical gradient – saturation. **B.** First vertical derivative (1.pp), illumination from the E, illumination elevation is 30°, colour imitations: 1.pp – colourfulness, horizontal gradient 1.pp – brightness, vertical gradient 1.pp – saturation. **C.** Second vertical derivative (2.pp); illumination from the N, illumination elevation is 30°, colourful imitations: 2.pp colourfulness, horizontal gradient 2.pp brightness, vertical gradient 2.pp saturation. **D.** Third vertical derivative (3.pp); illumination from the E, illumination elevation is 30°, colorful imitations: 3.pp – colorfulness, horizontal gradient 3.pp – brightness, vertical gradient 3.pp – saturation

razem z głębszymi ciałami rudnymi, zapadającymi ku SW, wywołują także znaczącą anomalię grawimetryczną w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Analiza danych geofizycznych wskazuje na występowanie w południowo-wschodniej i wschodniej części złoża głównie lżejszych anortozytów (o średniej gęstości około 2,7 g/cm³), natomiast cięższych norytów (o średniej gęstości ok. 3,0–3,2 g/cm³) w północno-zachodniej i zachodniej części tego złoża.

Anomalia Krzemianki zaznacza się mniej wyraźnie na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka (Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998). Ta anomalia grawimetryczna w północno-zachodniej partii północno-wschodniej części złoża ulega gwałtownie zmniejszeniu (fig. 4, 24). Wyraźna dodatnia i wydłużona anomalia magnetyczna przebiega prawie południkowo przez środkową partię obszaru północno-wschodniej części złoża (fig. 3). W partii północnej ulega ona skrzywieniu do kierunku NW–SE. Praktycznie całą

wschodnią część anomalii magnetycznej Krzemianka nawiercono za pomocą 44 otworów. Ta wschodnia część dodatniej anomalii magnetycznej jest wywołana prawdopodobnie przez płytko położone ciała rudne na obszarze północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Dane geofizyczne wskazują na występowanie w tej części omawianego złoża głównie anortozytów, rzadziej cięższych norytów.

Złoże Udryń

Obraz geofizyczny na obszarze złoża Udryń nie jest zbyt różnicowany. Anomalia Udrynia zaznacza się bardzo wyraźnie na tle grawimetryczno-magnetycznej depresji suwałskiej (Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998). Dodatnia, silnie wydłużona, o stromych gradientach anomalia magnetyczna przebiega prawie południkowo od otworu Udryń IG 8 aż po otwór Udryń IG 16. Z kolei dodatnia i bardziej owalna anomalia grawimetryczna na obszarze złoża Udryń

charakteryzuje się przebiegiem gradientów w kierunku NW–SE. Partie anortozytów rudnych w zachodniej części złoza Udryń wywołują prawdopodobnie dodatnią anomalię magnetyczną, ale nie powinny one powodować znaczącej anomalii grawimetrycznej (fig. 3, 4, 24).

Wszystkie wiercenia poszukiwawcze na obszarze złoza Udryń wykonano w obrębie maksimum anomalii magnetycznej Udrynia, ale tylko na zachodnim skrzydle anomalii grawimetrycznej (fig. 3). Wybraniec i inni (1993) sugerowali, że mineralizacja rudna koncentruje się w strefach kontaktów litologicznych, a zwłaszcza na granicy anortozytów z norytami i gabronorytami. Mapy rozkładu gęstości nawierconych skał w otworach Udrynia oraz mapy rozkładu średniej wartości współczynnika Q (Koenigsberga) informują pośrednio o składzie litologicznym skał i ich przebiegu na obszarze złoza Udryń (Cieśla, Wybraniec, 1998). Dane te wskazują na występowanie w zachodniej i południowej części tego złoza głównie lżejszych anortozytów, a cięższych norytów w części wschodniej i północnej złoza Udryń.

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

Negatywne anomalie geofizyczne masywu suwalskiego trudno jest wytłumaczyć. Ujemna anomalia grawimetryczna nie może być jedynie tłumaczona obecnością rozległego ciała anortozytowego, ponieważ anortozyty mają średnio gęstość około $2,72 \text{ g/cm}^3$. Z tego wynika, że anortozyty charakteryzują się średnią gęstością większą niż średnia gęstość krystalicznego podłoża północno-wschodniej Polski, która wynosi około $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Cieśla, Wybraniec, 1998). W skałach osłony masywu suwalskiego (dioryty, gnejsy, granodioryty) średnie gęstości skał mieszczą się w przedziale około $2,75\text{--}2,85 \text{ g/cm}^3$. Jedynymi lżejszymi skałami z tego masywu są mikrogranity – o gęstości ok. $2,66 \text{ g/cm}^3$, ale skały te występują zaledwie w ilości kilku procent na terenie całego masywu suwalskiego. Noryty charakteryzują się znacznie większą gęstością – ok. $3,00\text{--}3,15 \text{ g/cm}^3$, a najcięższymi skałami są gabronoryty – ok. $3,20 \text{ g/cm}^3$.

Transformowane mapy anomalii grawimetrycznych i magnetycznych (Cieśla, Wybraniec, 1998; Wybraniec, 1999) dostarczają lepszego wglądu w budowę geologiczną masywu suwalskiego (fig. 24). Na tle grawimetryczno-magnetycznej depresji suwalskiej zaznaczają się bardzo wyraźnie anomalie Krzemianki i Udrynia, a także Jeziora Okrągłego (Wybraniec i in., 1993; Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998).

W świetle obecnej wiedzy, regionalny sygnał generowany przez skały skorupy kontynentalnej jest efektem magnetyzmu indukowanego, z wyjątkiem dużych ciał wulkanicznych, takich jak trapy bazaltowe. Wiele masywów anortozytowych na świecie pospolicie współwystępuje z dużymi monzonitowymi i granitowymi intruzjami (Ashwal, 1993; Frost i in., 2002; Anderson i in., 2003). Zupełnie realnym, chociaż nieweryfikowalnym, wytłumaczeniem grawimetryczno-magnetycznej depresji suwalskiej jest założenie, że również masyw suwalski jest zbudowany w większości z granitów i monzonitów, które są lekkie i wykazują słabą podatność

magnetyczną. Oczywiście występowałyby one w takim przypadku na głębszych poziomach intersekcyjnych masywu suwalskiego, już poza zasięgiem wierceń.

SKRZYWIENIA OSI OTWORU

Podczas wiercenia obrotowego gryzer ma tendencję do prostopadłego ustawiania się do płaszczyzn anizotropii w rozwiercanej skale (fig. 17). W wyniku takiego procesu oś otworu dąży do równoległości z normalną płaszczyzną anizotropii rozwiercanej skały (Cymerman, Jerzmański, 1986; Mierzejewski, 1992b; Żaba, 1999). Krzywiznę otworu określa odejście osi wiercenia od pionu, przechodzącego przez punkt początkowy wiercenia. Odchylenie to jest mierzone w stopniach lub w metrach. Przeważnie krzywizna otworów z masywu suwalskiego była mierzona regularnie, co 25 m za pomocą inklinometru lub żyroskopu (tab. 12–14). Płaszczyznami anizotropii w skałach krystalicznych masywu suwalskiego są powierzchnie foliacji mylonitycznej S_M i/lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$, a znacznie rzadziej – foliacji magmowej S_O (z płynięcia magmy).

Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworu do ustalenia orientacji foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ można wykorzystać pod warunkiem, że odchylenie osi otworu od pionu było zorientowane w jednym stałym kierunku i przy jak najdłuższym odcinku przewierconych skał, najlepiej kilkuset metrów. Ważne jest także, aby kąt nachylenia osi otworu był jak największy, co najmniej kilkustopniowy (Mierzejewski, 1992b). Przewód wiertniczy w przypadku nawiercania skał z bardzo stromym lub nawet pionowym upadem foliacji (S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$) może ustawić się także równoległe do kierunku upadu foliacji. Sytuacje takie są jednak mało prawdopodobne w przypadku otworów z masywu suwalskiego, gdzie obserwuje się prawie zawsze umiarkowane (ok. $40\text{--}50^\circ$) kąty upadu foliacji we wszystkich zbadanych strukturalnie otworach masywu suwalskiego (tab. 12–14). Na dewiacje w skrzywieniu osi otworu, a tym samym zmienne wartości azymutu i odejścia osi otworu od pionu, mają wpływ także zmiany twardości nawierconych skał oraz różnie zorientowane, heterogeniczne strefy uskokowe i/lub brekacji tektonicznych. Dane pomiarowe uzyskane za pomocą inklinometru i żyroskopu różnią się od siebie na ogół o kilkanaście, a czasem nawet kilkadziesiąt stopni w pomiarach azymutu skrzywienia (tab. 12–14).

Złoże Krzemianka

Południowo-zachodnia część złoza Krzemianka

Wykorzystanie pomiarów geofizycznych o skrzywieniu osi otworu w celu wyznaczenia orientacji foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka nie mogło być w pełni zrealizowane. Autorowi nie udało się dotychczas odnaleźć archiwów z danymi geofizycznymi dotyczącymi pomiarów skrzywienia osi aż 6 otworów i w dodatku najgłębszych, a tym samym z najbardziej wiarygodnymi

Tabela 12

Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworów z południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka (pogrubione napisy – bardzo wiarygodne dane; pochylone – mało wiarygodne dane)

Geophysical data of curvature of borehole axes from the southwestern part of the Krzemianka ore area (bolded words – very certain data; inclined words – uncertain data)

Numer otworu na mapach (fig. 3, 4, 10, 11 i 16)	Głębokość podłoża krystalicznego [m]	Aparatura pomiarowa	Skrzywienie osi otworu na podstawie danych geofizycznych ze skał krystalicznych			
			głębokość pomiarów [m]	azymut skrzywienia/ kąt nachylenia otworu [°]	liczba pomiarów	wnioskowana orientacja foliacji S_M (bieg/ kierunek upadu)
K-67	862,4–2086,2					pomiary tylko w nadkładzie
K-68	864,2–1980,0	żyroskop	0–1340 0–1340	brak danych		
K-17	867,2–1300,0	nie podano w karcie	900–1295	348–011/2°–10°15'	16	W–E/S
K-70	844,7–2250,6	IK-2 nr 257 żyroskop IG-50	800–2230 0–2230	338/1°–13°30' (135 m) brak danych	60 92	ENE–WSW/SSE
K-55	862,7–2303,0	IK-2 nr 257 żyroskop IG-50	1750–2290 1750–2300	005–045/1°45'–12°30' 042–060	56 57	WNW–ESE/SSW NW–SE/SW
K-5	846,9–1200,3	fotoinklin, nr 864 fotoinklin, nr 864	860–980 1085–1195	045–078/0°45'–6° 065–110/3°15'–5°20'	11 8	NNW–SSE/ENE NNW–SSE/WSW
K-69	849,6–2100,0	IK-2 nr 689 żyroskop IG-50	825–209 5825–2095	brak danych		
K-14	846,8–1201,4	IK-JFG-M nr 864	900–1090	015–040/0°15'–0°30'	15	nieokreślona
K-31	851,0–2306,1		brak danych			
K-71	859,0–2298,0	IK-2 nr 689 żyroskop IG-50	975–2285 975–2285	035–070/1°–3°30' 022–081/1°–3°30'	59 59	NW–SE/SW NW–SE/SW
K-43	862,9–1406,0	fotoinklin, nr 864	1000–1400	360–050/1°–6°30'	26	WNW–ESE/SSW
K-11	850,2–1282,4	IK-2 nr 689 IK-2 nr 689	850–900 925–1250	002–009/2°30' 035–081/2°45'–9°	3 17	W–E/S NNW–SSE/WSW
K-3	844,0–1385,9	IF-6M nr 864 IF-6M nr 864	880–1005 1000–1385	355–020/1°–1°30' 360–055/0°30'–2°30'	7 27	nieokreślona WNW–ESE/SSW
K-72	861,5–2822,9	IK-2 nr 689 żyroskop	800–2725 800–2725	ok. 040/1°–14° ok. 040/1°–16°	26 28	NW–SE/SW NW–SE/SW
K-38	850,5–1297,8	fotoinklin, nr 864 fotoinklin, nr 864	1060–1210 1220–1295	145–180/0°45'–1°30' 157–210/1°15'–2°	10 9	ENE–WSW/SSE W–E/S
K-73	849,0–2109,0		brak danych			
K-36	851,0–2161,8		brak danych			
K-1	855,5–1200,2	IK 174/63 IK 174/63	840–1030 1040–1140	115–220/1°45'–1°30' zmienny/0°45'–1°	12 16	NE–SW/NW nieokreślona
K-29	860,0–2384,4		brak danych			
K-41	851,8–1400,0	fotoinklin, nr 864	925–1300 1325–1395	zmienny/1°–2°45' 355–060/1°30'–3°	15 9	nieokreślona NNW–SSE/WSW
K-40	864,8–2263,0		brak danych			
K-8	856,9–1300,7	fotoinklin, nr 864	875–915 925–1295	brak danych/0° niepewny – rury/0°–1°	8 18	nieokreślona nieokreślona
K-42	852,2–1400,2	fotoinklin, nr 864	910–1390	zmienny/0°45'–2°30'	24	nieokreślona
K-4	846,5–1537,5	IK Lb 233/63 IK Lb 233/63	860–1010 1020–1570	170–205/1°15'–2°30' 190/1°30'–4°	16 34	W–E/N WNW–ESE/NNE
K-35	852,8–2303,3	żyroskop żyroskop IK-2 nr 689 IK-2 nr 689	875–1775 1800–2270 875–1750 1775–2270	zmienny/0°45'–1°45' 011–042/2°–7° zmienny/0°30'–2°30' 360–065/2°–7°30'	40 25 37 25	nieokreślona WNW–ESE/SSW nieokreślona WNW–ESE/SSW
K-33	850,5–2295,0		brak danych			
K-2	848,8–1200,0		900–1070 1040–1140	zmienny/1°–0°15' zmienny/0°–0°15'	10 9	nieokreślona nieokreślona
K-56	864,0–2280,0	PK żyroskop	0–2095 900–2080	brak danych		
K-37	844,9–1302,0	fotoinklin, nr 864 fotoinklin, nr 864 żyroskop	880–1010 1180–1300 1180–1300	310/1°–1°40' 045/1°30'–2°15' 025/2° (3,3 m)	9 14 11	NE–SW/SE NW–SE/SW WNW–ESE/SSW

Tabela 13

Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworów z północno-wschodniej części obszaru złoża Krzemianka (pogrubione napisy – bardzo wiarygodne dane; pochylone – mało wiarygodne dane)

Geophysical data of curvature of borehole axes from the northeastern part of the Krzemianka ore area (bolded words – very certain data; inclined words – uncertain data)

Numer otworu na mapach (fig. 5, 6, 12, 13 i 18)	Głębokość podłoża krystalicznego [m]	Aparatura pomiarowa	Skrzywienie osi otworu na podstawie danych geofizycznych ze skał krystalicznych			
			głębokość pomiarów [m]	azymut skrzywienia/ kąt nachylenia otworu [°]	liczba pomiarów	wnioskowana orientacja foliacji S_M (bieg/ kierunek upadu)
1	2	3	4	5	6	7
K-48	928,2–2306,0	IK-2 nr 689 żyroskop IG-50	950–2295 950–2295	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-81	914,2–2292,0	IK-2 nr 257 żyroskop IG-50	875–2290 925–2290	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-47	905,6–2300,0	IK-2 żyroskop IG-50	950–2295 950–2295	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-44	941,0–2127,5	IK-2 nr 689 żyroskop IG-50	952–2072 900–2080	zmiennie/0°30'–3° 300/1°–3° 340/3°–5°	64 21 43	nieokreślona <i>NNE–SSW/SSE</i> <i>ENE–WWS/SSE</i>
K-58	948,0–2300,0	IK-2	955–2000	zmiennie/0°30'–1°30'	62	nieokreślona
K-51	924,0–2201,0	fotoinklin. nr 864 żyroskop IG-50	900–2185 900–2185	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-57	918,0–2281,2	żyroskop IG-50 żyroskop IG-50 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257	900–2275 (1050–2275) 900–2275 (1225–1500) (1525–2000) (2025–2275)	zmiennie/0°15'–8°30' 012–109/10–7°30' 020–150/0°30'–7°45' 085/3°30'–4°45' 055/4°45'–7°45' 025/5°–6°	64 55 63 12 21 7	nieokreślona <i>NW–SE/SW</i> <i>NW–SE/NE</i> <i>N–S/W</i> <i>NW–SE/SW</i> <i>WNW–ESE/SSW</i>
K-16	882,1–1511,6	IK-2 nr 731 IK-2 nr 731	925–1210 1225–1500	085/1°15'–3°15' 080/3°–5°	14 14	<i>N–S/W</i> <i>NNW–SSE/WSW</i>
K-23	879,0–1600,0	IK-2 nr 731 IK-2 nr 731	875–1175 1200–1430	zmiennie/0°15'–1°15" 020/6°–10°40'	14 15	nieokreślona <i>WNW–ESE/SSW</i>
K-22	885,0–1775,0	IK-2 nr 731 IK-2 nr 731	850–1745 (1625–1745)	080/do 13° (78,0m) 070/ do 13°	43 8	<i>WNW–SSE/WNW</i> <i>WNW–ESE/SSW</i>
K-21	912,0–1600,0	IK-2 nr 731 IK-2 nr 731	1125–1410 1350–1590	060/8°–10° 060/9°–10°	13 15	<i>WNW–SSE/WSW</i> <i>WNW–SSE/WSW</i>
K-53	912,0–2100,0	żyroskop IG-50 IK-2 nr 257	900–2100 900–2080	070/8°15' 70–154/8°15'	59 58	<i>WNW–SSE/WSW</i> <i>N–S/W</i>
K-6	907,0–1613,0	IK-2 IK-2	950–1275 1300–1600	115/0°15' 065/5°50'–10°50'	10 19	<i>NNE–SSW/WNW</i> <i>NNW–SSE/WSW</i>
K-34	875,0–2300,0	żyroskop IG-50 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257	1150–1800 850–2295 (1150–1300) (1550–2025) (2050–2295) (1700–1900)	205–210/15° zmiennie/14°30' 110–123/7° 085–105/12°30' 055–065/10° 075–081/14030'	27 69 6 27 17 9	<i>NNW–SSE/NNE</i> nieokreślona <i>NNE–SSW/WNW</i> <i>N–S/W</i> <i>NNW–SSE/WSW</i> <i>NNW–SSE/ENE</i>
K-20	880,2–2204,0	IK-2 żyroskop żyroskop	1100–2000 1350–1850 1950–2200	020–085/3°30' 081–160/3°30' 060–075/2°	49 25 18	<i>NW–SE/SW</i> <i>NE–SW/NW</i> <i>NNW–SSE/WSW</i>
K-10	896,0–1279,6	IK-2 IK-2	1027–1030 1031–1046	110/0°30' 010/1°30'	4 19	<i>NNE–SSW/ESE</i> <i>WNW–ESE/SSW</i>
K-63	895,3–1840,0	IK-2 IK-2 żyroskop	875–1830 (1700–1850) 875–1830	350/0°30'–2°30' 030/2°30' 030/0°30'–2°30'	48 7 63	<i>ENE–WSW/SSE</i> <i>WNW–ESE/SSW</i> <i>WNW–ESE/SSW</i>
K-26	893,0–1600,5	IK-2 IK-2	925–1400 (1325–1600)	110/1°–4° 110/6°30'	26 16	<i>NNE–SSW/WNW</i> <i>NNE–SSW/WNW</i>
K-7	883,3–1203,1	fotoinklin. nr 864	900–945	265–272/0°	7	nieokreślona
K-24	880,5–1700,1	IK-2	900–1570	123/18,6 m	39	<i>NNE–SSW/WNW</i>
K-25	886,0–1600,0	żyroskop IK-2 IK-2	875–1445 1050–1445 1400–1590	005/4° 360/4° 020/4°	30 25 14	<i>W–E/N</i> <i>W–E/N</i> <i>WNW–ESE/NNE</i>
K-64	888,1–2305,0	żyroskop	850–2275	037/2°30'	88	<i>NW–SE/SW</i>

Tabela 13 cd.

1	2	3	4	5	6	7
K-61	881,4–1781,2	IK-2 żyroskop	850–1775 850–1775	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-9	873,6–1501,0	J.F. – 6M J.F. – 6M	1060–1260 900–1040	040/1°45' 350/1°30' (13,2 m)	14 10	NW–SE/SW ENE–WSW/NNW
K-12	870,5–1463,1	J.F. – 6M J.F. – 6M J.F. – 6M	950–1450 (950–1275) (1125–1450)	135/1°15' 145/2,5 m 120/1,9 m	23 11 6	NE–SW/NW ENE–WSW/NNW NNE–SSW/WNW
K-54	864,2–1704,5	IK-2 żyroskop	950–1700 900–1700	030/0°45'–6° 170/0°30'–6°	39 41	WNW–ESE/SSW ENE–WSW/NNW
K-45	855,6–2195,0	IK-2 IK-2	825–2190 (1525–1725)	zmiennie/0°30'–2°3 0020–050/1°30'–2°30	64 7	nieokreślona NW–SE/SW
K-39	842,3–1332,0	IK-2	875–930	brak danych/ 0°– 0°30'	9	nieokreślona
K-19	853,0–1665,6	IK-2 IK-2 IK-2	1150–1665 (1150–1425) (1475–1665)	015/3 350–010/3° 040–085/3°–2°30'	28 12 16	WNW–ESE/SSW W–E/S NW–SE/SW
K-13	859,9–1640,4	IK-2 IK-2 IK-2	875–1425 1450–1600 1600–1630	zmiennie/0°45'–1° 025/0°45'–1° (2,5 m) 070/1°–1°15'	26 7 4	nieokreślona WNW–ESE/SSW WNW–SSE/WSW
K-65	847,2–2047,0	IK-2 żyroskop	800–2045 800–2045	brak danych brak danych		
K-46	852,0–2152,0	IK-2 IK-2 żyroskop	1125–1625 1650–2150 1000–2150	200–240/1°30'–3° 005–025/2°–2°30' 295–022/1°–2°30'	23 27 56	NW–SE/NE WNW–ESE/SSW NNW–SSE/WSW
K-15	842,0–1200,8	J.F. – 6M J.F. – 6M	1040–1085 1100–1195	055/1°–1°15' (1 m) 065/0°–1° (2 m)	5 8	NW–SE/SW NNW–SSE/WSW
K-66	833,8–1908,0	IK-2 żyroskop	800–1890 800–1890	brak danych brak danych		nieokreślona nieokreślona
K-18	862,0–1201,0	J.F. – 6M	940–1180	195/1°45'–2° 30'	14	WNW–ESE/NE

danymi pomocnymi do wykorzystania przy ustalaniu orientacji foliacji (tab. 12; fig. 18). W kartach trzech innych otworów nie podano danych o wartości azymutu odejścia osi otworu od pionu oraz kąta nachylenia, chociaż zaznaczono głębokości wykonania pomiarów i typ użytej aparatury pomiarowej. W kolejnych pięciu otworach pomiary skrzywienia osi nie mogą być wykorzystane, ponieważ albo pomiary geofizyczne wykonano jedynie powyżej stropu skał krystalicznych (otwór K-67), albo też z powodu zarurowania otworu (otwór K-8), albo w wyniku otrzymania bardzo zmiennego azymutu i/lub prawie zerowego kąta nachylenia osi otworu względem pionu (otwory K-14, K-42 i K-2). Podsumowując, w prawie połowie otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka nie można wykorzystać metody skrzywienia osi otworu do wyznaczenia orientacji powierzchni foliacji.

Metoda określania orientacji struktur w danym otworze na podstawie skrzywienia otworu jest wiarygodna, gdy kąt upadu foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_0)$ jest większy niż 10° . Warunek ten jest spełniony we wszystkich otworach z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, gdzie takie dane istnieją (tab. 12). Spełniony jest też warunek przewiercenia w danym otworze przynajmniej stumetrowego interwału skał krystalicznych. W tej metodzie szczególnie ważne jest, aby kąt skrzywienia osi otworu wynosił przynajmniej kilka stopni. Niestety, nie jest tak we wszystkich otworach w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. W otworach: K-1, K-2, K-8, K-14 i K-38 maksy-

malny kąt odchylenia osi otworu od pionu nie przekracza wartości około 2 stopni (tab. 12).

Wszystkie dostępne dane archiwalne o skrzywieniu osi otworów z omawianej części złoża wskazują na dominację odchylenia osi większości otworów ku SW (tab. 12; fig. 18). Stopień wiarygodności w ustalaniu orientacji foliacji za pomocą skrzywienia osi otworu jest zmienny – od bardzo wiarygodnego po niepewny. Bardzo pewna orientacja foliacji może być wyznaczona z otworów: K-55, K-71, K-3, K-72, K-35 i K-37. Biegi foliacji są ustawione w kierunku zbliżonym do NW–SE, a ich upady – do SW. Podobna orientacja foliacji, ale o mniejszym stopniu wiarygodności, może być wyznaczona w otworach: K-43, K-11 i K-41. W otworach: K-17, K-70 i K-4 orientacja foliacji może być zbliżona do równoleżnikowej z upadem ku S. Wyznaczenie biegu foliacji jest ułatwione ze względu na dominujący, stały w skali regionalnej, bieg foliacji w kierunku NW–SE i jej upad ku SW. Mimo zastosowania różnej aparatury pomiarowej (fotoinklinometrii magnetycznej i żyroskopów), dane z pomiarów krzywizny osi otworów z południowo-zachodniej części złoża są dość stałe (tab. 12; fig. 18). Brak znaczących dewiacji w orientacji skrzywienia osi otworów może także pośrednio wskazywać na nieobecność znaczących stref uskokowych i/lub brekcji tektonicznych. Wydaje się, że większy wpływ na odchylenia w skrzywieniu osi otworów miały lokalnie liczne, różnie zorientowane – od subhoryzontalnych po pionowe – i niezdeformowane żyły pegmatytów, a także – rzadziej – granitów i aplitów. W otworze K-56 stwierdzono aż

Tabela 14

**Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworów z masywu suwalskiego,
oprócz obszarów złóżowych Krzemianka i Udryń**

Geophysical data of curvature of borehole axes from the Suwałki Massif,
excluding the Krzemianka and Udryń ore areas

Nazwa otworu	Głębokość podłoża krystalicznego [m]	Aparatura pomiarowa	Skrzywienie osi otworu na podstawie danych geofizycznych ze skał krystalicznych			
			głębokość pomiarów [m]	azymut skrzywienia /kąt nachylenia otworu [°] lub odejścia [m]	liczba pomiarów	wnioskowana orientacja foliacji S _M (bieg/ kierunek upadu)
Łanowicze PIG 1	918,0–1510,0	inklinometr IK-2 inklinometr IK-2	925–1505 (1375–1450)	030/2°30'–1°15' (15,2) 080/1°15'–1°30'	25 7	WNW–ESE/SWS WNW–SSE/WWS
Pawłówka PIG 1	887,0–1655,6	inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2	900–1390 (925–1205) (1205–1390)	192/0°30'–2°15' (7,6) 165/0°30'–1°15' (2,9) 205/1°15'–2°15' (5,3)	51 12 18	WWN–EES/SSW EEN–WWS/SSE WWN–EES/NNE
Pawłówka PIG 1A	894,0–2000,0 (884,0–2000,0)	inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2	900–1975 (900–1150) (1150–1375) (1400–1850) (1875–1975)	185/1°30'–2°45' (30,8) 060–140/1°30'–2° (7,7) 120–200/2°–2°30' (7,7) 200/2°30'–3° (17,0) 230–275/2°30'–2°45'	43 11 10 19 5	W–E/N WNW–SSE/WWS ENE–WSW/SE SWWN–EES/NNE NWN–SSE/NW
Łopuchowo IG 1	1242,4–2300,0		1250–2300	235/42,0	46	NW–SE/NE
Jezioro Okrągłe IG 1	1064,5–1400,2	brak pomiarów w krystalinikum	pomiary tylko do 825			pomiary nie wykonano – awaria wiercenia
Jezioro Okrągłe PIG 2	1085,0–2300,0	inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 żyroskop IG-50 żyroskop IG-50 żyroskop IG-50 żyroskop IG-50	1125–1325 1350–1525 1550–2300 1175–1750 1775–2075 2100–2125 2150–2300	bardzo zmienne/0°30' 170–185 i 340–360/bd 110–130 i 055–065/bd 080–122/bd 043–340/bd 110–135/bd 035–080/bd	6 10 11 bd bd bd bd	niepewna WWS–EEN/WNW i SS ENE–SW/NW i NW–SE/SW N–S/W W–E/S NNE–SWS/WNW NWN–SSE/ENE
Kazmierówka 1	824,0–2307,0	IK-2 nr 257 IK-2 nr 257 IK-2 nr 257	825–2305 (825–2000) (2000–2305)	358/72,0 010/65,0 335/30,0	56 40 15	W–E/S WWN–EES/SSW ENE–WSW/NWN
Krzemianka H-1	829,5–1501,0 (844,0–1499,0)			brak danych o pomiarach		
Jeleniewo 4	817,0–1685,3			brak danych o pomiarach		
Jeleniewo 1	826,2–1402,0	nie podano w karcie otworu	900–1275 (925–1150) (1150–1275)	045/1°30'–5°30' (15,9) 070/1°30'–2°30' (6,0) 030/2°30'–5030'	18 11 7	NW–SE/SW WNW–SSE/EEN WNW–ESE/NNE
Jeleniewo 2	828,6–2300,0			brak danych o pomiarach		
Jeleniewo 5	819,1–2300,0			brak danych o pomiarach		
Żubryń IG 1	787,2–1400,0	nie podano w karcie otworu	1000–1395	135/1°–7°30' (34,7)	21	NE–SW/NW
Bilwinowo PIG 1	776,0–2163,8 (772,2–2163,8)		775 i 780			pomiary bez znaczenia – tylko 2 pomiary
Zaborszki IG 1	840,2–1401,1	nie podano w karcie otworu	875–1275 (1050–1275)	335/0°30'–2°30' (8,0) 310/2°30'–1°45'	18 11	NE–SW/SE NE–SW/SE
Szlinokiemie IG 1 (Suwałki IG 1)	800,5–914,7 (801,7–914,7)			brak danych o pomiarach		
Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1	781,8–1961,4	żyroskop żyroskop inklinometr IK-2 inklinometr IK-2 inklinometr IK-2	800–1960 (1100–1960) 800–1960 (800–1350) (1375–1960)	063–116/2°30'–40 (72) 097–116/3°–5030' 168/2°30'–4015' (22,9) 090/21,9 060–095/2°30'–3045'	49 35 49 24 25	N–S/W NNE–SSE/WW NEEN–WWS/WNW N–S/W WNW–SSE/WWS
Boksze PIG 1	652,0–1500,0	nie podano w karcie otworu	655,0			pomiary bez znaczenia – tylko 1 pomiar

bd – brak danych

51 żył takich pegmatytów i 23 żyły granitu, a w otworze K-38 pośród około 300 metrów zachowanych rdzeni zidentyfikowano 24 żyły podobnego pegmatytu i 8 żył granitu (tab. 6).

Otrzymane dane o orientacji foliacji z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka na podstawie analizy pomiarów skrzywienia osi otworu są potwierdzone przez inne pośrednie metody wyznaczenia orientacji foliacji na terenach zakrytych, np. analizą tzw. dysków (fig. 21).

Północno-wschodnia część złoza Krzemianka

Wykorzystanie danych o skrzywieniu osi otworu w celu wyznaczenia orientacji foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ z północno-wschodniej części złoza Krzemianka nie może być w pełni zrealizowane. W Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB brakuje danych o skrzywieniu osi z aż dziesięciu otworów, w dodatku jednych z najgłębszych wierceń na terenie masywu suwalskiego (tab. 13; fig. 19). W przypadku innych siedmiu otworów, w kartach otworów nie ma żadnych danych o wartości azymutu odejścia i kąta nachylenia osi otworu od pionu, chociaż podane są głębokości wykonania pomiarów oraz użyty typ aparatury pomiarowej.

Niestety z powodu małego kąta nachylenia osi otworu ($<1^\circ 35'$) powyższy warunek nie jest spełniony w otworach: K-10, K-7, K-39, K-13 i K-15. Zatem w przypadku połowy otworów z północno-wschodniej części złoza Krzemianka nie można wykorzystać metody skrzywienia osi otworu do wyznaczenia orientacji foliacji. Warunek o kącie upadu foliacji większym niż 10° jest spełniony we wszystkich 40 analizowanych otworach (tab. 13). Dla wszystkich otworów spełniony jest także warunek przewiercenia w danym otworze co najmniej stumetrowego interwału w skałach krystalicznych.

Dane o skrzywieniu osi otworów wskazują wyraźnie na dominację kierunku odchylenia osi otworów ku NE (tab. 13; fig. 19), podobnie jak ma to miejsce dla danych z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka (tab. 12; fig. 18). Bardzo wiarygodna orientacja foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ może być wyznaczona na podstawie pomiarów z otworów: K-57, K-16, K-23, K-6, K-20, K-64, K-9 i K-19. Biegi foliacji są ustawione w kierunku zbliżonym do NW–SE, a ich upady skierowane ku SW. Podobnie zorientowana orientacja foliacji, ale o mniejszym stopniu prawdopodobieństwa dotyczy otworów: K-34, K-63, K-25, K-45, K-46 i K-18. W otworach: K-22, K-21 i K-53 prawdopodobna orientacja foliacji może być zbliżona do południkowej z upadem ku W. Tylko w otworze K-50 bieg foliacji może być w kierunku NE–SW, a jej upad skierowany ku NW (tab. 13; fig. 19). Mimo braku pomiarów azymutu osi wiercenia z aż 17 otworów z północno-wschodniej części złoza Krzemianka, wyznaczenie biegu foliacji w tej części masywu suwalskiego jest względnie proste. Decyduje o tym dominujący i dobrze udokumentowany w skali regionalnej bieg foliacji w kierunku

ku NW–SE z upadem ku SW (tab. 13; fig. 19). Brak znaczących dewiacji w orientacji skrzywienia osi 22 otworów wskazuje też pośrednio na brak w tych otworach znaczących stref uskokowych i/lub brekcji tektonicznych, co potwierdzają bezpośrednie badania strukturalne rdzeni z tych otworów. Wydaje się, że największy wpływ na odchylenia w skrzywieniu osi otworów miały lokalnie liczne i różnie zorientowane – od pionowych po subhoryzontalne i od antytetycznych po homotetyczne – niezdeformowane żyły pegmatytów i znacznie rzadziej żyły granitów i aplitów. W otworze K-47 stwierdzono aż 50 żył pegmatytów niezdeformowanych i 21 żył niezdeformowanego granitu⁹. W kilku innych otworach zidentyfikowano po więcej niż 40 żył nie zdeformowanego pegmatytu i co najmniej kilkanaście żył niezdeformowanego granitu (tab. 7).

Złoże Udryń

Wykorzystanie danych geofizycznych o skrzywieniu osi otworu w celu orientacji struktur tektonicznych, a przede wszystkim foliacji w 12 otworach z obszaru złoza Udryń dostarcza wielu problemów (Cymerman, 2006a). Chociaż dla każdego z tych wierceń wykonano pomiary skrzywienia osi otworu w skałach krystalicznych, to dla dwóch z nich (Udryń IG 4 i Udryń IG 5) ani w karcie otworu, ani w dokumentacji otworowej, nie podano żadnej wartości azymutu, mimo wykonania aż 80 pomiarów skrzywienia osi otworu. Z kolei w otworze Udryń IG 2 dokonano tylko 4 pomiarów i to do głębokości zaledwie 50 metrów poniżej stropu skał krystalicznych.

Podstawowy warunek aby kąt upadu foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ był większy niż 10° jest spełniony we wszystkich otworach z okolic Udrynia (Cymerman, 2006a). Podobnie jest z warunkiem przewiercenia w danym otworze przynajmniej stumetrowego interwału w skałach krystalicznych. Szczególnie ważny jest kolejny warunek, aby kąt skrzywienia osi otworu wynosił przynajmniej kilka stopni. Warunek ten nie jest spełniony w otworach Udryń IG 1 i Udryń IG 2, gdzie maksymalny kąt odchylenia osi od pionu dochodzi tylko do $1^\circ 30'$. Wpływ na odchylenia w skrzywieniu osi otworów w okolicy Udrynia miały też liczne i różnie zorientowane – od prawie horyzontalnych po pionowe – niezdeformowane żyły pegmatytów i – rzadziej – granitów. W otworze Udryń IG 6 stwierdzono aż 53 żyły pegmatytów, a w sąsiednim otworze Udryń IG 8 – 41 takich żył (*op. cit.*).

Dodatkowe komplikacje w interpretacji danych o skrzywieniu osi otworu do ustalenia orientacji foliacji wynikają z faktu, że dane o azymucie – uzyskane za pomocą inklinometru i żyroskopu – różnią się na ogół o kilkadziesiąt stopni (Cymerman, 2006a). Pomiary za pomocą żyroskopu częściej wskazują na biegi foliacji w kierunku prawie równoleżnikowym. Tylko w jednym otworze – Udryń IG 16 – kierunek ten jest zbliżony do południkowego. Bardziej wiarygodne pomiary

⁹ W karcie otworu podano występowanie 82 żył granitowych.

skrzywienia osi otworu wykonane w różnych otworach wskazują zdecydowanie na biegi foliacji w kierunku zbliżonym do NW–SE. Znacznie trudniej od biegu jest ustalić kierunek upadu tej foliacji na obszarze złoża Udryń. Na podstawie pomiarów skrzywienia osi otworów wydaje się, że przeważa tam kierunek upadu foliacji ku NE.

Analiza wszystkich dostępnych danych archiwalnych na temat skrzywienia osi otworów wskazuje na dominację odchylenia osi większości otworów ku SW. Dotyczy to otworów: Udryń IG 6, Udryń IG 8, Udryń IG 10 i Udryń IG 11. Z kolei słabe odchylenia osi otworu ku SE i SSE stwierdzono w otworach: Udryń IG 1, Udryń IG 2, Udryń IG 3 i Udryń IG 7, a ku NE – w otworze Udryń IG 18. Natomiast w otworze Udryń IG 16 odchylenie osi tego otworu jest skierowane ku E oraz ku W.

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworu z pozazłożowej części masywu suwalskiego, nie mogą być w pełni wykorzystane w celu wyznaczenia orientacji foliacji (S_M i/lub $S_M(\pm S_0)$) z różnych powodów. Przede wszystkim autorowi nie udało się dotychczas odnaleźć w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB danych o skrzywieniu osi otworów z pięciu otworów wiertniczych i to w dodatku z czterech głębokich otworów z okolic Jeleniewa, mimo że takie prace geofizyczne wykonano (tab. 15; fig. 20). Tym samym brakuje danych przy ustalaniu orientacji foliacji z obszaru położonego kilka km na południowy wschód od złoża Krzemianka i około 5 km na południowy zachód od złoża Udryń.

Podstawowy warunek, aby kąt skrzywienia osi otworu wynosił przynajmniej kilka stopni nie jest spełniony w przypadku części danych geofizycznych z otworów Łanowicze PIG1 i Pawłówka PIG 1, gdzie kąt nachylenia osi otworu względem pionu wynosi $<1^\circ 35'$.

Po analizie wszystkich dostępnych danych archiwalnych na temat skrzywienia osi otworów masywu suwalskiego, oprócz omówionych już obszarów złożowych Krzemianka i Udryń, można dojść do wniosku, że wskazują one na przewagę odchylenia osi części otworów ku NE (tab. 16; fig. 20). Zauważalna jest pewna regionalizacja orientacji foliacji wyznaczonej za pomocą metody skrzywienia osi otworu. W zachodniej części masywu suwalskiego dominują biegi foliacji w kierunku NW–SE. We wschodniej części masywu suwalskiego przeważają biegi foliacji w kierunku NE–SW, jednak uzyskane tam dane są nieliczne i dotyczą tylko czterech otworów (fig. 20). Stopień wiarygodności w ustalaniu orientacji foliacji za pomocą metody skrzywienia osi otworu jest zmienny – od bardzo pewnego po dość niepewny. Mało wiarygodne dane pochodzą z otworów Bilwinowo PIG 1 i Boksze PIG 1. Wiarygodna orientacja foliacji może być wyznaczona na podstawie analizy geofizycznych pomiarów z zaledwie czterech otworów (Łanowicze PIG 1, Pawłówka PIG 1A, Żubryń IG 1 i Jezioro Szlinokiemskie PIG 1). W pięciu innych otworach orientacja foliacji jest tylko prawdopodobna.

Biegi foliacji S_M i/lub $S_M(\pm S_0)$ na terenie najlepiej zbadanej południowo-zachodniej części zasadowego masywu suwalskiego są ustawione w kierunku zbliżonym do NW–SE, a ich upady są skierowane ku SW. Dotyczy to przede wszystkim obszarów złożowych Krzemianka i Udrynia, okolic Jeleniewa, Jeziora Okrągłego i otworu Łanowicze PIG 1. Taka orientacja foliacji jest podana odnośnie jednej próbki rdzenia z otworu Wigry IG 1 (na wschód od Suwałk) (Cymerman, 2004a). W dwóch innych otworach, położonych w zachodniej części masywu suwalskiego (Pawłówka PIG 1A) i w północno-zachodniej części tego masywu (Łopuchowo IG 1), prawdopodobna orientacja foliacji może być zbliżona do równoleżnikowej lub NW–SE z upadem ku N lub NE. W otworze Żubryń IG 1 bieg foliacji może być w kierunku NE–SW, a upad ku NW (tab. 13, fig. 18), a w otworze Zaboryszki IG 1 upad foliacji jest prawdopodobnie skierowany ku SE.

Wyznaczone biegi foliacji S_M i/lub $S_M(\pm S_0)$ na obszarze zachodniej i południowo-zachodniej części masywu suwalskiego są dość wiarygodne ze względu na dużą ilość danych geofizycznych odnośnie skrzywienia osi otworów na tym obszarze (Cymerman, 2006b). Dominują tam biegi foliacji w kierunku NW–SE i jej umiarkowane kąty upadu ku SW. Otrzymane dane o orientacji foliacji z masywu suwalskiego, a zwłaszcza jego południowo-zachodniej części, na podstawie analizy pomiarów skrzywienia osi otworu są potwierdzone przez inne, także pośrednie metody wyznaczenia orientacji foliacji na terenach całkowicie zakrytych młodszymi utworami. Jedną z takich pośrednich metod ustalania orientacji rdzeni wiertniczych jest analiza tzw. dysków.

ZŁUSZCZENIA RDZENI WIERTNICZYCH

Orientacja przestrzenna rdzeni wiertniczych względem współczesnego kierunku północy geograficznej może być wyznaczona pośrednio na podstawie badania pakietu cienkich złuszczeń rdzenia. Takie złuszczenia o cechach kliważu spękanioowego są także określane jako tzw. dyski rdzeni. Te planarne struktury tektoniczne są zorientowane prawie prostopadle do osi rdzenia (tabl. XIV). Dyski rdzeni charakteryzują się dość regularną, falistą formą z centralną wklęsłością w rodzaju rynienki i grubością od kilku mm do maksymalnie kilku cm. Takie charakterystyczne dyski powstają w wyniku nacisku przewodu wiertniczego na nawiercaną skałę przy udziale współczesnego regionalnego pola naprężeń (Bankwitz, Bankwitz, 1993; Jaroński, 1994, 1999; Saternus, 1998; Cymerman, 2006a; Jaroński i in. 2009). Metoda ta polega na wyznaczeniu kąta pomiędzy osią falistej wklęsłości (rynienki) na powierzchni analizowanego dysku, a biegiem powierzchni anizotropii, głównie foliacji, w analizowanym dysku lub w pakiecie takich dysków. Rynienka na powierzchni dysku powstała zgodnie z horyzontalną orientacją największej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężeń regionalnego ($\sigma_{Hmax} > \sigma_V > \sigma_{Hmin}$). W metodzie tej jest zalecane wykonywanie takich pomiarów przynajmniej dla kilku najbliższych i ściśle do siebie przylegających dyskach rdzeni.

Tabela 15 cd.

1	2	3	4	5	6	7
K-44	1163,5	7	całe	~prostopadła	3	W-E
	1559,5-1560,5	23	$\frac{1}{4} + 3 \times \frac{1}{2}$	skośna	3	NW-SE lub NE-SW
	1602,5-1605,5	ok. 80	$3 \times \frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1600,0-1602,0	ok. 60	całe + $\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	1607,5-1608,0	15	połówki	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1668,5-1670,0	20	połówki	~prostopadła	3	W-E
	ok. 1680,0-1681,0	12	całe	~równoległa	2-3	N-S
	ok. 1410,0	3	całe	~prostopadła	3-2	W-E
	ok. 1772,0	5	całe	~prostopadła	3	W-E
	1773,9-1774,1	4	połówki	skośna (40-70)	1-3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1908,0-1914,5	ok. 100	$\frac{1}{4} + 12 \times \frac{1}{2}$	skośna (60-80)	3	NW-SE lub NE-SW
	2178,3-2179,5	ok. 60	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	2182,5-2187,0	ok. 50	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	2188,5-2200,0	ok. 150	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
2221,5-2224,5	ok. 60	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW	
K-58	ok. 1582,0	1	cały	skośna (70)	1-3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1588,0	3	połówki	skośna (60-80)	1-3	NW-SE lub NE-SW
	1865,0-1865,5	10	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna	2-3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1876,0	3	połówki	skośna (60-90)	2-3	W-E i NW-SE/NE-SW
	ok. 1897,0-1899,0	50	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (50-80)	1-3	NW-SE lub NE-SW
	1991,5-1993,5	lok. po kilka	połówki	skośna	3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1979,0	2	całe	skośna	3	NW-SE lub NE-SW
K-50	ok. 1438,0-1439,0	25	ćwiartki	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1634,5-1637,5	ok. 30	$\frac{1}{4} + 2 \times \frac{1}{2}$	skośna (50-85)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1662,0-1663,0	15	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1671,0-1673,4	42	ćwiartki	skośna (60-85)	3	NW-SE lub NE-SW
	1690,0-1691,6	50	$\frac{1}{4} + 5 \times \frac{1}{2}$	skośna (60-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	1695,5-1697,5	12	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	2-3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1702,0-1710,0	8	połówki	skośna (60-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	1710,2-1710,4	kilkadziesiąt 7	$\frac{1}{4} + 2 \times \frac{1}{2}$	skośna (60-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	ok. 1720,0-1730,0	ok. 50	ćwiartki	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1958,8-1961,5	ok. 60	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	2-3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 2079,0-2082,0	ok. 50	ćwiartki	skośna (50-90)	3	NW-SE lub NE-SW
K-82	1598,5-1599,0	6	połówki	skośna (65-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1607,5-1607,7	4	połówki	~prostopadła	3	W-E
	1680,4-1680,1	12	połówki	skośna (65-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1692,0-1692,4	12	$\frac{1}{4} + 2 \times \frac{1}{2}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1698,0-1698,4	ok. 50	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (65-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	1699,5-1700,5	ok. 40	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (65-90)	3-2	NW-SE lub NE-SW
	1701,0-1701,5	10	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	1710,2-1710,4	8	cały	skośna (60-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	2057,8	1	cały	~prostopadła	2-3	W-E
	2060,5	1	połówki	~prostopadła	3-2	W-E
	ok. 2129,0	3	połówki	skośna (50-85)	3	NW-SE lub NE-SW
	2149,0	2	połówki	skośna (65-90)	3	NW-SE lub NE-SW
	ok. 2158,0	6	połówki	skośna (60-85)	3-2	NW-SE lub NE-SW
K-51	1828,3-1828,5	15	połówki	~prostopadła	3-2	W-E
	1841,5-1842,4	22	połówki	~prostopadła	2-3	W-E
	ok. 1842,0	2	połówki	~prostopadła	2-3	W-E
	1727,3-1733,9	kilkadziesiąt	połówki	~prostopadła	2-3	W-E
	ok. 1959,0	3	połówki	~prostopadła	3-2	W-E
	1961,0-1963,4	kilkadziesiąt	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	~prostopadła	3-2	W-E
	ok. 2065,0	2	całe	~prostopadła	2-3	W-E
	2073,7-2074,0	kilkadziesiąt	połówki	~prostopadła	2-3	W-E
	2158,6	4	połówki	~prostopadła	2-3	W-E
	K-49	ok. 2010,0	3	połówki	~prostopadła	3
ok. 2125,0		4	połówki	~prostopadła	3-2	W-E
ok. 2255,0-2258,0		kilkadziesiąt	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	~prostopadła	3-2	W-E
2261,5-2270,0		kilkadziesiąt	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	~prostopadła	3	W-E
ok. 2281,0-2284,0		22	połówki	~prostopadła	3	W-E
ok. 2285,0		20	$\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$	~prostopadła	3	W-E
2293,0-2293,6		18	połówki	~prostopadła	3-2	W-E

Tabela 15 cd.

1	2	3	4	5	6	7
K-34	ok. 1514,0–1518,0 ok. 1561,0–1562,0 1799,5–1801,5 ok. 1817,0–1863,0 ok. 1952,0–1968,0 ok. 2012,0–2014,0 2143,5–2145,5	kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkaset kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt	połówki połówki połówki $\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$ połówki połówki połówki	~prostopadła skośna ~prostopadła skośna skośna~ prostopadła ~prostopadła	1–2 2 2 2–3 2 1 1–3	W–E NW–SE lub NE–SW W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW W–E W–E
K-20	ok. 1730,0 ok. 2129,0	4 10	całe całe	skośna skośna (50–60)	3–2 3–2	NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
K-10		brak dysków				
K-63		brak dysków				
K-26		brak dysków				
K-24		brak dysków				
K-25		brak dysków				
K-64		brak dysków				
K-28		brak dysków				
K-61	1732,0–1733,0 1736,0 1738,0–1739,0 1741,5–1744,0 1744,7–1746,0 1752,0 1752,5–1754,5 1757,0–1760,0 1762,0–1763,0	20 10 ok. 50 ok. 150 20 kilkadziesiąt kilkadziesiąt ok. 180 ok. 60	całe całe całe całe całe całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła skośna (60–90) ~prostopadła ~równoległa ~prostopadła skośna (75–85) skośna (75–85)	2–3 3 1–3 2–3 2–3 1–3 1–2 1–3 1–3	W–E W–E W–E NW–SE lub NE–SW W–E N–S W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
K-9		brak dysków				
K-12		brak dysków				
K-54		brak dysków				
K-45	1513,0 1541,5–1542,5 1656,0–1656,5 1748,0–1749,0 1799,0 1880,0–1880,7	3 5 6 15 10 12	całe połówki połówki całe całe połówki	~równoległa ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3 1–2 1–2 3–2 3–2 1–2	N–S W–E W–E W–E W–E W–E
K-30	1065,5 ok. 107,0 31707,8	6 4 3	całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3 1–3 1–3	W–E W–E W–E
K-19		brak dysków				
K-13		brak dysków				
K-65	1600,0–1602,5	ok. 180	całe	~prostopadła	3–2	W–E
K-46	ok. 1322,0–1324,0 ok. 1341,5 ok. 1372,0 1395,5 1397,3 ok. 1421,0 1542,0–1542,5 1603,3–1603,5 ok. 1633,0 ok. 1675,0 ok. 1676,0 1677,0–1677,3	25 1 5 2 2 25 18 8 5 4 6 6	całe połówki całe połówki połówki połówki $\frac{1}{2} + \frac{1}{4}$ całe połówki połówki całe połówki	~prostopadła skośna (45–50) ~równoległa skośna (45–55) skośna (45–65) skośna (60–85) skośna (60–85) ~prostopadła skośna (60–85) skośna (75–85) ~równoległa skośna (60–85)	3–2 1–2 1 1–2 1–2 1–3 2–3 3 2–3 1–2 3 3	W–E NW–SE lub NE–SW N–S NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW N–S NW–SE lub NE–SW
K-66	1190,6–1191,5 ok. 1273,0 1361,2 1375,0–1375,5 1490,5 ok. 1503,0	kilkadziesiąt 2 2 7 kilkadziesiąt kilkadziesiąt	całe całe całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła skośna (50–80) skośna (60–90) ~prostopadła ~prostopadła	3–2 2–3 1 1 3–2 3–2	W–E W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW W–E W–E

Tabela 16

Dane o dyskach („złuszczeniach”) w otworach z południowo-zachodniej części obszaru złoża Krzemianka (pochylone napisy – mało wiarygodne dane)

Disc (horizontal fractures) data of boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore area (inclined words – uncertain data)

Numer otworu na mapach	Głębokość występowania dysków [m]	Ilość dysków	Rodzaj dysków ($\frac{1}{2}$ – połówki, $\frac{1}{4}$ – ćwiartki)	Orientacja osi σ_1 naprężenia do biegu foliacji S_M i/lub S_O zmierzona w horyzoncie [°]	Stopień wiarygodności pomiarów (1 – pewny; 2 – niepewny; 3 – wątpliwy)	Wnioskowany i przybliżony bieg foliacji S_M i (lub) S_O
1	2	3	4	5	6	7
K-67	ok. 1380,0 ok. 1858,0–1859,2 ok. 1997,0 ok. 2003,0 ok. 2005,0 ok. 2013,0 ok. 2084,0 ok. 2069,0	10 ok. 30 10 10 12 kilkanaście 25 12	całe całe całe całe całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła skośna (40–60)	3–2 1–3 3–2 3 2–3 3 3–2 3–2	<i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
K-68	1234,0 1235,0 1235,5 1236,0 1236,5	4 5 10 6 5	połówki połówki połówki połówki połówki	skośna (45–55) skośna ~prostopadła skośna (60–80) skośna	1 3–2 2–3 3–2 2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>W-E</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
K-17	1252,2	1	cały	skośna (45–60)	2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
K-70	ok. 1337,0 ok. 1426,0 1847,0–1849,5 2032,0–2041,5	14 9 ok. 40 ok. 300	połówki $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ połówki połówki	skośna (65–90) skośna (65–90) skośna (65–85) skośna (60–85)	3 3 3–2 3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
K-55	ok. 1634,0 ok. 1751,0 ok. 1768,0–1769,0 ok. 1789,0–1790,0 ok. 1840,0 ok. 1869,0 1890,0–1892,0 2001,0–2002,5 ok. 2018,0–2019,0 ok. 2110,0 2156,0–2156,8 ok. 2166,0–2169,0 ok. 2221,0 ok. 2228,0–2229,0 ok. 2235,0–2236,0 2282,0–2282,3	4 5 kilkadziesiąt ok. 100 10 8 kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt 15 ok. 60 kilkaset ok. 20 kilkadziesiąt ok. 70 kilkadziesiąt	całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe	~prostopadła skośna (60–80) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła skośna (55–85) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła skośna skośna (70–90) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3–2 3–2 1 1 2–3 3–2 1 3–2 3 2–3 3–2 3 3 1–2 1–2 3	<i>W-E</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i>
K-5		brak dysków				
K-69	zbadany tylko stropowy interwał (849,0–1010,0 m)	brak dysków				
K-14	brak rdzeni					
K-31	zachowanych tylko 15% rdzeni	brak dysków				
K-71	ok. 1722,0–1725,0	7	połówki	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
K-43		brak dysków				
K-11	zachowanych tylko 50% rdzeni	brak dysków				
K-3		brak dysków				

Tabela 16 cd.

1	2	3	4	5	6	7
K-72	ok. 1723,0–1725,0	ok. 30	ćwiartki + $5 \times \frac{1}{2}$	skośna (70–90)	3	NW–SE lub NE–SW
	1745,0–1746,0	ok. 20	ćwiartki + $2 \times \frac{1}{2}$	skośna (60–90)	3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2005,0–2006,0	kilkadziesiąt	całe	~równoległa	1–3	N–S
	ok. 2006,5–2007,0	8	całe	~prostopadła	1	W–E
	2009,5–2012,0	ok. 150	całe	~prostopadła	3–2	W–E
	ok. 2014,0–2015,0	>100	całe	~równoległa	1–3	N–S
	2254,4	1	cały	skośna	3	NW–SE lub NE–SW
	2300,0–2301,1	21	ćwiartki + $1 \times \frac{1}{2}$	skośna (70–90)	3	NW–SE lub NE–SW
	2436,9–2439,0	25	ćwiartki	skośna (60–90)	3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2441,0–2458,0	ok. 300	połówki	skośna (60–90)	3–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2459,0–2462,0	ok. 100	połówki	skośna (60–90)	3–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2601,0–2602,0	35	połówki	skośna (65–90)	3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2686,0–2686,8	40	$\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	skośna (60–90)	3–2	NW–SE lub NE–SW
	2606,5–2609,9	45	$\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	skośna (60–80)	3–2	NW–SE lub NE–SW
K-38		brak dysków				
K-73	ok. 954,0–955,0	kilkaset	całe	skośna (25–35)	1–3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1150,0	2	połówki	~prostopadła	3	W–E
	ok. 1167,0–1170,0	kilkanaście	całe i połówki	skośna (35–40)	1	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1203,0–1205,0	kilkaset	całe	skośna (40–50)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	1250,2–1250,5	5	całe	skośna (25–35)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	1378,0	8	całe	skośna (25–30)	1–3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1382,0	6	całe	skośna (30)	1	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1477,0	7	całe	skośna (15–35)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	1495,5	12	całe	skośna (30–35)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	1509,6	8	całe	skośna (80)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1526,0–1527,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (50–65)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1538,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (30–35)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1543,0–1544,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (30–45)	1	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1990,0	3	całe	~prostopadła	3–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1968,0–1969,0	kilkaset	całe	skośna (35–45)	1–2; 1	NW–SE lub NE–SW
	1969,5–1981,0	ok. 300	połówki	skośna (50–65)	1	NW–SE lub NE–SW
	1982,0–1983,0	ok. 50	połówki	skośna (45–50)	1–3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1993,0–1998,0	ok. 150	całe i połówki	skośna (50–65)	1–3	NW–SE lub NE–SW
	1999,1–2003,7	ok. 150	$\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	skośna (45–50)	1–2	NW–SE lub NE–SW
2009,0–2010,5	kilkadziesiąt	$\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	skośna (50–65)	3–2	NW–SE lub NE–SW	
2016,0–2016,5	12	połówki	skośna (50–65)	3–2	NW–SE lub NE–SW	
2091,5–2092,6	12	połówki	skośna (45–50)	3	NW–SE lub NE–SW	
2093,4	4	całe	~prostopadła	3	W–E	
K-36	1897,6–1897,7	3	całe	skośna	3	NW–SE lub NE–SW
	1937,5–1938,5	3	całe	skośna (45–50)	1	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2045,0	3	całe	skośna (45–50)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2046,0	3	całe	skośna (65–80)	1–2	NW–SE lub NE–SW
K-1		brak dysków				
K-29	ok. 2212,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (40–85)	2–3	NW–SE lub NE–SW
	2212,2–2212,4	kilkadziesiąt	całe	skośna (75–85)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2215,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (55–85)	1–3	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2233,0	kilkanaście	całe	skośna (45–50)	1	NW–SE lub NE–SW
K-41		brak dysków				
K-40	ok. 1829,0	ok. 100	całe	skośna (40–50)	2–3	NW–SE lub NE–SW
	1830,0–1832,5	ok. 120	ćwiartki + $10 \times \frac{1}{2}$	skośna (50–65)	3–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1831,0	kilkadziesiąt	całe	skośna (40–50)	1–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 1879,0	kilkadziesiąt	całe	skośna	2–3	NW–SE lub NE–SW
	1967,3–1967,5	10	ćwiartki	skośna (ok. 50)	3–2	NW–SE lub NE–SW
	ok. 2067,0–2068,0	kilkadziesiąt	całe	skośna	1–3	NW–SE lub NE–SW
ok. 2076,0–2077,0	kilkaset	całe	skośna (40–60)	1–2	NW–SE lub NE–SW	
K-8	1659,6	6	całe	skośna	3–2	NW–SE lub NE–SW
K-42		brak dysków				
K-4	brak rdzeni					

Tabela 16 cd.

1	2	3	4	5	6	7
K-35	ok. 2219,0–2240,0	kilkaset	$\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	~prostopadła	2–3	W–E
K-33	ok. 2074,0 ok. 2177,0–2178,0 ok. 2203,0–2208,0 ok. 2247,0–2255,0	4 ok. 50 kilkaset kilkaset	połówki $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$	skośna skośna (50–70) skośna skośna (40–50)	3 3 3 3–2	NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
K-2		brak dysków				
K-56	ok. 967,0–968,0 ok. 1382,0 1743,5 1743,6–1744,3 1808,5 ok. 1890,0 ok. 1940,0–1941,0 1948,0–1948,5 ok. 2062,0 2064,0–2064,4 2076,0–2076,5 2099,0–2099,6 2101,0–2101,6 ok. 2108,0–2109,0 ok. 2118,0 ok. 2124,0–2126,0 2163,2–2164,5 2166,5–2166,7 2167,2–2167,8 2170,0–2172,5 2173,6–2178,1 2179,3–2178,1 2179,3–2181,4 2182,4–2183,2	4 4 3 15 8 3 25 9 4 ok. 100 ok. 30 15 10 6 15 ok. 50 ok. 50 ok. 30 8 ok. 100 ok. 200 ok. 50 ok. 50 ok. 50	połówki całe połówki połówki i całe połówki połówki połówki i całe połówki ćwiartki $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ całe całe całe połówki i całe połówki i całe połówki i całe $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ $\frac{1}{2}$ i $\frac{1}{4}$ połówki połówki połówki połówki połówki	~prostopadła ~prostopadła skośna (70–90) ~prostopadła ~prostopadła skośna (70–90) skośna (60–90) skośna (60–80) ~prostopadła ~prostopadła skośna (60–90) skośna (70–90) skośna (65–90) skośna (60–70) skośna (ok. 60) skośna (60–65) skośna (60–90) skośna (60–90) skośna (60–90) skośna (60–90) skośna (50–80) skośna (60–90) skośna (60–80) skośna (60–90)	3 3 3 3 3–2 3 1–2 1–3 3 3–2 3–2 1–2 3 1–3 1–3 1–2 1–3 3–2 3–2 3–2 3–2 3–2 3–2 3–2 3–2	W–E W–E NW–SE lub NE–SW W–E W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW W–E W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
K-37	brak rdzeni					

Na podstawie tego, że oś σ_{Hmax} współczesnego pola naprężeń w północno-wschodniej Polsce jest zorientowana prawie południkowo (Jarosiński, 1999; Jarosiński i in., 2009), można wyznaczyć bieg foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ w badanych fragmentach rdzeni (dysków) względem kierunku północy geograficznej. Niestety za pomocą tej metody nie można jednoznacznie wyznaczyć kierunku północy geograficznej. Może się on znajdować na jednym z dwóch przeciwnych krańców rynienki. Omawiana metoda dysków nie dostarcza zatem pełnych danych o orientacji foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$. Metoda ta umożliwia jedynie określenie biegu foliacji względem kierunku N–S, ale bez możliwości ustalenia kierunku upadu tej foliacji. Może on być skierowany w dwie przeciwne strony świata. Dodatkowo w przypadku skośnego biegu foliacji względem ustalonej, południkowej orientacji osi rynienki, a tym samym osi σ_{Hmax} , bieg foliacji może być alternatywnie zorientowany albo w kierunku NW–SE, albo NE–SW. Metoda dysków jest jedynie sposobem pomocniczym przy określaniu orientacji foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ na terenie masywu suwalskiego.

Złoże Krzemianka

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

Struktury typu dysków rdzeni są bardzo liczne w otworach z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, jednak w zdecydowanej większości nie są w pełni wiarygodne (tab. 16; fig. 21). Próby wyznaczenia orientacji foliacji $S_M (\pm S_O)$, a ściśle jej biegu z południowo-zachodniej części złoża przeprowadzono na podstawie badania ponad 6,5 tysięcy dysków (tab. 16; tabl. VII: 3). Wśród zbadanych rdzeni z 26¹⁰ otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka, w zachowanych materiałach aż w 11 otworach nie stwierdzono ani jednego dysku. W trzech otworach stwierdzono w kilku skrzyniach po kilka dysków, w dwóch otworach – po około sto dysków, natomiast w pozostałych zbadanych otworach – od kilkaset do ponad tysiąca dysków. Najwięcej dysków (około 1,3 tys.) zachowało się w rdzeniach z otworu K-73 na wschodnim obrzeżu południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. W otworze tym i otworze K-56, dyski rdzeni stwierdzono w ponad 20 miejscach na różnych głębokościach – od około 960 do ponad 2100 m.

¹⁰ W magazynach Narod. Arch. Geol. PIG-PIB nie jest zachowany materiał wiertniczy z 3 otworów z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka.

W otworach K-55 i K-72 dyski rdzeni występują w ponad 15 miejscach, ale dopiero od głębokości poniżej 1600 m. W otworach: K-29, K-35 i K-33 w południowej partii południowo-zachodniej części złoza dyski stwierdzono dopiero od głębokości poniżej 2000 m.

Problem z wykorzystaniem danych o dyskach do wyznaczenia foliacji komplikuje fakt, że dyski rdzeni w południowo-zachodniej części złoza Krzemianka rozwinęły się w większej ilości dopiero na większych głębokościach – przez to brakuje ich w 14 płytszych otworach (razem z trzema otworami bez zachowanych rdzeni). Do tego dyski rdzeni powstawały znacznie łatwiej i w dużej ilości w skałach bardziej izotropowych, a przez to pozbawionych foliacji. Dyski w ponad 95% zbadanych rdzeni w otworach z południowo-zachodniej części złoza wykształciły się w masywnych anortozytach, praktycznie niezdeformowanych lub tylko w niewielkim stopniu zdeformowanych. Stąd powstają trudności ze znalezieniem wiarygodnych powierzchni anizotropii, a zwłaszcza foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M(\pm S_O)$ w poszczególnych badanych dyskach rdzeni czy w zestawach takich dysków.

Wyniki szczegółowego badania dysków z omawianej części złoza wskazują, że najbardziej prawdopodobne orientacje (biegi) foliacji są ustawione skośnie (o zmiennych kątach biegu od ok. 40° do nawet 80°) względem południkowo ustawionej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego w północno-wschodniej Polsce (fig. 21). Takie orientacje foliacji stwierdzono w prawie wszystkich otworach z dyskami z południowo-zachodniej części złoza. Wyjątkiem są dane z otworów: K-67, K-55, K-71 i K-35, sugerujące prawie równoleżnikowe biegi foliacji. Są one jednak dość niepewne. W otworze K-72 stwierdzono biegi foliacji w kierunku prawie południkowym, ale dane z tego otworu również nie są wiarygodne.

Udokumentowana w wielu otworach z omawianej części złoza Krzemianka, a występująca na różnych głębokościach, najbardziej liczna i o największym stopniu wiarygodności jest orientacja foliacji ustawiona w kierunkach skośnym do południkowej orientacji osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego (tab. 16; fig. 21). Oznacza to, że biegi regionalnej foliacji na tym obszarze mogą być albo zorientowane w kierunku NE–SW albo NW–SE.

Północno-wschodnia część złoza Krzemianka

Podobnie jak w południowo-zachodniej części złoza Krzemianka, także w północno-wschodniej części wyniki badań dysków rdzeni w większości zbadanych materiałów wiertniczych są mało wiarygodne, najczęściej są niepewne lub wątpliwe (tab. 15; fig. 16). Próby wyznaczenia biegu foliacji przeprowadzono na podstawie analizy prawie 9 tysięcy dysków (tab. 16). Ze zbadanych zachowanych archiwalnych rdzeni z 40¹¹ otworów z omawianej części złoza, w 16 z nich nie stwierdzono ani jednego dysku. Te otwory znajdują się w partii środkowej i wschodniej omawianej części złoza, ale należy podkreślić, że w większości z nich nie nawiercono więcej niż

1000 m skał krystalicznych, z wyjątkiem otworów K-64 i K-28, gdzie w każdym z nich przewiercono ponad 1400 m skał krystalicznych. Pojedyncze dyski znaleziono w otworze K-53 na głębokości ok. 1800 m. W otworach: K-20, K-45 i K-30 stwierdzono w kilku interwałach głębokościowych od kilkunastu do kilkudziesięciu dysków, a w kilku innych otworach – po około sto dysków (tab. 16). Po kilkaset dysków zachowało się w materiałach archiwalnych z otworów: K-50, K-82, K-32, K-34, K-61 i K-65. Około tysiąca dysków stwierdzono w otworach: K-47, K-44 i K-27. Najwięcej dysków udokumentowano w otworach K-57 (około 1200) i K-48 (ponad 1500), gdzie stwierdzono ich koncentrację w kilkunastu miejscach na różnych głębokościach (od 1250 do 2260 m). Najwięcej miejsc z dyskami rdzeni (ponad 25 interwałów głębokościowych) występuje jednak w otworach K-47 i K-27. Na ogół dyski rdzeni w otworach z północno-wschodniej części złoza Krzemianka stwierdza się na głębokościach poniżej 1500 m.

Wykorzystanie bardzo licznych dysków do wyznaczenia orientacji foliacji $S_M(\pm S_O)$ utrudnia fakt, że zdecydowana większość dysków utworzyła się dopiero na większych głębokościach. Dlatego też dysków nie stwierdzono aż w 20 płytszych otworach (razem z 4 otworami, gdzie nie ma już zachowanych żadnych rdzeni). W niektórych otworach dyski rdzeni stwierdzono dopiero na głębokości poniżej 1800 m (otwory: K-48, K-51, K-49 i K-27). W otworach z omawianej części złoza Krzemianka dyski wykształciły się prawie wyłącznie w masywnych anortozytach, które są pozbawione foliacji $S_M(\pm S_O)$.

Wyniki badania dysków z północno-wschodniej części złoza Krzemianka wskazują, że najbardziej prawdopodobne biegi foliacji $S_M(\pm S_O)$ są ustawione skośnie (zmiennie kąty biegu foliacji od ok. 40° do prawie 80°) względem południkowo ustalonej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego (Jarosiński, 1999; Jarosiński i in., 2009). Takie prawdopodobne, niepewne, czy nawet wątpliwe orientacje foliacji $S_M(\pm S_O)$ stwierdzono w prawie wszystkich otworach na podstawie analizy dysków (tab. 15; fig. 17). Wyjątkiem są tylko otwory: K-51, K-49, K-30 i K-65, gdzie ustalono prawie równoleżnikowe biegi foliacji, jednak te ustalenia są bardzo niepewne. W kilku innych otworach stwierdzono także nieliczne dyski rdzeni wskazujące na biegi foliacji w kierunku południkowym, na ogół jednak obok dominujących kierunków skośnych przy południkowo ustalonej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego. Najczęściej jednak te ustalenia są o bardzo małym stopniu wiarygodności.

Złoże Udryń

Dane o orientacji foliacji $S_M(\pm S_O)$ z okolic Udryn, a wyznaczone na podstawie zbadania tysięcy dysków rdzeni, przedstawiono szczegółowo w publikacji Cymermana (2006a). Dlatego tutaj przedstawiono jedynie krótkie podsumowanie tych badań. Na obszarze złoza Udryń najliczniejsze i najbardziej wiarygodne wydają się być skośnie orientacje biegu foliacji $S_M(\pm S_O)$ względem prawie południkowego kierunku horyzontalnej osi σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia.

¹¹ Nie został zachowany żaden materiał wiertniczy z 4 otworów z północno-wschodniej części złoza Krzemianka.

Niestety taka skośność w orientacji biegu foliacji nie może być jednoznacznie zinterpretowana, ponieważ biegi tej foliacji mogą być ustawione w kierunku NE–SW albo NW–SE. Takiej dwuwariantowej interpretacji kierunku biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$ nie ma w licznych przypadkach prawie prostopadłego ustawienia ryńienek dysków rdzeni względem osi σ_{Hmax} . W tym przypadku, bieg foliacji będzie prawie równoleżnikowy. Ustalenia biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$ na obszarze złoża Udryń wyznaczone na podstawie badania dysków, potwierdzają ustalenia o orientacji tej foliacji otrzymane z analizy skrzywienia osi otworu.

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

Struktury planarne typu omawianych powyżej dysków rdzeni występują nierównomiernie wykształcone w jedenastu zbadanych otworach z różnych części masywu suwalskiego, poza omówionymi już obszarami złożowych Krzemianka i Udryń (tab. 17; fig. 22). Ze zbadanych rdzeni z tych 16 otworów¹², aż w pięciu nie stwierdzono ani jednego zachowanego dysku. Są to następujące otwory: Łanowicze PIG 1, Krzemianka H-1, Jeleniewo IG 1, Żubryń IG 1 i Zaboryszki IG 1. W otworach Boksze PIG 1 i Jeleniewo IG 4 liczba dysków nie przekracza dziesięciu. Po kilkadziesiąt dysków stwierdzono w otworach: Jezioro Okrągłe IG 1, Bilwinowo PIG 1 i Jezioro Szlinokiemskie PIG 1. Po około 150 dysków rdzeni zostało zachowanych w otworach Pawłówka PIG 1 i Kazimierówka IG 1, a około 350 dysków rdzeni – w otworze Jeleniewo IG 2. W otworach Łopuchowo IG 1 i Jezioro Okrągłe PIG 2 stwierdzono po około 700–800 dysków rdzeni, a najwięcej wykształciło się w otworze Jeleniewo IG 5, w którym znajduje się prawie 1400 dysków rdzeni.

Próby ustalenia biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$ na terenie masywu suwalskiego, poza obszarami złóż Krzemianka i Udryń, są prowadzone na podstawie analizy prawie 3900 dysków rdzeni (tab. 17). Wyniki badań tych dysków w większości są jednak mało wiarygodne, najczęściej są niepewne lub wątpliwe (tab. 17; fig. 22). Dla tego obszaru masywu suwalskiego bardzo poważnym ograniczeniem w interpretacji danych o dyskach rdzeni jest ich powszechny rozwój w skałach prawie pozbawionych foliacji, co uniemożliwia ustalenie biegu tej struktury planarnej poza interwałami występowania pakietów dysków rdzeni. Dlatego też dużo wnikliwszych obserwacji wymagała identyfikacja powierzchni foliacji $S_M (\pm S_O)$ w poszczególnych dyskach czy zestawach dysków w tych partiach skał, które uległy ścinaniu prostemu. Tylko w otworach Pawłówka PIG 1 i Łopuchowo IG 1 można uznać za prawdopodobne ustalenia o biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$ w kierunku NW–SE albo NE–SW. W tym ostatnim otworze prawdopodobny jest także równoleżnikowy bieg foliacji $S_M (\pm S_O)$.

Podsumowując całość wyników otrzymanych z badania dysków z obszaru masywu suwalskiego, poza obszarami złóż Krzemianka i Udryń trzeba podkreślić, że najbardziej prawdopodobne biegi foliacji $S_M (\pm S_O)$ są ustawione skośnie (zmienne kąty od ok. 30° do nawet 70°) względem południkowej osi σ_H .

σ_{Hmax} współczesnego pola naprężenia regionalnego w północno-wschodniej Polsce (Jarosiński, 1999; Jarosiński i in., 2009). Najbardziej wiarygodny jest bieg foliacji $S_M (\pm S_O)$ w kierunku skośnym do południkowej orientacji osi σ_{Hmax} , udokumentowany w zdecydowanej większości otworów masywu suwalskiego (tab. 17; fig. 22). Prowadzi to do wniosku, że biegi foliacji są ustawione w kierunku NE–SW albo NW–SE.

W celu jednoznacznej interpretacji kierunku biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$, powinny być wykorzystane także inne, dodatkowe analizy orientacji głównej powierzchni anizotropii w skałach masywu suwalskiego. Wszystkie zgromadzone dane o orientacji foliacji (analizy map grawimetrycznych, magnetycznych, skrzywienia osi otworów i dysków) sugerują najczęściej biegi tej foliacji w kierunku NW–SE, ale o zmiennych kierunkach upadu: albo ku NE albo ku SW. O właściwej interpretacji kierunku upadu foliacji zadecyduje ostatecznie metoda analizy przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych, wykorzystująca przynajmniej trzy najbliższe otwory przy konstrukcji takich przekrojów.

METODA PRZEKROJÓW GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWO-STRUKTURALNYCH

Ta metoda pośredniego ustalania orientacji powierzchni anizotropii w rdzeniach była opisana m.in. przez Mierzejewskiego (1992b) i Żabę (1999) i nie będzie tutaj omówiona. Metoda ta była szeroko wykorzystana do ustalania orientacji foliacji S_M i/lub $S_M (\pm S_O)$ na obszarze złoża Udryń (Cymerman, 2006a), gdzie siatka wierceń dokumentacyjnych stwarza dobrą podstawę takiej korelacji. Brak przewodnich poziomów stratygraficznych, czy nawet litologicznych, a przede wszystkim nieciągłe (soczewowate, wrzecionowate w formie) ciała rudne i domeny strukturalne, ograniczone strefami ścinania, uniemożliwiają jednak w znacznym stopniu wykonanie dokładnej korelacji pomiędzy sąsiednimi otworami, nawet w przypadku względnie gęstej siatki otworów dokumentacyjnych na wybranych obszarach złożowych na terenie masywu suwalskiego.

Przez ponad 40 lat badań masywu suwalskiego wykonano niewiele przekrojów geologicznych i ani jednego blokdiagramu (!). W obszernej monografii na temat tego masywu (Ryka, Podemski, 1998) znajduje się tylko jeden przekrój geologiczny (Juskowiak, 1998). Pierwszy schematyczny przekrój geologiczny Znoski (1965a) został wykorzystany przez Juskowiaka (1998) i Wiszniewską (2002). Na tym równoleżnikowym przekroju anortozyty zajmują centralną część masywu suwalskiego, tworząc megakopułę. Anortozyty „są przykryte” kompleksem gabronorytów i norytów. Założono, że na tym kompleksie zalega kompleks diorytów. Cechą charakterystyczną tego przekroju jest duża liczba hipotetycznych południkowych uskoków, które podkreślają blokową budowę masywu suwalskiego w formie zrębów i rowów tektonicznych. Granice litologiczne zapadają ku W w zachodniej części masywu suwalskiego, a ku E w jego wschodniej części.

¹² Z otworu Szlinokiemie IG 1 nie został zachowany żaden materiał wiertniczy.

Tabela 17

Dane o dyskach („zluszczeniach”) w otworach z masywu suwalskiego, oprócz obszarów złóż Krzemianka i Udryń (pochylone napisy – mało wiarygodne dane)

Disc (horizontal fractures) data of boreholes from the Suwałki Massif, excluding the Krzemianka and Udryń ore areas (inclined words – uncertain data)

Nazwa otworu	Głębokość występowania dysków [m]	Ilość dysków	Rodzaj dysków ($\frac{1}{2}$ – połówka, $\frac{1}{4}$ – ćwiartki)	Orientacja osi σ_1 naprężenia do biegu foliacji S_M i/lub S_O zmierzona w horyzoncie [°]	Stopień wiarygodności (1 – pewny; 2 – niepewny; 3 – wątpliwy)	Wnioskowany i przybliżony bieg foliacji S_M i/lub S_O
1	2	3	4	5	6	7
Łanowicze PIG 1		brak dysków				
Pawłówka PIG 1	ok. 1416,0–1417,0 1426,8 1533,2–1534,2 1535,7–1536,2 1553,8–1555,8	30 5 ok. 60 22 kilkadzieśiąt	całe całe całe całe całe	skośna (60–75) skośna (ok. 60) skośna (ok. 60) skośna (30–60) skośna	1–2 2 2–3 1–3 1–2	NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
Pawłówka PIG 1A	nianalizowany					
Łopuchowo IG 1	1366,5 1580,5–1584,5 ok. 1587,0–1593,0 ok. 1594,0 ok. 1884,0 ok. 2029,0–2032,0 ok. 2100,0–2105,0	3 kilkaset kilkaset ok. 50 8 kilkadzieśiąt kilkadzieśiąt	całe ćwiartki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ połówki połówki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła skośna skośna skośna	1 3 3 3 1–2 2–3 1–3	W–E W–E W–E W–E NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW NW–SE lub NE–SW
Jezioro Okrągłe IG 1	ok. 1221,2 ok. 1224,0 ok. 1231,5 ok. 1383,0	6 8 6 10	całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3 3 3 1–3	W–E W–E W–E W–E
Jezioro Okrągłe PIG 2	ok. 1147,0 1559,6–1560,1 ok. 1565,0 ok. 1569,0 1577,7–1578,9 1583,0–1583,6 ok. 1586,0–1587,0 ok. 1587,5–1588,0 ok. 1588,0–1589,0 1590,0 1591,5–1592,2 ok. 1650,0–1665,0 ok. 1680,0 1602,5–1603,0 1736,5 1878,6 ok. 2079,0–2096,0	4 10 12 9 ok. 200 ok. 80 kilkadzieśiąt kilkadzieśiąt kilkadzieśiąt 4 kilkadzieśiąt kilkaset kilkadzieśiąt kilkadzieśiąt 7 kilkadzieśiąt kilkaset	całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~równoległa ~prostopadła ~równoległa ~równoległa ~prostopadła ~równoległa ~równoległa ~równoległa ~prostopadła ~równoległa ~równoległa ~równoległa ~prostopadła ~równoległa ~równoległa ~prostopadła ~równoległa ~równoległa	3 1 1–3 1–2 2–3 3–2 2–3 3–2 3–2 1–2 3–2 1–3 1 1–3 2–3 1–2 1–3	W–E W–E W–E W–E W–E W–E N–S W–E N–S N–S W–E N–S N–S N–S W–E N–S N–S W–E N–S N–S N–S N–S
Kazmierówka 1	ok. 1697,0 ok. 1882,0–1885,0 ok. 1953,0–1955,0 ok. 2058,0–2058,4 ok. 2089,0 2273,5	7 ok. 100 10 ok. 20 6 8	połówki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ ćwiartki ćwiartki ćwiartki ćwiartki	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3 3 3 2–3 3 3	W–E W–E W–E W–E W–E W–E
Krzemianka H-1		brak dysków				
Jeleniewo IG 4	1654,5 1659,2–1659,6 1666,5–1666,7	2 3 3	całe całe całe	~równoległa ~równoległa ~równoległa	3–2 1–2 1–3	N–S N–S N–S
Jeleniewo IG 1		brak dysków				

Tabela 17 cd.

1	2	3	4	5	6	7
Jeleniewo IG 2	1684,0–1685,0 ok. 1689,0–1692,0 ok. 1829,0–1830,0 ok. 1847,0–1849,0 ok. 1867,0–1869,0 ok. 1939,0 1945,5–1946,5 ok. 2085,0–2086,0 ok. 2087,0–2087,7 ok. 2219,0–2219,4 ok. 2232,0–2233,0	kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt 12 kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkadziesiąt	całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	1–3 1–3 3 2 1–3 3–2 3–2 2–3 1–2 2–3	W–E W–E W–E W–E W–E W–E W–E W–E W–E W–E W–E
Jeleniewo IG 5	ok. 1905,0–1952,0 ok. 1972,0–1973,0 1977,5–1978,5 2068,5–2081,0 ok. 2083,0–2087,0 ok. 2090,0–2102,0 ok. 2109,0–2125,0 ok. 2111,0–2125,0 2177,3–2179,3	kilkaset kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkaset kilkadziesiąt kilkaset kilkadziesiąt kilkadziesiąt kilkaset	$\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ połówki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ połówki połówki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$	~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~równoległa ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~równoległa	3–2 3–2 3–2 2–3 3–2 2–3 2–3 2–3 3	W–E W–E W–E W–E N–S W–E W–E W–E N–S
Żubryń IG 1		brak dysków				
Bilwinowo PIG 1	ok. 1409,0 1426,5–1427,5 1492,5–1493,0 ok. 1516,5 1613,3	8 kilkadziesiąt 6 7 5	połówki $\frac{1}{4} + \frac{1}{2}$ połówki połówki połówki	skośna (ok. 40) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	2–3 2–3 3 3–2 3	NW–SE lub NE–SW W–E W–E W–E W–E
Zaborszki IG 1		brak dysków				
Szlinokiemie IG1 (Suwałki IG 1)	brak rdzeni					
Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1	1893,4–1894,5	kilkadziesiąt	całe	skośna (60–90)	2–3	NW–SE lub NE–SW
Boksze PIG 1	1467,9	3	całe	~prostopadła	2–3	W–E

Złoże Krzemianka

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

Subieta i inni (1971) na podstawie siedmiu przekrojów rozpoczęli korelacje między otworami z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Na trzech z nich upady foliacji były skierowane ku SSW, a na dwóch innych (prostopadłych do tych trzech) – ku WNW. W związku z wykonaniem nowych otworów w kolejnych dokumentacjach przybyło pięć krótkich przekrojów (obejmujących dwa lub rzadko trzy sąsiadujące otwory) (Parecki i in., 1977), a potem trzy kolejne przekroje, ale już znacznie dłuższe z uwzględnieniem profili przynajmniej czterech otworów (Parecki i in., 1984). W końcowej dokumentacji (Parecki i in., 1977) dołączono jeszcze dwa nowe przekroje geologiczne, ale były to jedynie kontynuacje wcześniejszych profili Subiety i in. (1971). Łącznie wykonano 21 przekrojów geologiczno-złożowych na podstawie danych z 24 profili otworów. Do konstrukcji przekrojów geologicznych z południo-

wo-zachodniej części złoża Krzemianka nie wykorzystano pięciu otworów: K-67, K-70, K-14, K-40 i K-73. Reinterpretacja wszystkich 21 przekrojów geologiczno-złożowych wskazuje, że były one właściwie wykonane, mimo przyjmowania różnych hipotetycznych uskoków, szczególnie w dokumentacjach Subiety i innych (1971). Zakładany do tychczas upad granic litologicznych, ciał rudnych oraz foliacji ku SW pod kątem 40–50° potwierdzono tutaj za pomocą metody korelacji profili litologiczno-strukturalnych z otworów południowo-zachodniej części złoża Krzemianka oraz dodatkowo metodami analizy krzywizny otworów i badania dysków rdzeni.

Autor niniejszej monografii wykonał serię przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych południowo-zachodniej części złoża. Na przekrojach tych uwzględniono po raz pierwszy elementy strukturalne, głównie rozpoznane strefy ścinania podatnego. Przekroje te wykonano z różnymi wariantami zapadania foliacji, koncentrując się głównie na jej upadach ku SW lub NE. Analiza nowych przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych wskazuje jednoznacznie na upad foliacji ku SW. Ilustruje to załączony nowy przekrój

geologiczno-strukturalny (fig. 14), nie pokrywający się z żadnym z dotychczas wykonanych 21 przekrojów geologicznych do celów dokumentacji południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (Subieta i in., 1971; Parecki i in., 1984, 1988).

Nowy przekrój geologiczno-złożowo-strukturalny (A–B), przebiegający od SSW do NNE, jest prawie prostopadły do prawdopodobnych granic litologicznych i biegu foliacji (fig. 13, 14). Przekrój ten przechodzi przez najgłębszy otwór K-72 wykonany na terenie całego masywu suwalskiego, a także przez głęboki otwór K-33, położony na południowo-zachodnich obrzeżach południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Przy konstrukcji przekroju A–B wykorzystano także dane geologiczne, złożowe i strukturalne z prawie prostopadłego rzutowania profili sąsiednich otworów (K-35, K-41, K-29 i K-71), a także dodatkowo otworów K-11 i K-38. Stopień wiarygodności przekroju A–B maleje wraz z głębokością i w kierunku SW. Szczególnie liczne strefy ścinania podatnego stwierdzono w otworze K-72. Strefy te są intensywnie wykształcone na głębokości około 1700–1900 m pośród anortozytów, a poniżej kompleksu norytowo-ferrolitowego o prawie 1000-metrowej miąższości. Liczne strefy ścinania podatnego w tym otworze stwierdzono także poniżej – na głębokości około 2100–2300 m wśród norytów i ferrolitów, a także w sąsiednich otworach (K-35, K-41, K-29 i K-38).

Konstrukcja nowych przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych umożliwiła wykonanie mapy stropu podłoża krystalicznego obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka (fig. 13). Podłoże to znajduje się na głębokości około 850 m p.p.m. pod utworami wendu, permu, triasu dolnego, jury, kredy i kenozoiku (oligocen, plejstocen). Różnice głębokości tego podłoża, rzędu kilku–kilkunastu metrów, wynikają przede wszystkim z faktu niezbyt wiarygodnych danych o nawierconej powierzchni stropowej skał krystalicznych. Tłumaczy to zaznaczające się lokalnie znaczne różnice głębokości nawierconego stropu między danymi geofizycznymi a danymi otworowymi.

Na mapie ścięcia poziomego wykonanej na poziomie 850 m p.p.m. zaznaczono prawie równoległe względem siebie przebiegające strefy ścinania podatnego w kierunku NW–SE (fig. 13). Strefy te na poziomie ok. 850 m p.p.m. koncentrują się głównie w północno-wschodnim fragmencie południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Wynika to z rozpoznania licznych stref ścinania podatnego w analizowanych otworach (tab. 5) i intersekcji tych stref z powierzchnią stropową krystaliniku w południowo-zachodniej części złoża.

Północno-wschodnia część złoża Krzemianka

Podstawę korelacji litologiczno-złożowo-strukturalnych stwarza gęsta siatka wierceń dokumentacyjnych na niewielkim obszarze (44 otworów na 2,5 km²), w dodatku o znacznej miąższości nawierconych skał krystalicznych. Brak przewodnich poziomów stratygraficznych, czy nawet litologicznych, a przede wszystkim nieciągłe (soczewkowate, wrze-

cionowate w formie) ciała rudne i domeny strukturalne, uniemożliwiają jednak wykonanie dokładnej korelacji pomiędzy otworami. Korelację taką można próbować przeprowadzić na podstawie podobieństwa litologicznego. Niestety skały masywu suwalskiego są mało zmienne i charakteryzują się na ogół stopniowymi zmianami udziału minerałów skałotwórczych. Czynnikiem ten był jednym z głównych powodów braku szczegółowej mapy geologicznej stropu masywu suwalskiego złoża Krzemianka. Jedyną opublikowaną mapą geologiczną tego złoża w skali 1:100 000 jest mapa Ryki, Subiety, Kubickiego i Kurbiela (Kubicki, Ryka, 1982). Zaznaczono na niej jeden pas ferrolitów o długości prawie 1,5 km, występujących wśród anortozytów.

Korelacje litologiczno-złożowe między otworami z północno-wschodniej części złoża Krzemianka na podstawie serii różnie zorientowanych przekrojów geologicznych rozpoczął Subieta (Subieta i in., 1971). Na trzech z nich upady foliacji były skierowane ku WNW, a na 4 innych (skośnych do tych trzech) – ku SW. Po wykonaniu nowych otworów przybyły 4 przekroje (każdy z 4 otworami) (Parecki i in., 1977, 1984). Wydłużenie wcześniejszego południkowego przekroju ku S i NNE oraz 4 nowe przekroje są załączone w następnej dokumentacji (*op. cit.*). W końcowej dokumentacji (Parecki i in., 1990.) nie dołączono już nowych przekrojów, chociaż wykonano nowe otwory poszukiwawczo-dokumentacyjne. W omawianej części złoża Krzemianka wykonano łącznie 15 przekrojów geologiczno-złożowych sporządzonych na podstawie danych z 37 profili otworów. Siedem otworów z obszaru północno-wschodniej części złoża (K-78, K-81, K-82, K-49, K-60, K-7 i K-18) nie było wykorzystanych do konstrukcji przekrojów geologicznych. Reinterpretacja wszystkich archiwalnych 15 przekrojów geologiczno-złożowych wskazuje, że były one właściwie wykonane. Najwięcej zastrzeżeń budzi przyjmowanie różnych hipotetycznych uskoków, szczególnie w dokumentacjach Subiety (Subieta i in., 1971). W późniejszych dokumentacjach złożowych jest zauważalne zmniejszanie się liczby uskoków na nowych przekrojach, a nawet zupełne ich eliminowanie. Zapadanie granic litologicznych, ciał rudnych oraz foliacji ku SW pod kątem 40–50° jest wykazane za pomocą metody korelacji profili otworów z północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

Serię nowych przekrojów geologicznych z obszaru omawianej części złoża Krzemianka wykonał autor niniejszej monografii, dodając do danych otworowych nowe elementy strukturalne, jakimi są rozpoznane strefy ścinania podatnego. Przekroje te wykonano z różnymi wariantami upadu foliacji $S_M (\pm S_O)$, koncentrując się przede wszystkim na jej upadach ku SW albo NE. Analiza tych przekrojów geologiczno-strukturalnych wskazuje na zapadanie foliacji $S_M (\pm S_O)$ ku SW, podobnie jak w południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Taką orientację foliacji $S_M (\pm S_O)$ ilustruje załączony przykładowy przekrój geologiczno-strukturalny A–B (fig. 23). Przekrój ten nie pokrywa się z żadnym z dotychczasowych 15 przekrojów geologicznych wykonanych w celu dokumentacji północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

Przekrój geologiczno-złożowo-strukturalny (A–B) przebiega w kierunku SSW–NNE i jest ustawiony prawie prostopadle do przebiegu granic litologicznych i biegu foliacji $S_M (\pm S_O)$ (fig. 23). Przekrój ten przechodzi przez dwa głębokie otwory: K-34 (2300 m) i K-32 (2257,0 m) oraz przez dwa płytsze otwory: K-22 (1775,0 m) i K-23 (1600,0 m). Przy konstrukcji tego przekroju wykorzystano także dane geologiczne, złożowe i strukturalne z prawie prostopadłego rzutowania profili sąsiednich otworów, takich jak otwory: K-57, K-16, K-27, K-53 i K-20. Dane to umożliwiły skonstruowanie w miarę wiarygodnego przekroju A–B. Niestety zachowanie rdzeni tylko w około 50% w otworach K-23 i K-22, a w otworze K-32 ok. 70% spowodowało znaczne zubożenie tego profilu o dane o podatnych strefach ścinania. Stref tych jest na pewno znacznie więcej niż np. w środkowej części profilu otworu K-32. Stopień wiarygodności profilu A–B maleje wraz z głębokością i ku NE. Szczególnie liczne strefy ścinania podatnego stwierdzono w otworze K-34. W tym otworze strefy są bardzo liczne na głębokości do około 1000 m oraz w interwałach 1500–1600 i 1850–1950 m.

Wykonanie serii nowych przekrojów geologiczno-strukturalnych umożliwiło wykonanie mapy stropu podłoża krystalicznego obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Podłoże to znajduje się na głębokości około 880 m p.p.m. i jest przykryte utworami wendu, permu, mezozoiku i kenozoiku.

W nowym obrazie kartograficznym obszaru omawianej części złoża na poziomie około 880 m zaznaczono prawie równoległe względem siebie strefy ścinania podatnego (fig. 15). Strefy te przebiegają w kierunku NW–SE. Najliczniejsze strefy ścinania podatnego koncentrują się głównie w północnej, północno-zachodniej, północno-wschodniej, środkowej i południowo-zachodniej partii północno-wschodniej części złoża Krzemianka. Wynika to z analizy danych otworowych (tab. 3) oraz intersekcji rozpoznanych stref ścinania podatnego z powierzchnią stropową krystaliniku w tej części złoża.

Złoże Udryń

Wykonanie serii roboczych przekrojów geologicznych na podstawie danych litologicznych, strukturalnych, mineralizacji rudnej i geofizycznych z 12 otworów w czterech kierunkach: N–S, W–E, NW–SE i NE–SW umożliwiło wybranie najbardziej prawdopodobnego kierunku upadu regionalnej foliacji $S_M (\pm S_O)$ na obszarze złoża Udryń. Zadanie to było możliwe do wykonania, ponieważ poszczególne otwory oddalone są od sąsiednich o około 250 m i dodatkowo są one zlokalizowane w poprzecznej siatce krzyżujących się kierunków NE–SW i NW–SE. Z drugiej strony, nieregularność form, w jakich występują m.in. ciała rudne powoduje poważne trudności w wykonaniu poprawnych korelacji nawet między najbliższymi otworami. Juskowiak (1998) podkreślał, że „zmienność profili otworów w strefach anortozytowo-rudnej i gabronorytowo-rudnej (różna miąższość, liczba i sekwencja zespołów skalnych) nie po-

zwala na bezpośrednią korelację zespołów. Świadczy to o skomplikowanej tektonice uskokowej ukośnej do kierunku równoleżnikowego, która powoduje podział struktury Udrynia na licznie wzajemnie poprzysuwane bloki tektoniczne (...)”. Wcześniej podobne wnioski przedstawili Subieta i Samosiuk w dokumentacji C₁ złoża Udryń (1985). Zróżnicowana budowa geologiczna obszaru złoża jest spowodowana pierwotną niejednorodnością samej intruzji, a przede wszystkim intensywnymi procesami tektonicznymi związanymi z synkinematyczną intruzją magm zasadowych w środkowej części skorupy, a dodatkowo także przez post-magmowe procesy podatnego i kruche go ścinania (Cymerman, 2006a).

Geofizyczne badania otworowe wskazują na znacznie bardziej zróżnicowany charakter profilu otworu niż to wynika z opisu rdzeni i badań laboratoryjnych (Kurbiel i in., 1979; Kurbiel, Szewczyk, 1985). Szereg niezgodności między profilami geologicznymi a geofizycznymi opisano m.in. w otworze Udryń IG 10 poniżej głębokości około 1614 m. W otworze Udryń IG 7 na głębokości 1122–1124 m – według danych geofizyki otworowej – miałyby występować bogata ruda Fe, natomiast w profilu geologicznym opisano tam anortozyty.

W świetle analizy wykonanych serii przekrojów geologicznych w różnych kierunkach i wszystkich otworów, najbardziej wiarygodnym biegiem foliacji na obszarze złoża Udryń jest kierunek WNW–ESE z upadem foliacji ku SW. Taką orientację foliacji potwierdza najlepsza korelacja pomiędzy otworami obejmująca zarówno strefy występowania zespołów skalnych o podobnych asocjacjach mineralnych oraz poszczególnych pakietów mineralizacji rudnych, a także po raz pierwszy rozpoznanych stref ścinania podatnego pomiędzy najbliższymi otworami.

Wyznaczony na podstawie przekrojów geologicznych bieg foliacji na obszarze złoża Udryń w kierunku WNW–ESE jest zbliżony do kierunku ustalonego w złożu Krzemianka, czyli NW–SE. Taki bieg foliacji z kierunkiem jej upadu ku SW był już wcześniej sugerowany (Kubicki, Ryka, 1982; Subieta, Samociuk, 1985). Parecki (1998) podał kierunek prawie równoleżnikowy, a Wiszniewska (1998a) – bieg foliacji w kierunku NE–SW z upadem ku SE. Cymerman (2004a) początkowo przyjmował możliwość, że kierunek upadu foliacji jest prawdopodobnie odwrotny niż dotychczas zakładano w złożu Udryń. Oznaczałoby to upady tej foliacji skierowane ku NNE, a nie jak dotychczas przyjmowano ku SW (Subieta, Samociuk, 1985) lub S (Parecki, 1998).

Na obszarze złoża Udryń bieg foliacji, a także ciał rudnych (ferrolitów) i kontaktów litologicznych w prawdopodobnym kierunku WNW–ESE i z upadem ku SSW pod umiarkowanymi kątami jest najlepiej udokumentowany analizą serii przekrojów geologicznych wykonanych w różnych kierunkach. Analiza ta wskazuje, że na przekrojach wykonanych w kierunku WNW–ESE zaznacza się prawie horyzontalne ułożenie ciał rudnych i różnych zespołów skalnych. Z kolei na przekrojach geologicznych prostopadłych do tego kierunku, czyli w kierunku SSW–NNE, potwierdza się najlepsza z możliwych korelacja litologii skał i pakietów (ciał) rudnych.

Strefy ścinania podatnego wykształcone w granitoidach, w skałach zasadowych (nierozdzielone w anortozytach, gabronorytach i norytach) i w ferrolitach dają się dobrze korelować w sąsiednich otworach, a nawet w skali szczegółowej mapy (Cymerman, 2006a). Mapa stropu podłoża krystalicznego obszaru złoża Udryń jest faktycznie mapą ścięcia na poziomie ok. 650 m p.p.m. i obarczona jest nieco większymi błędami niż z głębszych poziomów, m.in. ze względu na partie silnie zwietrzałych skał i niepełne ich rdzeniowanie. Na mapie geologicznej złoża Udryń, w dużej części hipotetycznej, zauważalne są makrosoczewy o różnej wielkości i odmiennym stopniu spłaszczenia, rzadziej makrowrzeciona gabronorytów z norytami, gabronorytów rudnych i anortozytów rudnych umieszczonych pośród anortozytów. Znacznie cieńsze i ostro wyklinowujące się pokłady ferrolitów wyciągnięte są równoległe do przebiegu podatnych stref ścinania (*op. cit.*).

Podsumowując rozważania na temat korelacji ciał rudnych, zespołów skalnych i stref ścinania podatnego z 12 otworów okolic Udrynia można stwierdzić, że możliwa jest korelacja profili litologiczno-mineralogicznych pomiędzy sąsiednimi otworami, o ile założy się regionalny, monoklinalny upad foliacji ku SW pod kątem zbliżonym do 40–50°. Duża zmienność miąższości pakietów rudnych oraz innych zespołów skalnych, a także ich wielokrotne powtarzanie się w profilach otworów może być wytłumaczone rozwojem silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego (Cymerman, 2006a).

Pozazłożowa część masywu suwalskiego

Metoda przekrojów geologiczno-złożowo-strukturalnych, poza obszarami złożowymi Krzemianka i Udryń, może być zastosowana jedynie do czterech wierceń zlokalizowanych

na południe od Jeleniewa, gdzie otwory są oddalone od siebie o około 300 metrów (fig. 12). Korelacja między profilami otworów z Jeleniewa jest bardzo trudna na podstawie litologii, gdzie występują dioryty, noryty, ferrolity, gabronoryty i anortozyty o stopniowych przejściach. Na obszarze Jeleniewa dość dobrze korelują się za to pakiety rudne (tab. 4). Między innymi cztery takie ciała rudne z otworu Jeleniewo IG 1 występują około 40–50 m głębiej w otworze Jeleniewo IG 4 i około 350 m głębiej w otworze Jeleniewo IG 5. Z licznych ciał rudnych z otworu Jeleniewo IG 2 z głębokości poniżej 1380 m nie nawiercono w otworze Jeleniewo IG 1, gdzie wiercenie zakończono już na głębokości 1402 m (tab. 4). Analiza tych przekrojów wskazuje jednoznacznie na zapadanie foliacji ku SW pod umiarkowanymi kątami.

Korelacja na podstawie rozpoznanych stref ścinania (tab. 8) wydaje się na pozór niemożliwa do wykonania do otworów z obszaru Jeleniewa (fig. 12). Wynika to z faktu, że strefy te są na ogół o małych i zmiennych miąższościach i trudno zakładać, że będą się one kontynuować na odległości rzędu kilkuset metrów. Cechą charakterystyczną wąskich stref ścinania podatnego jest ich anastomozujący charakter, przejawiający się rozwojem licznych rozgałęzień i rozwarstwień. Takie silnie heterogeniczne w rozwoju i geometrii strefy ścinania opisano z różnych pasm orogenicznych (Corrigan i in., 1994; Martignole, Pouget, 1994; Zhao i in., 1997; Carreras, 2001).

Przyjmując biegi stref ścinania w kierunku zbliżonym do NW–SE i ich upad ku SW można zauważyć niewielkie różnice w głębokości lokalizacji stref ścinania w otworze Jeleniewo IG 2 i Jeleniewo IG 1. W tym ostatnim otworze strefy ścinania są położone około 50 m głębiej niż w otworze Jeleniewo IG 2.

CHARAKTER DEFORMACJI

Rozpoznanie polifazowej lub progresywnej historii deformacji w ewolucji stref ścinania jest niezwykle trudne i wymaga ilościowej charakterystyki przestrzennego i czasowego rozkładu deformacji niekoaksjalnej. Zagadnienie to można rozwiązać stosując drobiazgową analizę odkształcenia i zmian ram kinematycznych wraz z dokładnym datowaniem rozwoju różnych struktur tektonicznych. W przypadku niezorientowanych przestrzennie i niedatowanych radiometrycznie struktur tektonicznych z otworów masywu suwalskiego, w tym ze złoża Krzemianka, jest zadaniem niewykonalnym. Przy obecnym stanie rozpoznania strukturalnego i kinematycznego złoża Krzemianka można jedynie przedstawić jakościowy model progresywnego rozwoju struktur tektonicznych w stałych ramach kinematycznych.

ZŁOŻE KRZEMIANKA

Południowo-zachodnia część złoża Krzemianka

We wszystkich zbadanych 26 otworach wiertniczych z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka stwier-

dzono liczne struktury tektoniczne wskazujące w zdecydowanej większości na dominację reżimu kompresyjnego (tab. 7). Podczas takich warunków deformacji doszło do rozwoju silnie heterogenicznych stref ścinania prostego. W otworach z tej części złoża rozpoznano co najmniej kilkaset takich stref. Ich rozwój wskazuje na cechy cienko łuskowej tektoniki nasuwczej z transportem tektonicznym wyżej położonych domen strukturalnych (łusek tektonicznych) ku NE. Taki typ tektoniki nasuwczej wydaje się być cechą charakterystyczną podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski (Cymerman, 2004a, b, 2006a, b).

Na podstawie zależności między orientacją foliacji S_M i lineacji z rozciągania L_M można w skałach krystalicznych z omawianej części złoża Krzemianka wydzielić jedynie domeny frontalne i/lub spągowe/ stropowe, gdzie lineacja L_M jest zorientowana mniej lub bardziej równoległe do kierunku upadu złożonej foliacji S_M ($\pm S_0$). W domenach tych doszło do przemieszczeń prawie wyłącznie typu nasuwczego, bardzo rzadko transpresyjnego. W zbadanych strukturalnie 26 otworach nie udało się stwierdzić jednoznacznie

domen lateralnych (bocznych) ani domen narożnikowych, chociaż lokalnie, w profilach niektórych otworów, foliacja zapada bardzo stromo, a czasem nawet pionowo. Jednak lineacja z rozciągania L_M nie jest tam zorientowana subhoryzontalnie, co wyklucza interpretację tych stref jako domen bocznych. Mogą to być jednak nawiercone miejscami domeny narożnikowe, rozgraniczające domeny czołowe od domen lateralnych. Zatem na obecnym etapie badań strukturalnych materiału wiertniczego, nie udało się jednoznacznie zidentyfikować domen strukturalnych, które można by uznać za domeny lateralne (pochyłości boczne) ponasuwanego pakietów skalnych (typu łusek, imbrykacji czy dupleksów) w warunkach podatnych. Jest to spowodowane w znacznej mierze faktem bardzo trudnej identyfikacji lineacji ziarna mineralnego L_M we wszystkich magmowych skałach zasadowych masywu suwalskiego oraz prawdopodobnie silnym wydłużeniem i/lub spłaszczeniem makrosoczew i makrowrzecion strukturalnych (drobnych łusek) w płaszczyźnie ruchu (ścianania). W takiej sytuacji boczne pochyłości stanowiłyby niewielki procent całości struktur nasuwczyczych na obszarze południowo-zachodniej części złoza Krzemianka.

Jeżeli taka interpretacja tektoniczna jest poprawna, to także liczne domeny (ciała) rud magnetytowo-ilmenitowych z omawianej części złoza znajdowałyby się przede wszystkim w domenach frontalnych i/lub spągowych w szeregu licznych (przynajmniej kilkudziesięciu, a może i kilkuset) drobnych łusek ponasuwanego na siebie od SW ku NE. Geometrycznie zaproponowany obraz strukturalny jest zbliżony do heterogenicznych stref ścinania opisywanych m.in. z waryscyotów iberyjskich (Carreras, 2001; Martinez Catalan i in., 2003), czy z grenwilskich struktur z terenu Kanady (Corrigan i in., 1994; Martignole, Pouget, 1994; Zhao i in., 1997).

Łuski tektoniczne o różnych wymiarach utworzyły zespół domen strukturalnych w okolicy Szurpił w południowo-zachodniej części masywu suwalskiego na obszarze złoza Krzemianka. Podobny zespół uformował się w środkowej części masywu na terenie złoza Udryń (Cymerman, 2006a). Prawdopodobnie znaczna partia górnej części takiego zespołu łusek z ciałami rudnymi została już zerodowana w południowo-zachodniej części złoza Krzemianka, a dolna partia rudna z tej części złoza uległa wyniesieniu ku NE i występuje na obszarze północno-wschodniej części złoza. Według analizy strukturalnej wszystkie ciała rudne z południowo-zachodniej części złoza Krzemianka powinny się kontynuować w głąb ku SW, ale ze względu na głębokość ich zalegania nie są one interesujące gospodarczo. Perspektywiczne i płytko zalegające ciała rudne – zgodnie z danymi strukturalnymi – powinny kontynuować się ku NW, gdzie jednak nie wykonano żadnych wierceń poszukiwawczych, mimo kontynuacji w tym kierunku wyraźnej dodatniej anomalii grawimetrycznej (fig. 4, 24).

Północno-wschodnia część złoza Krzemianka

We wszystkich 40 zbadanych otworach z obszaru północno-wschodniej części złoza Krzemianka, podobnie jak w 26

otworach wiertniczych z południowo-zachodniej części tego złoza, stwierdzono liczne struktury tektoniczne wskazujące na dominację reżimu kompresyjnego (tab. 9). W wyniku rozwoju stref ścinania podatnego, doszło tam także do wykształcenia cienko łuskowej (imbrykacyjnej) budowy. Te nasuwczycze struktury charakteryzują się kierunkiem transportu ku NE.

Zależności między foliacją mylonityczną S_M a lineacją ziarna mineralnego L_M wskazują, że w północno-wschodniej części złoza Krzemianka występują prawdopodobnie jedynie domeny spągowe (może stropowe i/lub frontalne?). W domenach tych doszło do przemieszczeń nasuwczyczych, rzadko transpresyjnych, podobnie jak w południowo-zachodniej części omawianego złoza. W niektórych otworach foliacja S_M ($\pm S_0$) zapada lokalnie bardzo stromo, a niekiedy pionowo, co może sugerować istnienie domen frontalnych drobnych łusek. Na obecnym etapie badań strukturalnych północno-wschodniej części złoza, nie udało się jednoznacznie ustalić domen strukturalnych, które można uznać za domeny lateralne łusek lub imbrykacji.

W takiej interpretacji strukturalnej liczne ciała rud magnetytowo-ilmenitowych na obszarze północno-wschodniej części złoza znajdowałyby się głównie w domenach spągowych, rzadko w domenach frontalnych, w pakiecie licznych (przynajmniej kilkudziesięciu, a może i kilkuset) drobnych łusek ponasuwanego na siebie ku NE. Poszczególne łuski tektoniczne, prawdopodobnie o różnych formach i zmiennych wymiarach, na ogół o miąższości kilkunastu metrów, utworzyły stos ponasuwanego domen strukturalnych w południowo-zachodniej części masywu suwalskiego, czyli także na obszarze złoza Krzemianka.

Na obszarze północno-wschodniej części złoza pod pokrywą osadową odsłania się przede wszystkim tzw. dolna partia rudna, nawiercona głębokimi otworami w południowo-zachodniej części złoza. W części północno-wschodniej ciała rudne z dolnej partii złoza Krzemianka zostały już w znacznej części zerodowane w neoproterozoiku. Wszystkie ciała rudne z tej części złoza kontynuują się w głąb złoza ku SW, gdzie ze względu na głębokość ich zalegania nie są one interesujące gospodarczo. Ciała rudne płytko zalegające, a przez to perspektywiczne, zgodnie z danymi strukturalnymi, powinny kontynuować się przede wszystkim ku NW, gdzie nawiercono je na tzw. anormalnym obszarze VI. Ciała rudne powinny się także kontynuować ku SE od Szurpił, gdzie jednak nie wykonano żadnych wierceń poszukiwawczych.

ZŁOŻE UDRYŃ

We wszystkich zbadanych 12 otworach z obszaru złoza Udryń stwierdzono lokalnie liczne struktury tektoniczne wskazujące w ogromnej większości na dominację reżimu kompresyjnego z rozwojem cienkołuskowej tektoniki nasuwczyczej (Cymerman, 2006a).

Na podstawie zależności między orientacją przestrzenną foliacji S_M ($\pm S_0$) i lineacji L_M w skałach krystalicznych okolic Udrynia wydzielono, podobnie jak na obszarze złoza Krze-

mianka, jedynie domeny frontalne i/lub spągowe/ stropowe. W domenach tych doszło do przemieszczeń prawie wyłącznie typu nasuwczego, bardzo rzadko – zrzutowego. Nie stwierdzono domen lateralnych.

Przy takiej interpretacji liczne wystąpienia rud magnetytowo-ilmenitowych na obszarze złoża Udryń znajdowałyby się głównie w domenach frontalnych i/lub spągowych w szeregu co najmniej kilkunastu ponasuowanych na siebie ku NE pakietów łusek. Główna strefa rudna tego złoża powinna się kontynuować w głąb ku SW. W takim ujęciu perspektywiczne i płytko zalegające ciała rudne powinny występować ku NW, gdzie nawiercono je w otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i Jezioro Okrągłe IG 2, ale także ku SE na obszar dotychczas nierozpoznany otworami poszukiwawczymi. Taka interpretacja geometryczna ciał rudnych jest poparta mapami lokalnych anomalii grawimetrycznych i magnetycznych środkowej części masywu suwalskiego (Cieśla, Wybraniec, 1998).

Przy wyznaczonym biegu foliacji $S_M (\pm S_0)$ w kierunku NW–SE i upadzie ku SW oraz udokumentowanym w 12 otworach z obszaru złoża Udryń, kompresyjnym (nasuwczym) reżimem deformacji, należy zakładać transport tektoniczny wyżej ległych domen strukturalnych ku NE w środkowej części masywu suwalskiego. W takim przypadku udokumentowane złoża rud magnetytowo-ilmenitowych Udryń znajdowałyby się strukturalnie poniżej podobnego, ale znacznie większego złoża rud Krzemianka, położonego kilka kilometrów dalej ku SW.

Prawdopodobny kształt trójwymiarowych podatnych pakietów nasunięciowych w środkowej części masywu suwalskiego jest zbliżony do form wrzeciona lub soczewy, przynajmniej do głębokości około 1,5 km. Głębiej mogą się pojawić także większe struktury zbliżone do typu listrycznego. Struktury takie wykazują malejący kąt upadu spągowej powierzchni nasunięcia wraz z głębokością. Taka interpretacja geometryczna jest zgodna ze zmianami w orientacji powierzchni anizotropii skały, czyli stopniowym spłaszczeniu foliacji, co jest wynikiem malejących naprężeń dyferencjalnych wraz z głębokością. Prawdopodobnie znaczący udział miały także procesy tzw. zmiękczenia deformacyjnego w wyniku powstania słabszych reologicznie powierzchni anizotropii wywołanych wzrostem temperatury, przy kolejnych pulsach magmatyzmu, a być może dodatkowo także ciepłem w wyniku procesów ścinania. Naprężenia dyferencjalne były znacząco obniżane w miejscach pojawienia się stopu granitowego. We wszystkich otworach co kilka–kilkunastu metrów występują żyły granitowe, które w większości uległy jeszcze słabym deformacjom niekoaksjalnym (Cymerman, 2006a).

POZAZŁOŻOWA CZĘŚĆ MASYWU SUWAŁSKIEGO

We wszystkich zbadanych pozostałych 16 otworach z obszaru masywu suwalskiego stwierdzono liczne struktury tektoniczne wskazujące także na reżim kompresyjny (nasuwczy) (tab. 9; fig. 25). Istnieją jednak wyjątki od tego ogólnego obrazu tektonicznego. W otworach Żubryń IG 1

i Zaboryszki IG 1, a także w mniejszym stopniu w otworach: Bilwinowo PIG 1, Jezioro Okrągłe PIG 2 i Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 rozpoznano struktury wskazujące na przemieszczenia ze składową przesuwczą transpresyjną lub transtensyjną. Na taki reżim deformacji wskazuje przede wszystkim prawie horyzontalna orientacja lineacji z rozciągania L_M na umiarkowanie lub stromo zapadającej foliacji mylonitycznej S_M . Można przypuszczać, że była to deformacja transpresyjna, gdyż znaczna część wskaźników ścinania dokumentuje kompresyjny reżim deformacji, przede wszystkim w sąsiednich otworach. Nie można natomiast jednoznacznie ustalić, jaka to była składowa – prawoskrętna czy lewoskrętna – ze względu na niepewną orientację strop–spąg rdzenia. Także w otworach Bilwinowo PIG 1, Jezioro Okrągłe PIG 2 i Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 stwierdzono rzadkie przypadki transpresyjnej lub transtensyjnej deformacji.

W otworach: Boksze PIG 1, Jeleniewo IG 2, Jeleniewo IG 4, Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 i Żubryń IG 1 obok dominujących asymetrycznych struktur wskazujących na deformacje nasuwcze (kompresyjne), a w ostatnim otworze także deformacje transpresyjne, rozpoznano w także w nielicznych miejscach przejawy deformacji ekstensyjnej. Rzadkie struktury asymetryczne wskazują tam na przemieszczenia typu „strop ku dołowi” wiercenia. Do struktur tych należą przede wszystkim asymetryczne, ekstensyjne pasemka ścinania typu C’ oraz skaleniowe porfiroklasty typu σ .

Podczas głównej deformacji o wybitnie kompresyjnym charakterze doszło do rozwoju silnie heterogenicznych stref ścinania prostego. Prawdopodobnie stref ścinania podatnego mogą być tysiące na obszarze całego masywu suwalskiego, z których tylko małą część udokumentowano badaniami strukturalno-kinematycznymi rdzeni. W wyniku tak intensywnego rozwoju stref ścinania podatnego doszło do uformowania się cienko łuseczkowej (dupleksyjnej) budowy masywu suwalskiego (fig. 26) i prawdopodobnie jego otoczenia. Tektonika nasunięciowa związana z główną deformacją masywu suwalskiego charakteryzowała się kierunkiem transportu tektonicznego wyżej położonych domen skalnych (drobnych łusek, dupleksów) ku NE. Taka tektonika jest także charakterystyczna dla obszaru złoża Udryń (Cymerman, 2006a) oraz dla południowo-zachodniej i północno-wschodniej części złoża Krzemianka.

Ze zbadanych strukturalnie 16 otworów, w dwóch (Żubryń IG 1 i Zaboryszki IG 1) stwierdzono istnienie prawdopodobnych domen lateralnych. W tych otworach, a także w: Bilwinowo PIG 1, Jezioro Okrągłe PIG 2 i Jezioro Szlinokiemijskie PIG 1 mogą występować domeny „narożnikowe” o pośrednim charakterze kinematycznym między domenami bocznymi a spągowymi. Miejscami w profilach otworów foliacja $S_M (\pm S_0)$ zapada bardzo stromo, co może wskazywać na domeny frontalne w tych łuskach lub pochyłości spągowe (rampy).

W świetle dotychczasowych badań strukturalnych i kinematycznych materiału wiertniczego z całego obszaru masywu suwalskiego można zakładać istnienie lokalnych domen

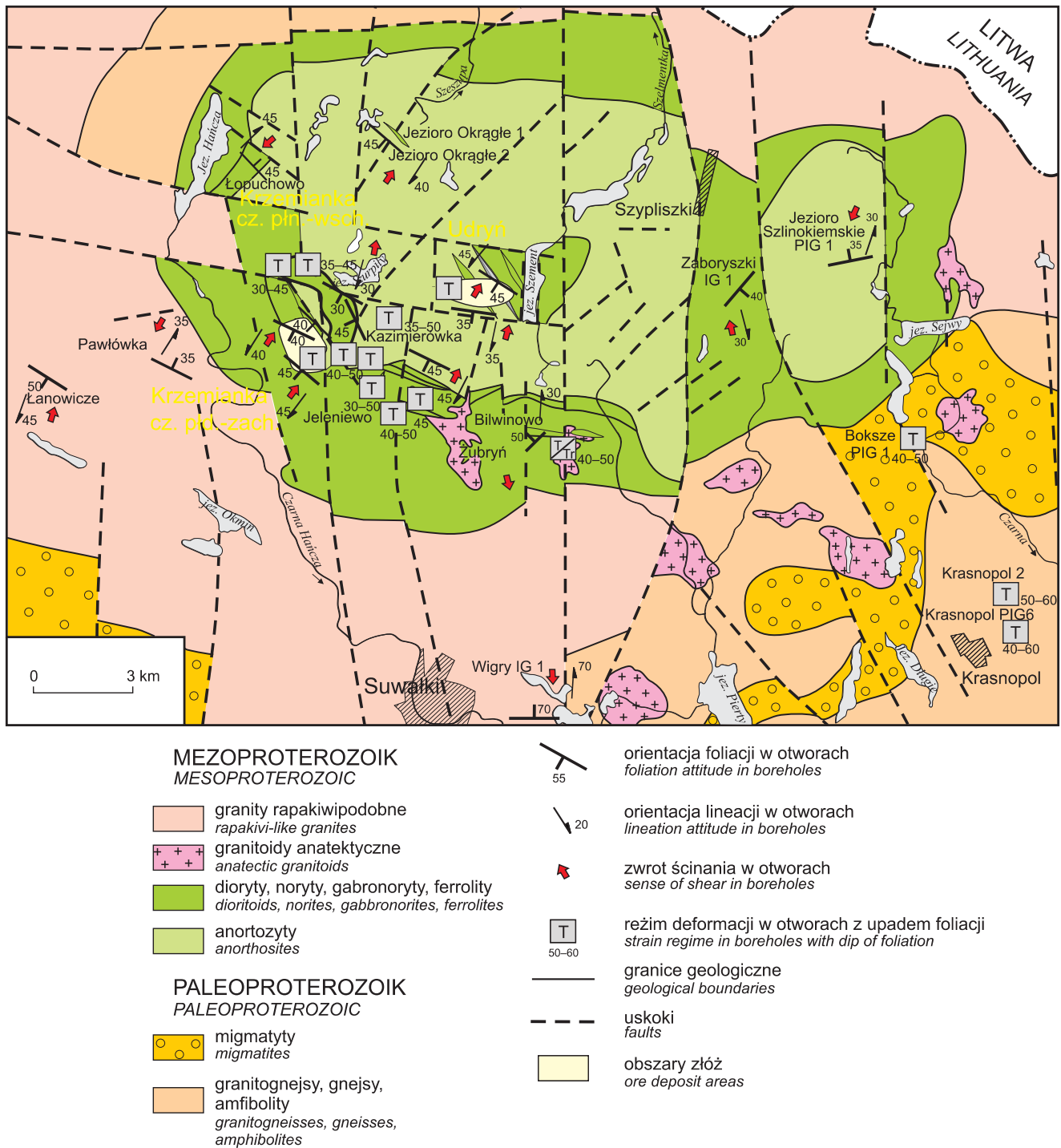


Fig. 25. Mapa strukturalno-kinematyczna masywu suwalskiego z lokalizacją wybranych otworów wiertniczych nawiercających podłoże krystaliczne

Litery w ramkach wskazują na reżim deformacji: T – nasuwczy, Tr – transpresyjny

Structural-kinematic sketch-map of the Suwałki Massif with the location of selected boreholes that completed in the crystalline basement

The letters in the boxes indicate the regime of deformation: T – thrusting, Tr – transpression

strukturalnych, które można uznać za domeny lateralne (pochyłości boczne) ponasuwanego pakietu skalnego (typu łusek, dupleksów) w warunkach podatnych. Domeny boczne

występują w środkowej i wschodniej części masywu suwalskiego. Niestety ta część masywu jest bardzo słabo rozpoznana wiertniczo.

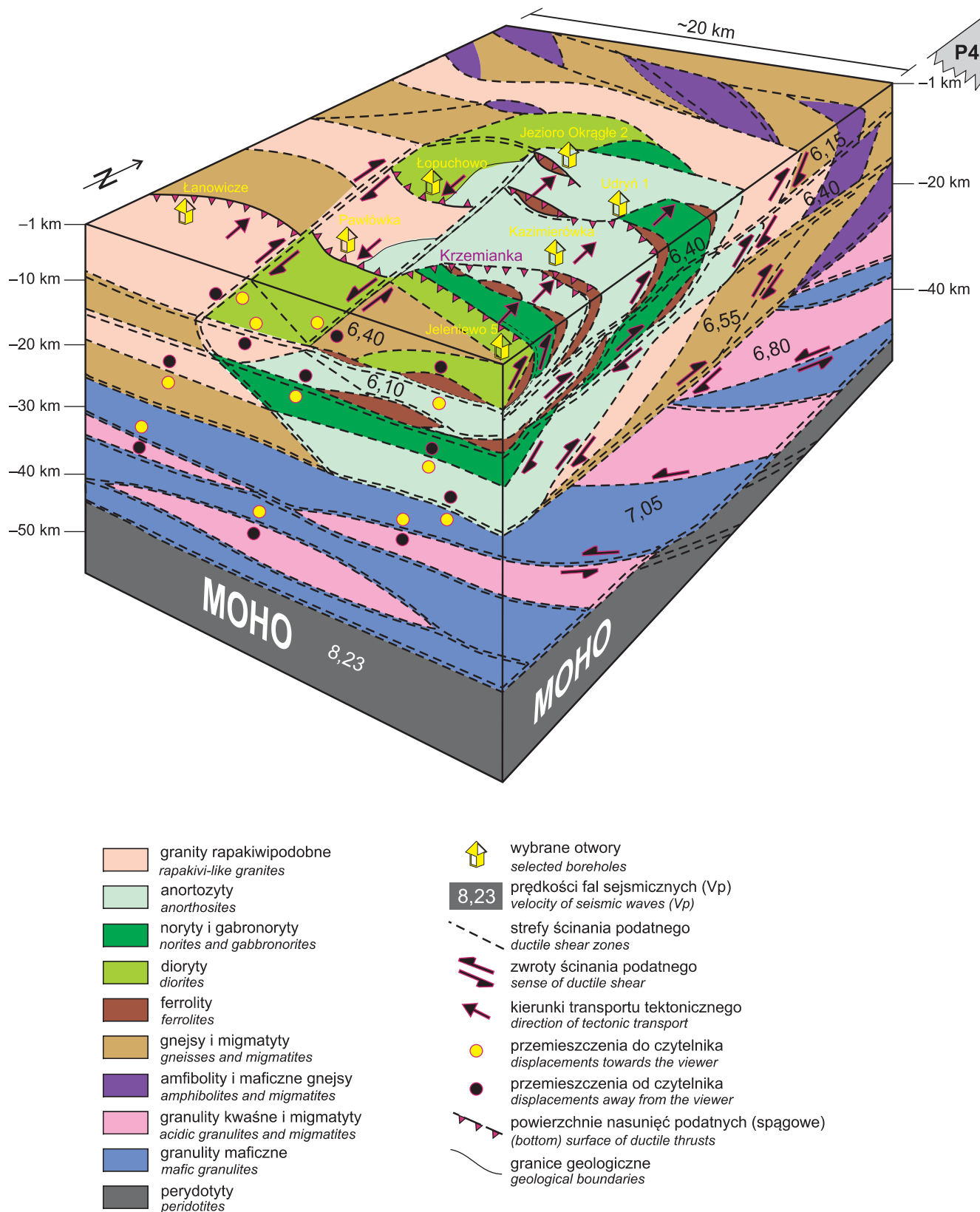


Fig. 26. Blokdiagram interpretacyjny rozwoju podatnych łusek krystalicznych podczas deformacji kompresyjnej do transpresyjnej na obszarze masywu suwalskiego (według Cymermana, 2007; zmieniony)

Schematic block-diagram of the development of ductile sheet thrusts during compressional to transpressional deformation from the Suwałki Massif (based on Cymerman, 2007; modified)

REGIONALNE ROZWAŻANIA TEKTONICZNE

Na obecnym etapie ciągle niewystarczającego rozpoznania podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski, kluczowe problemy tektoniczne dotyczące budowy i ewolucji geologicznej masywu suwalskiego pozostają wciąż do rozstrzygnięcia. Są to następujące zagadnienia:

1. Czy magmatyzm masywu suwalskiego był „anorogeniczny” czy orogeniczny (synkinematyczny)?

2. Czy strefy ścinania prostego powstały w górnej czy dolnej skorupie?

3. Czy biegi foliacji $S_M (\pm S_0)$ są obecnie zorientowane w kierunku NW–SE, czy może w kierunku NE–SW? Innymi słowy – jaka była dominująca (regionalna) orientacja struktur tektonicznych, przede wszystkim foliacji $S_M (\pm S_0)$?

W poniższym rozdziale podjęto próbę odpowiedzi na te pytania.

MAGMATYZM ANOROGENICZNY CZY SYNKINEMATYCZNY?

Pierwszy kontrowersyjny problem dotyczy charakteru magmatyzmu mezoproterozoicznego szeroko rozwiniętego na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego (Wiszniewska, 2002a; Duchesne i in., 2002; Skridlaite i in., 2003; Wiszniewska i in., 2007). Powstaje kluczowe pytanie dotyczące genezy tego magmatyzmu. Czy magmatyzm masywu suwalskiego był „anorogeniczny” czy orogeniczny (synkinematyczny)?

Rozważania ogólne

Paradygmat syntektonicznego granitu (Karlstrom, 1989) ożywił na nowo debatę na temat mechanizmów wznoszenia się magm granitowych w skorupie, szczególnie tam, gdzie są zachowane dowody na wędrówkę topnika w migmatytach (Brown, 1994; Sawyer, 1996; Collins, Sawyer, 1996). W transpresyjnych pasmach orogenicznych, często obserwowane cechy w migmatytach sugerują, że wznoszenie się syntektonicznych magm występowało w „korytarzach” wyznaczonych rozwojem struktur tektonicznych. Obserwacje te doprowadziły do powstania modelu penetratywnego płynięcia (ang. *pervasive flow*) migracji stopu w skorupie (Collins, Sawyer, 1996; Brown, Solar, 1998a, b; Weinberg, Searle, 1998; Vanderhaeghe, 1999). Powiązanie przestrzenne i czasowe między intruzjami granitoidów, a rozwojem wielkoskalowych stref deformacji jest powszechne i w literaturze przedmiotu są przedstawiane coraz liczniejsze dowody na synchronizację procesów tektonicznych i intruzji (Saint Blanquat i in., 1998; Brown, Solar, 1998a, b, 1999; Solar i in., 1998; Högdahl, Sjöström, 2001).

Vigneressé i inni (1996) wskazywali, że w aspekcie reologicznym ciała magmowe nie zachowują się homogenicznie podczas ich umiejscawiania. Wynika to z faktu, że w umiejscawianych magmach wzrasta frakcja kryształów podczas jej ochładzania, szczególnie gdy są one poddane naprężeniom

dyferencjalnym. Deformacja może być porozdzielana w stygnącej magmie lub zainicjowana w obrębie krystalizujących magm, które są słabsze mechanicznie od skał ich osłony (McCaffrey i in., 1999). Innymi słowy, umiejscawianie magm wpływa na lokalizację odkształcenia. Stüwe i Wilson (1990) przedstawili przykłady wielofazowych deformacji w relacji do historii umiejscawiania magm czarnokitowych w obszarach wschodniej Antarktydy zmetamorfizowanych w facji granulitowej. Syntektonicznie umiejscawianie magm granitowych w skałach archaicznych południowych Indii opisali Moyén i inni (2003).

Umiejscawianie się plutonów kontrolowane rozwojem stref ścinania podatnego opisano m.in. ze skał archaicznych północno-zachodniej Kanady (Benn i in., 1998) i Indii (Moyén i in., 2003), proterozoicznych skał z północno-wschodniej Brazylii (Archanjo i in., 1999) i centralnej Szwecji (Högdahl, Sjöström, 2001), akadyjskich plutonów Północnych Appalachów (Hannula i in., 1999; Benn i in., 1999), czy waryscydyb iberyjskich (Roman-Berdiel, 1998). Takie ciała plutoniczne można sklasyfikować jako granity typu C_{ST} (ang. *Crustal Shearing and Thrusting*) według klasyfikacji Barbarin (1990).

Coraz więcej faktów wskazuje, że tzw. post-tektoniczne (anorogeniczne) plutony, pozornie niezdeformowane i przecinające skały osłony oraz posiadające w miarę owalne formy na mapach geologicznych, są w rzeczywistości synkinematycznymi plutonami umiejscawianymi podczas deformacji (Hannula i in., 1999). Pawley i Collins (2002) stwierdzili, że foliacje wewnątrz i na zewnątrz plutonów, które wykazują bardzo zmienne orientacje i wydają się być niepowiązane kinematycznie, rozwijały się synchronicznie z procesami deformacji. Skośność foliacji magmowej S_0 i foliacji metamorficznej S_M może nie być przejawem odrębnych faz deformacji, jak dotychczas powszechnie przyjmowano, ale sekwencyjnego rozwoju podczas progresywnej deformacji z synchroniczną krystalizacją umiejscawianego plutonu granitowego (*op. cit.*).

Wiele przykładów intruzji magm w warunkach kontrakcyjnych przedstawił Hutton (1997). Większość tych przykładów odnosiła się do mechanizmów sytuacji, w których magma była umiejscawiana w miejsca zluźnień wywołanych przez tensyjne lub dylatacyjne odkształcenia wzdłuż uskoków przesuwczych (Castro, Fernandez, 1998). Ciągłe jednak przybywa dowodów na synchronizację procesów tektonicznych i intruzji magmowych (D’Lemos i in., 1992; Hutton, 1997; Saint Blanquat i in., 1998; Brown, Solar, 1998a, b; Solar i in., 1998; Benn i in., 1999). Liczne ciała plutoniczne w kontrakcyjnych pasmach orogenicznych implikują znaczący wkład regionalnej deformacji do dynamiki umiejscawianych magm oraz znaczący transfer mas z dolnej do górnej skorupy (Hutton; 1997, Brown, Solar, 1998a, b; Roman-Berdiel i in., 1998; Solar i in., 1998).

Przykłady synkompresyjnego umiejscawiania magmy podawano z podatnych stref nasunięciowych (Karlstrom i in., 1993; Ingram, Hutton, 1994; Kalakay i in., 2001). Nyman

i inni (1994) zaproponowali, że mezoproterozoiczne plutony z południowo-zachodniej części USA nie są „anorogeniczne”, ale były umiejscawiane preferencyjnie wzdłuż paleoproterozoicznych stref ścinania i granic prowincji magmowych lub podejrzanych terranów. Plutony te zapisują historię kompresyjnych do transpresyjnych deformacji w czasie 1,5–1,3 mld lat wzdłuż południowej Laurentii. Magmowa foliacja S_0 w tych ciałach plutonicznych jest równoległa do stref ścinania i/lub granic prowincji magmowych.

W świetle danych literaturowych wydaje się, że przejawy magmatyzmu typu AMCG (anortozyty–mangeryty–czarnokity–granity) i/lub typu AMC (anortozyty–mangeryty–czarnokity) nie są już jednoznacznie interpretowane jako anorogeniczne (Bridwater, Windley, 1973; Windley, 1993; Dörr i in., 2002; Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003). W kompleksach AMCG członami skrajnymi są granity (na ogół typu rapakiwi) oraz anortozyty. Modele petrogenetyczne, powszechnie akceptowane w kompleksach proterozoicznych występujących w Baltice i Laurentii (Wiebe, 1992), zakładają powstanie anortozytów na drodze dyferencjacji magm bazaltowych do pikrytowych. Magmy te miały powstać przez parcjalne topienie górnego płaszczka lub dolnej skorupy kontynentalnej i miały być diapirowo wyniesione do wyższych poziomów skorupy (Ashwal, 1993; Emslie, 1978, 1991). W schemacie tym przyjmowano, że kwaśne plutony związane z anortozytami przeważnie powstawały w wyniku procesów anatexis w spągu skorupy, a jotunita są rezydualnymi roztworami po krystalizacji anortozytów. Z kolei kontaminacja anortozytów i skał towarzyszących materiałem skorupowym odbyła się we wczesnych etapach krystalizacji w głęboko położonych komorach magmowych (*op. cit.*).

Alternatywą dla tego modelu (wyprowadzania magm ze zubożonego płaszczka) jest interpretacja przyjmująca częściowe stopienie bezwodnych komponentów dolnej skorupy (Longhi i in., 1999; Schiellerup i in., 2000; Bolle i in., 2003). Model Longhiego i innych (1999) można określić jako „alternatywa głębokiej skorupy” (ang. *deep crustal alternative*). Na głębokościach odpowiadających około 10–13 kb macierzyste magmy anortozytów i towarzyszących im intruzji zasadowych miały powstać ze stopienia skał gabronorytowych (plagioklazów i piroksenów). Skały te mogły wcześniej budować dolną skorupę lub powstać w wyniku pograżania plutonów maficznych.

Obecność nasunięć w dolnej skorupie sugerują profile sejsmiczne ze Swekonorwidów (Andersson i in., 1996). Zmodyfikowaną wersję geotektonicznego modelu Anderssona i innych (1996), dotyczącą genezy masywów anortozytowych, zaproponowali Duchesne i inni (1999). Model ten można nazwać umownie „cypłowym (jęzorowym) wytapieniem skorupowym” (ang. *crustal tongue melting*). W modelu tym zakładano kluczową rolę głęboko zakorzenionych struktur tektonicznych, np. szwów kolizyjnych, czy też granic terranów. Struktury te wpływały na generację różnego typu magm i na sposób ich umiejscawiania w skorupie. Ten model dobrze pasuje do nowych danych strukturalnych i kinematycznych z obszaru masywu suwalskiego.

Baltika

Zależności między rozwojem stref ścinania a intruzjami granitowymi są fundamentalne do zrozumienia ewolucji proterozoicznej kratonu wschodnioeuropejskiego. Na obszarze tarczy bałtyckiej, gdzie odsłonięte są skały proterozoiczne, z każdym rokiem wzrasta liczba rozpoznanych stref ścinania podatnego (Ehlers i in., 1993; Kärki i in., 1993; Högdahl i in., 1996; Stephens i in., 1996; Beunk i in., 1996; Högdahl, Sjöström, 2001). Procesy ścinania pokrywają się czasowo z plutonizmem granitowym (Obst i in., 2004; Motuza i in., 2006; Zariņš, Johansson, 2009).

Tradycyjnie, szeroko znany kontynentalny magmatyzm z granitami typu rapakiwi interpretowano jako niezwiązany z procesami orogenicznymi i dlatego określano ten magmatyzm jako anorogeniczny. Bridwater i Windley (1973) sugerowali, że intruzje granitów rapakiwi były wywołane w globalnej skali aktywnością płaszczka, ryftingiem skorupy i pokrywały się z tzw. zjawiskiem (etapem) anortozytowym. Z czasem jednak coraz więcej badaczy było skłonnych uważać, że kompleksy granitów rapakiwi były umiejscawiane przeważnie na obszarach łukowo-akrecyjnych około 50–200 mln lat po ich orogenicznym rozwoju i że te intrakratoniczne magmy mogą być przejawem niektórych aspektów orogenezy (Windley, 1993). Jeżeli jest to poprawny wniosek, to granity typu rapakiwi powinny być uważane za wyraz późnej, schyłkowej orogenezy, a luka czasowa pomiędzy etapem kompresyjnym a ich umiejscowieniem zależała głównie od temperatury powierzchni Moho i skali pogrubienia skorupowego w paśmie orogenicznym (*op. cit.*). Windley (1993) twierdził, że magmatyzm granitoidowy typu rapakiwi w Swekofeniach wynikał z wydłużonego w czasie ekstensyjnego kolapsu pogrubionej skorupy kontynentalnej, czyli że ten magmatyzm nie był anorogeniczny. Ostatni duży epizod przebudowy skorupy w swekofeńskim paśmie orogenicznym jest wyrażony przez liczący około 1,65–1,51 mld lat magmatyzm granitoidowy typu rapakiwi i związane z nim intruzje skał maficznych rozciągające się od jeziora Ładoga do Litwy i centralnej Szwecji (Ramo i in., 1996). Åhäll i inni (1995, 2000) sugerowali ściśle powiązania przyczynowe między magmatyzmem granitoidowym typu rapakiwi a procesami aktywnej akrecji wzdłuż zachodnich brzegów tarczy bałtyckiej podczas orogenezy gotyjskiej (1,75–1,55 mld lat).

Obecnie coraz powszechniej uważa się, że regionalne strefy tektoniczne wpływały w sposób decydujący na rozmieszczenie tzw. anorogenicznych intruzji o wieku od około 1,65 do 1,40 mld lat w całej południowej części tarczy bałtyckiej (Windley, 1993; Claesson i in., 2001), a nawet na południe od niej, czyli na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, także na obszarze Polski. Związane z tym magmatyzmem wystąpienia granitów rapakiwi miały być zlokalizowane wzdłuż wcześniej wykształconych stref osłabienia w skorupie w warunkach regionalnej ekstensji (Nironen, 1997). Tradycyjnie do anorogenicznych skał magmowych zaliczano asocjacje intruzji granitów rapakiwi i anortozytów oraz młodsze intruzje magmowe w południowo-zachodniej Szwecji, na Bornholmie i w okolicach Rygi. Ten ostatni masyw

zbudowany z granitów rapakiwi i anortozytów o wieku ok. 1,58 mld lat (Ramö i in., 1996) uważa się za masyw, którego ewolucja prawdopodobnie była związana z równoleżnikową strefą tektoniczną (uskokową i strefą ścinania podatnego).

W rejonie Blekinge, między dwoma granitowymi plutonami (Karlshamn i Eringsboda) o wieku około 1,47–1,45 mld lat, rozpoznano tzw. strefę deformacji Karlskrony (Čečys, Benn, 2007). Strefa ścinania przebiega w kierunku NW–SE i zapada ku NE pod umiarkowanymi kątami. Obejmuje ona system (o szerokości ponad 10 km) intensywnie zdeformowanych gnejsów i mylonitów o różnym protolicie i cechuje się ona anastomozującym przebiegiem stref ścinania. Rozwój tej strefy deformacji (ścinania prostego) w rejonie Blekinge odbył się podczas kompresyjnych deformacji około 1,47–1,45 mld lat temu (*op. cit.*). Wyniki te przeczą powszechnie akceptowanej interpretacji, że granitoidy typu A o wieku około 1,47–1,45 mld lat, w południowej Szwecji były umiejscawiane w środowisku anorogenicznym (Åberg i in., 1984, 1985; Åberg, 1988). Dotychczas zakładano, że te ciała plutoniczne nie były zdeformowane w czasie ich umiejscawiania. Jednak nowe badania wskazują, że w tych granitoidach występują zarówno foliacja magmowa, jak i foliacje wysokotemperaturowe, a także, że więźba (magma i metamorficzna) jest w ciągłości strukturalnej z foliacją w skałach ich osłony. Takie relacje strukturalne wskazują na reżim kompresyjny podczas umiejscawiania granitoidów (Nyman i in., 1994; Karlstrom i in., 1993, 2001). Podobne zależności stwierdzono w Skanii i założono tam umiejscawianie granitoidów przy kompresji w kierunku ENE–WSW (Čečys i in., 2002). Na Bornholmie większość granitoidów wykazuje foliację S_M o upadach skierowanych ku N i NNE (Gravesen, 1996; Cymerman, 2004b). Podsumowując, w okresie około 1,47–1,45 mln lat w regionie Blekinge-Bornholm magmatyzm granitoidowy był synchroniczny z kompresją w kierunku od NNE–SSE do ENE–WSW.

Kompleks mazurski

Wystąpienia podobnych, ale młodszych ciał (o wieku około 1,5 mld lat) w Polsce (Claesson i in., 1995) oraz oddzielne mniejsze wystąpienia podobnych skał na Litwie (Sundblad i in., 1994; Skridlaite i in., 2003), uznano za związane ze strefą tektoniczną odpowiedzialną za intruzje tzw. anorogenicznego kompleksu mazurskiego (Bogdanova i in., 2001; Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002a, 2007). Dotychczas podawano różne sugestie na temat umiejscawiania się kompleksu mazurskiego. Jego genezę uznawano za związaną ze środowiskiem post-kolizyjnym (Bągiński i in., 2007) lub z reżimem transpresyjnym lub kompresyjnym (Skridlaite i in., 2003; Cymerman, 2007).

Dörr i inni (2002) przyjęli, za pierwowzorem z masywu Salmi w Rosji (Amelin i in., 1997), że kompleks ten jest związany z równoleżnikową nieciągłością w litosferze, a wywołaną początkowym lub zamarłym w rozwoju ryftingiem skorupy kontynentalnej. Wiszniewska i inni (2002a) sugerowali diapiryczne umiejscawianie tego kompleksu wzdłuż tej samej, hipotetycznej równoleżnikowej nieciągłości. Taki

równoleżnikowy lineament jest także przyjęty przez Skridlaite i innych (2003), chociaż w pracy tej podkreślono dominację reżimu kompresyjnego bądź transpresyjnego. Ten lineament na Mazurach był interpretowany również jako prawoskrętna strefa przesuwca (Bogdanova i in., 2001). Jednak w świetle danych strukturalnych i kinematycznych z otworów północno-wschodniej Polski oraz z sąsiednich obszarów południowo-zachodniej Litwy, nie do utrzymania jest pogląd o istnieniu w regionalnej skali przesuwczej, prawoskrętnej strefy ścinania na Mazurach (Cymerman, 2007).

Dane kinematyczne z kompleksu mazurskiego i z masywu suwalskiego wskazują na dominację reżimu kompresyjnego (Cymerman, 2004a; 2006a, b, 2007), dlatego sugerowane jest zaniechanie używania dotychczasowego terminu granity „anorogeniczne” do skał kompleksu mazurskiego i masywu suwalskiego oraz rozpatrywanie ciał plutonicznych typu AMCG jako wynik tektoniki kompresyjnej lub transpresyjnej w czasie procesów orogenicznych. Nie ma także żadnych danych strukturalnych potwierdzających istnienie ponadregionalnej równoleżnikowej strefy tektonicznej o cechach prawoskrętnej strefy ścinania na obszarze północno-wschodniej Polski, co zakładało wielu badaczy (Bogdanova i in., 2001; Wiszniewska i in., 2002a; Skridlaite i in., 2003).

W świetle nowych danych strukturalnych wydaje się, że tzw. kompleksy AMCG powstały w wyniku syn- lub późno-orogenicznych procesów orogenezy duńsko-polonijnej (Bogdanova, 2005; Bogdanova i in., 2006, 2008). Deformacje intruzji magmowych były heterogeniczne w charakterze i intensywności. Znaczna część skał magmowych została przetransponowana w gnejsy oczkowe lub laminowane. Heterogeniczna deformacja z udziałem mechanizmów rozkładu odkształcenia (porozdzielania deformacyjnego) doprowadziła do rozwoju tektonicznych soczew zwykle słabo- lub wcale niezdeformowanych granitów.

Zasadowy masyw suwalski powstał prawdopodobnie w wyniku przetopienia dolnej, maficznej skorupy kontynentalnej (Wiszniewska, 2002; Wiszniewska i in., 2002a, b). Sucha maficzna materia typu gabronorytów lub jotunitów w formie megaplastrów lub „jezorów” była podsuwana podczas kolizji terranów, a zarazem pogrążana w astenosferze razem z górnym płaszczem kontynentalnej litosfery. Wzdłuż stref kolizyjnych, uznawanych za strefy osłabienia, przemieszczały się magmy o różnym składzie, powstałe w wyniku procesów anateksis. Ten geotektoniczny model rozwoju masywu suwalskiego (*op. cit.*) jest zbliżony do wcześniejszych sugestii, że masyw ten powstał w wyniku dyferencjacji magmy zasadowej i ostatecznie uformował się w wyniku procesów pomagmowych i metasomatycznych (Kurbiel i in., 1979; Kubicki, Siemiątkowski, 1979). Model „jezorowego wytapiania skorupowego” (Duchesne i in., 1999) dobrze łączy też dotychczasowe niektóre hipotezy na temat genezy masywu suwalskiego. Dotyczy to zarówno hipotezy magmowego pochodzenia tego masywu z udziałem procesów dynamometamorficznych (Juskowiak, 1971, 1973; Kurbiel i in., 1979; Kubicki, Siemiątkowski, 1979), jak i hipotezy anatektyczno-reomorficznej z dyferencjalnymi procesami anateksis i reomorficznym wyciskaniem magm ku północy

(Ryka, 1979, 1998). Co równie istotne, model ten nie stoi w sprzeczności z wynikami analizy strukturalnej i kinematycznej z obszaru całego masywu suwalskiego przedstawionymi w niniejszej monografii.

STREFY ŚCINANIA PŁYTKIE CZY GŁĘBOKIE?

Drugi zasadniczy problem geotektoniczny dotyczy zagadnienia, do jakiej głębokości występują strefy ścinania podatnego na obszarze wczesnomezoproterozoicznego (kałym) masywu suwalskiego? Pytanie to wiąże się ściśle z innym zagadnieniem – do jakiej głębokości w litosferze występują strefy ścinania podatnego na obszarze późnopaleoproterozoicznego (1,81–1,75 mld lat) kratonu wschodnioeuropejskiego? Przyjęcie modelu „płytkiego” lub „głębokiego” rozwoju stref ścinania ma ogromne znaczenie przy konstrukcji geologicznych profili interpretacyjnych oraz tworzeniu modeli geotektonicznych.

Na obszarze Baltiki, podobnie jak na obszarze Laurentii, udokumentowano liczne strefy ścinania podatnego (Ehlers i in., 1993; Kärki i in., 1993; Högdahl i in., 1996; Stephens i in., 1996; Beunk i in., 1996; Lafrance i in., 1996, 1998; Högdahl, Sjöström, 2001; Karlstrom i in., 2001; Aspler i in., 2002; Cymerman, 2004b; Čečys, Benn, 2007; Davidson, 2008; Brueckner, 2009). Rozwój stref ścinania opisywano w różnych skałach, m.in. w granulitach, a także w anortozytach, gabronorytach i metagabrach (Brodie, Rutter, 1985; Kruse, Stünitz, 1999), czyli w skałach pochodzących także z dolnej skorupy. Pozwala to zakładać, że strefy ścinania podatnego rozwijały się aż do powierzchni Moho (Behrmann, Mainprice, 1987). Profile sejsmiczne z podatnymi ścinania do powierzchni Moho z intrakrustalnymi imbrakacjami i nasunięciami listrycznymi w górnej skorupie, a płytko zapadającymi nasunięciami podatnymi w dolnej skorupie przedstawili m.in. Hajnal i inni (1996) oraz Ross i inni (2000). Twiss i Moores (2007), podobnie jak Sanderson (1982), taką listryczną formę podatnych nasunięć wiąże z trzema różnymi mechanizmami ich umiejscawiania: poślizgiem grawitacyjnym, skracaniem horyzontalnym oraz kolapsem grawitacyjnym. Stewart i inni (2009) na podstawie zintegrowanych badań strukturalnych i geofizycznych stwierdzili strefy ścinania penetrujące całą litosferę, powstałe w wyniku skracania horyzontalnego w skałach proterozoicznych kratonu Gawler w Australii.

Podatne strefy ścinania są intensywnie badanymi strukturami geologicznymi uwzględniając różne aspekty ich powstania (Holyoke, Tullis, 2006; Vitale, Mazzoli, 2008; Gerbi i in., 2010). Rozwijały się one w szerokim zakresie ciśnień i temperatur, tempa odkształcenia, zmiennej reologii, infiltracji fluidów, lokalizacji deformacji itd. Strefy ścinania powstają na wszystkich etapach umiejscawiania, wzrostu i ochłodzenia plutonów w szerokim spektrum warunków – od magmowych do subsolidusowych. Ultrawysokotemperaturowe strefy ścinania powstałe podczas umiejscawiania i ochłodzenia anortozytów mezoproterozoicznych opisano z zachodniej części USA (Lafrance i in., 1996; 1998). Mikrostruktury plagioklastu w ultrawysokotemperaturowych strefach ścina-

nia przypominają mikrostruktury oliwinowe w ofiolitach (Ceuleneer i in., 1988; Suhr, 1993). Lafrance i inni (1998) na podstawie kryteriów mikrostrukturalnych oddzielili ultrawysokotemperaturowe strefy ścinania od subsolidusowych stref ścinania powstałych w warunkach facji granulitowej w skałach maficznych. Intensywną rekrytalizację ortopiroksenów obserwowano w strefach ścinania z facji granulitowej (Lafrance i in., 1996, 1998), a także z perydotytów płaszcza (Suhr, 1993). Ultrawysokotemperaturowe strefy ścinania powstały z udziałem stopu z przestrzeni interstycjalnych, które ulegały krystalizacji i rekrytalizacji. Rozwój tych stref kontynuował się podczas ochładzania anortozytów do temperatury około 860–940°C (Lafrance i in., 1996, 1998). Subsolidusowe strefy ścinania powstały w wyniku procesów kruchych (rozwoju spękań) nawet w warunkach facji granulitowej, jednak bez udziału stopu (*op. cit.*).

Zależności między magmatyzmem granitowym a migmatytyzacją skał osłony opisali m.in. Skar i Pedersen (2003). Uważają oni, że początkowa migmatytyzacja była związana z magmatyzmem gabrowym w czasie orogenezy swekonorweskiej (ok. 1,0–0,9 mld lat). Rozwój leukosomów w czasie migmatytyzacji w żyłowych skałach gnejsowych jest zjawiskiem pospolitym w orogenicie swekonorweskiej (Andersson i in., 1999). Dowodem na częściowe topienie się skał w warunkach metamorfizmu regionalnego są leukosomy, szczególnie obficie występujące wśród silnie zdeformowanych partii granitów. Leukosomy występują jako gruboziarniste szliry pegmatytowe lub jako drobnoziarniste szliry granitowo-aplitowe z dyfuzyjnymi granicami w skałach osłony z dominacją równoległego do warstw żyłkowania stromatytowego. Z kolei skały gabroidalne występują pospolicie jako soczewy lub warstwy o zmiennej miąższości, zorientowane zgodnie z więzłą w gnejsach i migmatytach. Odwodnione skały maficzne są bardziej odporne na deformacje i procesy rekrytalizacji niż gnejsy czy migmatyty i dlatego tworzą one soczewy tektoniczne (Passchier i in., 1990).

Na podstawie powyższych rozważań można przyjąć, że strefy ścinania podatnego rozwijały się nie tylko w górnej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego, ale także w dolnej skorupie aż do powierzchni Moho, a może i poniżej tej powierzchni. Świadczą o tym podobieństwa litologiczne i strukturalne. Wysokotemperaturowe strefy ścinania występują także wśród migmatytów w północno-wschodniej Polsce (Cymerman, 2004a). Te strefy ścinania były jednak najprawdopodobniej związane z orogenezą swekofska zakończoną na pograniczu stateru i orosiru około 1,80 mld lat temu (tab. 5).

Przyjmowanie, że kompleks mazurski jako wieloetapowa intruzja kałymska (wczesnopaleoproterozoiczna) typu AMCG była umiejscawiana w górnej skorupie w środowisku wewnątrzpłytkowym i anorogenicznym na głębokości około 5–7 km (Lorenc, Wiszniewska, 1999; Wiszniewska i in., 1999, 2002a, 2007) wskazuje, że nie mogły w tym kompleksie powstać nie tylko wysokotemperaturowe strefy ścinania, ale nawet żadne strefy ścinania podatnego. Te jednak są dobrze udokumentowane i intensywnie rozwinięte na obszarze masywu suwalskiego, będącego klasycznym przykładem intruzji typu AMCG. Strefy ścinania podatnego

powstają w litosferze na głębokości co najmniej 15–20 km i w temperaturach powyżej 300°C. Udokumentowanie licznych stref ścinania podatnego w części rozwijających się już w czasie rozpoczęcia umiejscawiania intruzji AMCG wskazuje na środkowoskorupowe, a może i dolnoskorupowe warunki podczas synkinematycznej intruzji suwalskiej.

Skały zmetamorfizowane w warunkach facji granulitowej podczas orogenezy swekofeńskiej występują m.in. na obszarze podlaskiego pasa granulitowego oraz na Kaszubach. Skały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej w czasie orogenezy swekofeńskiej dominują na Mazowszu. Dwupiroksenowe granulity, enderbity, czarnokity oraz oliwinowe i piroksenowe ortognejsy osiągnęły tam temperaturę do około 680°C i ciśnienia do 7 kbar (Krzemińska, 2010). Skały z zachodnioliteńskiego pasa granulitowego (maficzne granulity i metapelite granulitowe) (Motuza, Skridlaite, 1996; Motuza, 2005), występujące także na Suwalszczyźnie, uległy jeszcze wyższym warunkom metamorfizmu (ciśnieniu około 7,5–9,0 kbar i temperaturze w zakresie 750–850°C). Wiek skał z facji granulitowej wynosi od około 1,81 do prawie 1,55 mld lat (Skridlaite, Motuza, 2001). Wskazuje to wybitnie, że podczas pierwszego epizodu magmatyzmu kompleksu mazurskiego panowały w kalymie jeszcze warunki PT typowe dla facji granulitowej metamorfizmu regionalnego.

Wiszniewska i inni (2011) oznaczyli wiek amfibolitowej facji metamorfizmu na około 1502 mln lat z paragnejsów w otworze Gdańsk IG 1. Czas powstania granitoidów i ortognejsów na Bornholmie waha się od 1445 do 1473 mln lat, a obecność odziedziczonych cyrkonów o wieku 1,70–1,80 mld lat wskazuje, że w magmach granitowych jest zachowany także starszy, stateriański materiał skorupowy (Zariņš, Johansson, 2009). Deformacje z rozwojem prawie równoleżnikowo przebiegającej foliacji S_M i regionalny metamorfizm odbył się prawdopodobnie w bliskim związku z magmatyzmem o wieku 1,47–1,45 mld lat (*op. cit.*). Post-magmowe i/lub post-metamorficzne ochłodzenie kontynuowało się aż do 1,43 mld lat, na co wskazują datowania tytanitu (*op. cit.*).

Bagiński i inni (2007) na podstawie danych geochemicznych sklasyfikowali granitoidy kompleksu mazurskiego jako grupę intruzji postkolizyjnych przeważnie o sygnaturze geochemicznej pośredniej pomiędzy granitoidami wewnątrzplutowymi a granitoidami łuku wulkanicznego. Petrolodzy ci wydzielili też dwie grupy granitoidów kompleksu mazurskiego, odzwierciedlające różnice w ich składzie chemicznym i genezie. Pierwsza z nich powstała z przetopienia juvenilnej skorupy maficznej pochodzącej z górnego płaszczu. Druga grupa miała powstać w wyniku skorupowej kontaminacji lub ze źródła skorupowego. Granity z otoczenia masywu suwalskiego (otwory Filipów PIG 1 i Pawłówka PIG 1) są typem pośrednim między tymi grupami (*op. cit.*). Część granitoidów kompleksu mazurskiego jest produktem przetopienia skorupy swekofeńskiej, a pozostała część (głównie zasadowa) pochodzi z płaszczu ze skorupową kontaminacją lub jest wynikiem wymieszania magm płaszczowych i skorupowych (*op. cit.*). Tłumaczy to dobrze dlaczego w masywie suwalskim występują strefy ścinania podatnego, w tym także wysokotempera-

turowego. Podobne wysokotemperaturowe mylonity (produkty deformacji niekoaksjalnej) opisali m.in. Behrmann i Mainprice (1987) oraz Kruse i Stünitz (1999). Na podstawie tych analogii i udokumentowania podobnych stref ścinania podatnego na terenie masywu suwalskiego można stwierdzić, że strefy te rozwijały się od głębokości dolnoskorupowych aż do głębokości około kilkunastu km od ówczesnej powierzchni. Wyłania się tu pytanie o czas ich rozwoju i o tym zagadnieniu traktuje kolejny rozdział monografii.

WIELOFAZOWA CZY PROGRESYWNA DEFORMACJA?

W świetle dotychczasowych oznaczeń radiometrycznych można stwierdzić, że na obszarze polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego skały krystaliczne powstały w czasie orogenezy swekofeńskiej (1,95–1,77 lub 1,91–1,79 mld lat) i gotyjskiej (1,65–1,50 lub 1,65–1,45 mld lat). Jak już wcześniej przedstawiono, najliczniejsze datowania radiometryczne polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego wykonano w skałach masywu suwalskiego i kompleksu mazurskiego (tab. 5). Oznaczenia te grupują się w dwa przedziały wiekowe: starsze – paleoproterozoiczne (ok. 1,85–1,80 mld lat), obejmujące intruzje kwaśne i zasadowe oraz młodsze – mezoproterozoiczne (ok. 1,55–1,45 mld lat), charakteryzujące intruzje typu AMCG (anortozyty, mangeryty, czarnokity i granity typu rapakiwi).

Powstanie skał mylonitycznych w warunkach podatnego ścinania prostego w skałach zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego odbyło się w czasie deformacji nasunięciowej do transpresyjnej (Cymerman, 2004a, b). Dotychczas zakładano, że do tej deformacji doszło podczas swekofeńskiej kolizji płyty fennoskandzkiej z paleokontynentem Sarmacji (Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Bogdanova, i in., 1994; Bogdanova, Gorbatshev, 1997). Czas tych procesów orogenicznych wahał się od około 1,80 do 1,65 mld lat (Elming i in., 1993). Założenia te są zgodne z oznaczeniami – wykonanymi za pomocą metody $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – hornblendy z południowej Litwy i zachodniej Białorusi, gdzie wiek „plateau” waha się między 1,67 a 1,62 mld lat (Bogdanova i in., 2001). Z drugiej strony datowania metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblendy z regionu Lazdijai (południowo-zachodnia część Litwy) i biotyty z kompleksu mazurskiego wskazują na silną przebudowę tektonotermalną starszych skał i magmatyzm o wieku około 1,50–1,45 mld lat (Bogdanova i in., 2001), a także na „wieki ochłodzenia” tych skał w czasie 1,43–1,42 mld lat temu (Dörr i in., 2001).

Bogdanova (2001, 2005) wprowadziła nowy termin – orogeneza duńsko-polonijna (duńsko-polska) dla intrakratonicznych deformacji w okresie około 1,50–1,45 mld lat temu na obszarze zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. W czasie tej orogenezy doszło prawdopodobnie do dalszego, lokalnie intensywnego rozwoju stref ścinania podatnego w reżimie kompresyjnym (Cymerman, 2004a, b), przebudowy litosfery aż do górnego płaszczu (Środa i in., 1999; Czuba i in., 2002) oraz lokalnego rozwoju epizodycznego magmatyzmu typu AMCG (Wiszniewska i in., 2002a; Skridlaite i in., 2003).

Datowania radiometryczne kompleksu mazurskiego (tab. 5) wskazują na trwające prawie 60 milionów lat umiejscawianie kompleksu mazurskiego (od około 1487 mln lat do prawie 1550 mln lat) (Dörr i in., 2001, 2002; Bagiński, Krzemińska, 2005; Wiszniewska i in., 2007). Brak jest jednak korelacji między czasem poszczególnych epizodów magmatyzmu a danymi geochemicznymi i składem petrograficznym granitoidów tego kompleksu. W różnych miejscach dioryty, granodiority, monzonity kwarcowe i monzonity mogły intrudować w różnym czasie.

Od kilku dziesięcioleci przyjmuje się, że masyw suwalski jest zasadową intruzją typu syn-tektonicznego, powstałą w strefie dużego, równoleżnikowego rozłamu tektonicznego (Juskowiak, 1971, 1973; Ryka, 1982, 1998a, b; Kubicki, Ryka, 1982). Tylko pierwsza część tego założenia jest zgodna z wynikami analizy strukturalnej i kinematycznej z masywu suwalskiego. Jednak w świetle tej analizy nie ma żadnych dowodów na istnienie tego hipotetycznego równoleżnikowego rozłamu tektonicznego.

Wyniki szczegółowych badań strukturalnych i kinematycznych rdzeni z otworów masywu suwalskiego dały podstawę przedstawienia geometrii oraz ewolucji tektonicznej tego masywu. W wyniku tych badań rozpoznano tam łącznie ponad trzy tysiące stref ścinania podatnego powstałych prawdopodobnie w wyniku długotrwałych procesów podczas głównej deformacji D_2 (tab. 5). We wcześniejszych pracach tektonicznych była ona oznaczana jako deformacja D_1 ¹³ (Cymerman, 2004a, b, 2006a, b, 2007). Cymerman (2004a, 2006a, 2007) w prawie każdym z badanych otworów stwierdził mniej liczne i mniej wiarygodne dane strukturalne świadczące także o tensyjnym polu naprężeń. Powstanie ekstensywnych struktur związanych ze słabą deformacją D_3 było wywołane najprawdopodobniej wynoszeniem masywu suwalskiego podczas schyłkowych ruchów orogenezy duńsko-polonijnej w środkowym mezoproterozoiku (tab. 5). Rozwój struktur tektonicznych na terenie masywu suwalskiego odbywał się podczas orogenezy duńsko-polonijnej (*sensu* Bogdanova, 2001, 2005), czyli w okresie od około 1487 od prawie 1550 mln lat podczas umiejscawiania kompleksu mazurskiego (Dörr i in., 2001, 2002; Wiszniewska i in., 2002a, b, 2007; Bagiński, Krzemińska, 2005).

Powstanie bardzo zróżnicowanych skał mylonitycznych w warunkach podatnego ścinania prostego miało miejsce podczas nasunięciowej deformacji D_2 . Lokalnie stwierdzono także reżim transpresyjny we wschodniej części masywu suwalskiego. 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 w ewolucji stref ścinania jest jednak niezwykle trudne i wymaga ilościowej charakterystyki rozkładu przestrzennego i czasowego deformacji. W przypadku niezorientowanych i nie datowanych radiometrycznie struktur tektonicznych z otworów ma-

sywu suwalskiego jest to obecnie zadanie niewykonalne. Przy obecnym stanie rozpoznania strukturalnego i kinematycznego masywu suwalskiego można jedynie umownie zakładać progresywny rozwój struktur tektonicznych w miarę stałych ramach kinematycznych.

BIEGI FOLIACJI W KIERUNKU NW–SE CZY NE–SW?

Kolejnym problematycznym zagadnieniem geotektonicznym jest przebieg foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji złożonej $S_M (\pm S_0)$ w kierunku NW–SE lub NE–SW w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Cymerman (2004a, b) początkowo zakładał, że orientacja foliacji S_M w północno-wschodniej Polsce jest zróżnicowana regionalnie. Cymerman (2006a, b, 2007) po ponownej analizie danych źródłowych i nowych badaniach całego masywu suwalskiego doszedł do przekonania, że zasadnicza orientacja foliacji S_M i granic litologicznych jest w kierunku zbliżonym do NW–SE, nie tylko dla obszaru Podlasia i Suwalszczyzny, jak wcześniej zakładał (Cymerman, 2004a), ale także dla regionów Pomorza Wschodniego, Warmii i Mazur oraz południowo-zachodniej Litwy (fig. 27).

Na tle magnetycznej (fig. 3) i grawimetrycznej (fig. 4) depresji suwalskiej zaznaczają się bardzo wyraźnie anomalie Krzemianki i Udrynia, a także Jeziora Okrągłego (Wybraniec i in., 1993; Cieśla, Wybraniec, 1998; Cieśla i in., 1998). Do przedstawienia nowej mapy geologicznej masywu suwalskiego i biegu foliacji mogą być pomocne transformowane mapy anomalii grawimetrycznych (fig. 24) i magnetycznych, wykorzystujące nowe możliwości prezentacji pól potencjalnych. Obraz transformowany powstaje w ten sposób, że wartości funkcji (anomalie Bouguera) są prezentowane za pomocą składowej barwy chromatycznej, a wartości inklinacji są przedstawiane za pomocą jasności barw. Mapy transformowane dostarczają lepszego wglądu w budowę geologiczną masywu suwalskiego, zwłaszcza na mapach z zastosowaniem 2 i 3 pochodnej pionowej (*op. cit.*).

Upady foliacji S_M lub $S_M (\pm S_0)$ są prawdopodobnie skierowane ku NE do NNE na obszarze większej części północno-wschodniej Polski (Cymerman, 2006b). Upady foliacji ku SW charakteryzują najprawdopodobniej amfibolity okolic Łomży i znaczną część zachodniej osłony masywu suwalskiego oraz wszystkie obszary złożowe tego masywu (Cymerman, 2004a). Takie stałe biegi foliacji w powiązaniu z dominującym, nasunięciowym, a tylko miejscami słabym transpresyjnym reżimem deformacji, wskazują na nasuwanie się wyżej ległych domen strukturalnych (i litotektonicznych) ku SW na większym obszarze północno-wschodniej Polski. Taki nasuwczy reżim deformacji z rozwojem stref ścinania podatnego, często o charakterze penetratywnym (foliacja regionalna S_1) jest związany z deformacją D_1 podczas orogenezy swekofeńskiej. Udokumentowany transport tektoniczny ku SW odbywał się w warunkach metamorfizmu regionalnego w facji granulitowej i amfibolitowej (tab. 5).

¹³ Deformacja D wskazywała jedynie, że w danym otworze stwierdzono produkty tej pierwszej i głównej deformacji.

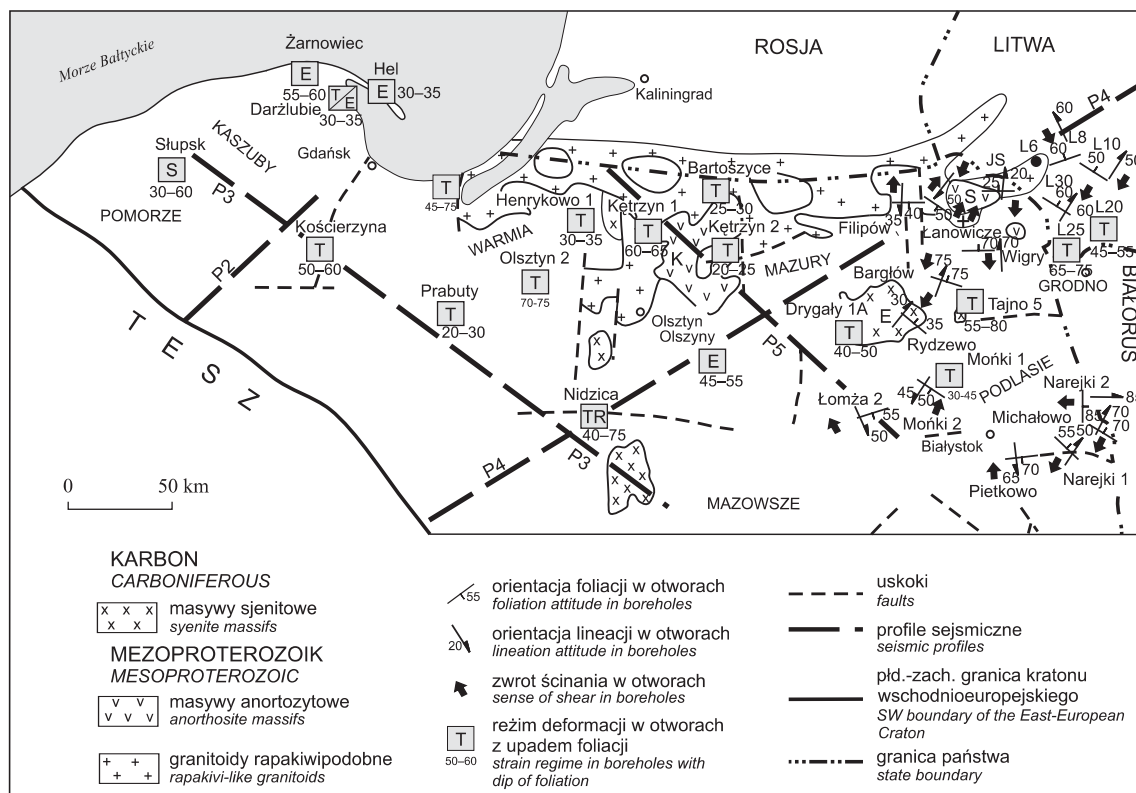


Fig. 27. Mapa strukturalno-kinematyczna północno-wschodniej Polski i południowo-zachodniej Litwy z lokalizacją wybranych otworów wiertniczych zakończonych w podłożu krystalicznym

Skróty nazw masywów: E – ełcki, K – kętrzyński, M – mławski, S – suwalski, V – Veisiejai; skróty otworów wiertniczych: JS – Jezioro Szlinokijskie, L6 – Lazdijai 6, L8 – Lazdijai 8, L10 – Lazdijai 10, L20 – Lazdijai 20, L25 – Lazdijai 25 i L30 – Lazdijai 30. Litery w ramkach wskazują na reżim deformacji: E – ekstensyjny, S – przesuwczy, T – nasuwczy, Tr – transpresyjny

Structural-kinematic sketch-map of northeastern Poland and southwestern Lithuania with the location of selected boreholes that bottomed out in the crystalline basement

Abbreviations of massif names: E – Ełk, K – Kętrzyn, M – Mława, S – Suwałki, V – Veisiejai; borehole abbreviations: JS – Jezioro Szlinokijskie; L6 – Lazdijai 6, L8 – Lazdijai 8, L10 – Lazdijai 10, L20 – Lazdijai 20, L25 – Lazdijai 25, L30 – Lazdijai 30. The letters in boxes indicate the strain regime: E – extension, S – strike-slip, T – thrusting, Tr – transpression

Z kolei przemieszczenia nasuwcze ku NE są bardzo dobrze udokumentowane na obszarze masywu suwalskiego, a zwłaszcza obydwu części złoża Krzemianka. Do tych przemieszczeń tektonicznych doszło na obszarze tego masywu w wyniku orogenezy duńsko-polonijnej. Powstała wtedy najpierw foliacja magmowa (z płynięcia S_0), potem foliacja złożona $S_M (\pm S_0)$ i najbardziej niepenetratywna struktura planarna, czyli foliacja mylonityczna S_M .

Rozpoznanie przemieszczania wyżej ległych domen (cienkich łusek tektonicznych, dupleksów) ku NE na obszarze złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka, Udryń, a także w okolicy Jeziora Okrągłego i Jeleniewa wśród domen przemieszczanych ku SW, zmusza do przyjęcia przemieszczeń przesuwczych do transpresyjnych pomiędzy domenami strukturalnymi (dupleksami) o odmiennym zwrocie transportu tektonicznego na obszarze masywu suwalskiego (fig. 26). Lewoskrętna strefa przesuwcza lub transpresyjna znajduje się na zachód od złoża Krzemianka (fig. 25). Z kolei prawdopodobna prawoskrętna strefa przesuwcza lub transpresyjna jest zlokalizowana kilka km na wschód od złoża Udryń.

Model nasunięciowej tektoniki z cienkimi domenami (łuskami) w obrębie zachodniej części kratonu wschodnio-

europiejskiego znajduje swoje odpowiedniki w innych pasmach orogenicznych. Przykładów ponasuwanych w jednym kierunku cienko- i/lub grubopakietowych (złuszczonych) zestawów nasunięciowych jest bardzo wiele w literaturze (Brown, 1994; Cymerman, 1997; Aspler i in., 2002). Aspler i inni (2002) doszli do wniosku, że cała skorupa była wciągnięta w deformacje paleoproterozoiczne w północno-zachodniej Kanadzie.

Podsumowując, bieg głównych planarnych elementów strukturalnych (foliacja magmowa S_0 , foliacja złożona $S_M (\pm S_0)$ i foliacja mylonityczna S_M) na terenie masywu suwalskiego jest w kierunku zbliżonym do NW–SE lub WNW–ESE. Na obszarze tego masywu, a zwłaszcza złóż Krzemianka i Udryń, foliacja zapada ku SW. Na pozostałym obszarze północno-wschodniej Polski i południowo-zachodniej Litwy upady regionalnej, starszej (swekofeńskiej) foliacji są najczęściej skierowane ku NE lub NNE. W nielicznych tylko otworach ta swekofeńska foliacja może zapadać także ku SW i SSE. Znacznie rzadsze i mniej wiarygodne wydają się być biegi foliacji S_1 w kierunku NE–SW z upadami skierowanymi ku NW lub SE.

STRUKTURALNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU MINERALIZACJI RUDNEJ

Wyniki badań strukturalnych i analiza kinematyczna rdzeni wiertniczych stanowią główne nowe przesłanki, na których zbudowano model mezoproterozoicznej ewolucji tektonicznej masywu suwalskiego, a także rozwoju mineralizacji rudnych. Model takiej ewolucji tektonicznej masywu suwalskiego omówiono w poprzednim rozdziale, natomiast w obecnym skoncentrowano się na powiązaniu danych strukturalnych i kinematycznych z rozwojem mineralizacji Fe-Ti-V w złożach Krzemianka i Udryń oraz w innych miejscach masywu suwalskiego.

Powstaje podstawowe pytanie, czy główna mineralizacja magnetytowo-ilmenitowa powstała przed czy też w czasie, prawdopodobnie długotrwałych, procesów ścinania prostego? Często opisywany tzw. pseudowarstwowy charakter ciał rudnych i norytów, a lokalnie także anortozytów i gabronorytów (Kurbiel i in., 1979; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Juskowiak, 1998; Parecki, 1998) oraz podawane przykłady miejscami silnie zdeformowanych ferrolitów (w warunkach ścinania prostego) świadczą o synkinematycznym rozwoju przynajmniej części ciał rudnych na terenie masywu suwalskiego.

Rozpoznanie podatnych stref ścinania oraz nasuwczego (kompresyjnego) charakteru deformacji na obszarze złoża Krzemianka w zmieniających się warunkach wysokich ciśnień i temperatur (Wiszniewska, 2002), a więc w warunkach metamorficznych, wnosi wiele nowego do dyskusji na temat genezy masywu suwalskiego. Juskowiak (1971, 1973), Kubicki i Siemiątkowski (1979) oraz Ryka (1998a, b) przyjmowali, że masyw suwalski jest zasadową intruzją typu syntektonicznego, powstała w strefie hipotetycznego, równoleżnikowego rozłamu tektonicznego. Syntektoniczny charakter tej intruzji jest zgodny z wynikami analizy strukturalnej i kinematycznej z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. W świetle tej analizy nie ma jednak dowodów na równoleżnikowo przebiegający rozłam tektoniczny. W brzeżnej południowo-zachodniej części masywu suwalskiego doszło do silnie heterogenicznych deformacji typu ścinania prostego z nasuwaniem pakietu łusek tektonicznych (dupleksów) ku NE.

Z anortozytami i norytami masywu suwalskiego ściśle współwystępują złoża rud tytanowo-magnetytowych, związane genetycznie z tym samym źródłem magmowym (Wiszniewska, 2002). Wiszniewska (2002) wyróżniła dwa główne etapy utworzenia się mineralizacji kruszcowej w masywie suwalskim: magmowy i pomagmowy. Badaczka ta przyznała, że „umieszczenie i formy ciał rudnych w anortozytowym masywie suwalskim są w dużym stopniu związane ze strefami rozłamów tektonicznych (...)” (Wiszniewska, 2002). Wcześniej Kubicki i Siemiątkowski (1979) uważali, że ferrolity z obszaru złóż Udryń i Krzemianka są pochodzenia magmowego i uformowały się w dwóch etapach, a wśród ferrolitów wydzielić można dwa typy okruszcowania: główny (akumulacyjny) i podrzędny (iniekcyjny). Badacze ci podkreślali znaczenie procesów dynamometamorficznych na koncentracje ciał rudnych. Podobnie uważali Speczik i inni (1988).

W wyniku badań strukturalnych rdzeni, stwierdzono, że pewna część stref ścinania podatnego rozwinęła się także w ferrolitach (tabl. VII: 1, 2; tabl. VIII: 3, 4; tabl. IX: 1–3). Pierwotny magmowy kontakt ferrolitów ze skałami osłony jest koplanarny do powierzchni ścinania typu C. Obserwacje te wskazują na związek rozwoju stref ścinania z sukcesją minerałów kruszcowych. Na podstawie wykonanych badań strukturalnych w powiązaniu z publikowanymi danymi Wiszniewskiej (2002) na temat sukcesji minerałów kruszcowych, można wyróżnić dwa główne etapy utworzenia się mineralizacji kruszcowej (magnetytowo-ilmenitowej) w masywie suwalskim: magmowy i pomagmowy.

Pierwsza sukcesja minerałów kruszcowych (tytanomagnetyt I i ilmenit I) była ściśle powiązana z synkinematycznym etapem magmowym i z temperaturami rzędu 575–700°C (Wiszniewska, 2002). Kolejne sukcesje mineralne (magnetyt II i magnetyt III oraz ilmenit II i ilmenit III) rozwijały się podczas progresywnej, trwającej ponad 60 mln lat deformacji kompresyjnej przy zmiennych temperaturach rzędu 400–700°C. Ostatnie sukcesje minerałów kruszcowych (mineralizacja węglanowo-siarczanowa) powstała w czasie deformacji D₃ w warunkach podatno-kruchych i kruchych (tab. 5).

Do rozwiązania relacji między rozwojem stref ścinania a mineralizacjami rudnymi pomocne są obserwacje mikrostrukturalne płytek cienkich. W specjalistycznej literaturze z obszaru tego masywu opisywano wcześniej liczne mikroskopowe przykłady kierunkowej tekstury z gabronorytów, norytów i ferrolitów, a także z anortozytów (Juskowiak, 1971, 1973, 1993, 1998; Speczik i in., 1988; Kozłowska, Wiszniewska, 1990).

Juskowiak (1973, 1998) obserwował w plagioklazach częste dynamiczne odkształcenia prążków i lametek bliźniaczych. Badacz ten doszedł wniosku, że ferrolity podlegały złożonym procesom metasomatycznym w warunkach dynamometamorficznych, o czym świadczą częste odkształcenia skaleni, a także powstanie amfibolu, biotytu i chlorytu (Juskowiak, 1998). W niektórych strefach zaznaczają się silniej przeobrażenia diaforyczne i powstanie minerałów wtórnych, m.in. serycytu, muskowitu i chlorytu.

Procesy deformacji niekoaksjalnej mogą kierować reakcjami wymiany m.in. skalenia potasowego przez myrmekit, czyli symplektyt robaczkowych plagioklazów i kwarcu (Phillips, Carr, 1973; Wintsch, Knipe, 1983; Simpson, Wintsch, 1989; Vernon, 1991). Już Eskola (1914) i Sederholm (1916) zauważyli tendencję myrmekitu do występowania w strefach „pokruszonych” i „zgranulowanych” skał. Wzrost myrmekitów w miejscach silnych naprężeń na granicy ziaren sugerowali m.in. Phillips i Carr (1973) oraz Simpson i Wintsch (1989). Na związek rozwoju myrmekitów z deformacją odbywającą się w warunkach plastyczno-kryształicznych wskazywali m.in. Rubie (1983), Simpson (1985), Hibbard (1987), LaTour i Barnett (1987). Progresywna rotacja przerostów myrmekitowych w kilkumilimetrycznych pasmach ścinania była uznana jako dowód syndeformacyjnego rozwoju myrmekitów (Simpson, 1985; Simpson, Wintsch,

1989). Hibbard (1987) uważał, że myrmekity są produktem rekrytalizacji ze stopu, nasyconego wodą, ale niewykrytalizowanej jeszcze w pełni magmy podczas deformacji.

Vernon (1991) zauważył, że proponowane relacje między procesami deformacji a reakcjami chemicznymi w skale (Simpson, 1985; Hibbard, 1987; Simpson, Wintsch, 1989) nie muszą dotyczyć rozwoju myrmekitów w megaskopowo niezdeformowanych granitoidach, chociaż przyznał, że jest to możliwe. Gdyby nawet procesy deformacji nie wpływały bezpośrednio na rozwój myrmekitów, to i tak deformacja sprzyja łatwiejszemu dostępowi fluidów do miejsc wzrostu minerałów, a tym samym zmienia lokalne środowisko chemiczne i promuje lokalny rozwój myrmekitów. Myrmekity łatwiej rekrytalizują w deformowanych skałach przyczyniając się do rozwoju foliacji w skałach plutonicznych.

W anortozytach, piroksenowych anortozytach i leukonortozytach z północno-wschodniej części złoża Krzemianka występują pospolicie przerosty plagioklazowo-kwarcowe, określane jako zasadowe myrmekity (Juskowiak, 1971, 1973) lub jako symplektyty (Krzemiński, 1990). Myrmekity z masywu suwalskiego są także dowodem na znaczący udział deformacji w ewolucji tego masywu. Proces powstawania przerostów plagioklazowo-kwarcowych powodował zwykle destrukcję prążków bliźniaczych plagioklazów (tabl. XIV: 1, 2). Wywołane przez ruchy tektoniczne zmiany ciśnienia i temperatury spowodowały brak równowagi termodynamicznej systemu, co wywoływało wzrost aktywności jonów Na i Ca (Krzemiński, 1990). Deformacja plutonu pograżonego głębiej niż 15 km może powodować rozwój gnejsów mylonitycznych już na tej głębokości, bez względu na czasową przerwę między krystalizacją plutonu, a jego deformacją (Simpson, Wintsch, 1989).

W otworze K-57 z północno-wschodniej części złoża Krzemianka występują dioryty, których głównym składnikiem jest biotyt. Dioryty na kontakcie z otaczającymi skałami są bogate w hornblendę oraz biotyt. Wzbogacenie w łuszczyki stwierdza się często także na kontakcie żył granitowych w masywie suwalskim. Procesy myrmekityzacji, bardzo częste na kontaktach żył granitoidowych z anortozytami na obszarze omawianego masywu, świadczą o aktywności fluidów podczas synkinematycznego umiejscawiania granitoidów. Dowodem na aktywność fluidów podczas ścinania jest m.in. powstanie muskowitu przez mechanizm reakcyjnego zmiękczenia w skaleniach (White, Knipe, 1978; Dixon, Willims, 1983) oraz chlorytazację i/lub muskowityzację biotyty pierwotnego.

Kruse i inni (2001) opisali procesy dynamicznej rekrytalizacji porfiroklastów plagioklazowych z gabra anortozytowego w temperaturze ok. 700°C i przy ciśnieniu poniżej 9 kbar. Badacze ci wydzielili dwie populacje plagioklazów na podstawie obserwacji mikrostrukturalnych. Pierwszy typ porfiroklastów z tzw. „miękką orientacją” charakteryzuje kryształy odpowiednio zorientowane do głównych kierunków osi naprężeń, ten typ powstał na drodze rotacji podziaren plagioklazowych. Drugi typ porfiroklastów z tzw. „twardą orientacją” wykazuje kryształy zorientowane bezładnie względem głównych osi naprężeń. Powstał on przez mechanizm

tworzenia mikrospektań. Takie populacje plagioklazów stwierdzono w płytkach cienkich z masywu suwalskiego (tabl. XIII: 2; tabl. XIV: 1).

Dynamiczna rekrytalizacja obserwowana w płytkach cienkich z masywu suwalskiego (tabl. XIII: 1; tabl. XVI: 1), zwykle odbywa się za pomocą dwóch procesów: migracji granic ziaren i progresywnej rotacji podziaren (Poirier, Guillope, 1979; Urai i in., 1986; Drury, Urai, 1990). Podczas rekrytalizacji, orientacje krystalograficzne poszczególnych ziaren zmieniają się i ziarna o pewnej orientacji krystalograficznej będą rosły, a inne ziarna będą konsumowane. Wzrost, konsumpcja i dominujący proces rekrytalizacji ziaren zależy głównie od gęstości dyslokacyjnych i od aktywowanego systemu poślizgu podczas rekrytalizacji (tabl. XIII–XVI). Aktywacja systemów poślizgu i gęstości dyslokacji zależą od orientacji sieci krystalograficznej względem głównych kierunków osi naprężeń.

Obserwowana geometria granic ziaren niekoniecznie odzwierciedla początkowe (z etapu magmowego) zależności pomiędzy sąsiednimi ziarnami. Granice te mogą być znacznie zmodyfikowane przez migracje granic ziarna podczas dynamicznej rekrytalizacji (FitzGereard i in., 1983; Cahn, 1983; Drury i in., 1985; Drury, Urai, 1990). Rotacyjna rekrytalizacja jest bardzo pospolitym mechanizmem dynamicznej rekrytalizacji w plagioklazach w warunkach naturalnych (FitzGerard i in., 1983; Jensen, Starkey, 1985; Olsen, Kohlstedt, 1985; Ji, Mainprice, 1990; Kruse i in., 2001). Kruse i inni (2001) sugerowali, że tworzenie się mikrospektań w plagioklazach jest ważnym mechanizmem w procesach rekrytalizacji podczas dominującej plastycznej deformacji kryształów plagioklazowych. Rozwój takich mikrospektań w skaleniach obserwowano w wysokich temperaturach (Tullis, 1983; Tullis, Yund, 1985, 1987). Zmiękczenie deformacyjne w anortycie może być wywołane rozwojem uporządkowanej orientacji krystalograficznej, procesami dynamicznej rekrytalizacji poprzez migrację granic ziarna (Tullis, Yund, 1985; Ji, Mainprice, 1987; Tullis i in., 1990), a także powstaniem skrajnie drobnoziarnistego zrekrytalizowanego materiału w wąskich pasemkach ścinania (Ji i in., 2000). Relatywna aktywność różnych systemów poślizgu wśród plagioklazów wobec zmieniających się warunków fizycznych i chemicznych w skale jest jednak nadal słabo poznana.

Rozkład odkształcenia w strefach ścinania może zmieniać się przestrzennie (zmiana lokalizacji stref odkształcenia), a także czasowo, a wtedy deformacja może być poroździelana na dwie składowe: ścinania czystego i ścinania prostego (Tikoff, Teysier, 1994; Lin i in., 1998). Strefa ścinania od momentu jej powstania staje się miejscem osłabienia, gdzie może łatwiej dochodzić do dalszych deformacji poprzez wielokrotne reaktywowanie tych stref (Holdsworth i in., 2001). Prowadzi to do rozwoju złożonych, polifazowych stref deformacji (Hand, Buick, 2001; Occhipinti, Reddy, 2004). Prawdopodobny trójwymiarowy kształt podatnych pakietów nasunięciowych w południowo-zachodniej części masywu suwalskiego jest zbliżony do silnie spłaszczonych makrosoczew lub makrowrzecion wyciągniętych w kierunku NW–SE

(fig. 26). W dolnej skorupie mogą pojawić się także większe struktury nasunięciowe, zbliżone do typu listrycznego. Stopniowe spłaszczenie foliacji może być wynikiem malejących naprężeń dyferencjalnych wraz z głębokością, a także pojawienia się stopu granitoidowego. Prawdopodobnie znaczący udział w rozwoju tych struktur miały także procesy tzw. zmiękczenia w wyniku deformacji (ang. *strain softening*). W ich wyniku doszło do powstania słabszych reologicznie powierzchni anizotropii. W otworach z obszaru złoza Krzemianka już co kilka lub kilkanaście metrów występuje co najmniej jedna homotetyczna żyła granitowa, która na ogół uległa deformacjom rotacyjnym (tab. 7, 9).

Wykonana pierwsza analiza strukturalna i kinematyczna z obszaru występowania rud ilmenitowo-magnetytowych na obszarze złoza Krzemianka wskazuje na rozwój głównie do-

men spągowych i/lub frontalnych łusek ponasuwanych najprawdopodobniej ku NE. Do tych przemieszczeń doszło w czasie deformacji kompresyjnej D_2 w warunkach amfibolitowej, a może i w części w facji granulitowej metamorfizmu regionalnego. Do zlokalizowanej deformacji koaksjalnej D_2 w warunkach podatnych doszło podczas orogenezy duńsko-polonijnej (późno-gotyjskiej), tj. ok. 1,50–1,45 mld lat temu.

Bardziej niepenetratywne procesy ścinania prostego w warunkach podatno-kruchych i/lub kruchych związane są z odwróconym, lub rzadziej normalnym, uskokowaniem w czasie młodszych deformacji ścięciowych podczas deformacji D_3 . Deformacje te odbyły się prawdopodobnie w różnym czasie, już w okresie kratonizacji masywu suwalskiego w środkowym mezoproterozoiku.

DYSKUSJA

Przedstawiony nowy model tektoniczny z dominującą rolą procesów dynamo-metamorficznych w ewolucji masywu suwalskiego stoi w sprzeczności z modelem diapirowego pochodzenia tego masywu (Juskowiak, 1993; Wiszniewska, 2002). Już na samym początku badań diapirowy kształt zasadowej intruzji suwalskiej został zaproponowany przez Znoskę (1965a). Juskowiak (1993) zakładał dwudzielność masywu suwalskiego na: starszą osłonę metamorficzną, zbudowaną z diorytoidów i gabronorytów oraz młodsze jądro z anortozytami i norytami wypiętrzonymi blokowo lub wyniesionymi w formie diapiru. Model diapirowej intruzji suwalskiej jest trudny do utrzymania w świetle wykonanej analizy strukturalnej i kinematycznej z różnych obszarów tego masywu (Cymerman, 2006a, 2007). Także dwudzielność tego masywu na starszą osłonę i młodsze jądro masywu stoi w sprzeczności z nowymi datowaniami radiometrycznymi cyrkonów z otworów Boksze PIG 1 (osłona masywu suwalskiego) i Krzemianka IG 21 (jądro masywu), w których stwierdzono prawie identyczny wiek krystalizacji cyrkonów około 1512–1513 mln lat (Wiszniewska i in., 2002a, b, 2007).

Na mapie geologicznej w skali 1:100 000 obejmującej między innymi północno-wschodniej części złoza Krzemianka (Kubicki, Ryka, 1982) zaznaczono tylko jeden pas ferrolitów, wyciągniętych prawie południkowo wśród anortozytów (fig. 3). Wcześniej Subieta i inni (1971) wydzieliли w tej części złoza Krzemianka po kilka, równoległych ciał ferrolitów o zmiennej miąższości i biegach południkowych w południowej partii tego złoza oraz w kierunku NNW–SSE w partii środkowej. Południkowe biegi ciał rudnych znajdują się w pracy Pareckiego (1998). Jednak południkowy kierunek strukturalny na obszarze całego złoza Krzemianka nie jest prawidłowy w świetle korelacji danych litologicznych i złożowych między sąsiednimi otworami (tab. 6, 8) oraz na podstawie korelacji stref ścinania podatnego między otworami na obszarze całego złoza Krzemianka (fig. 14, 23). Dominujący zapad foliacji mylonitycznej S_M i/lub foliacji złożonej S_M ($\pm S_0$) ku SW wyznaczony na podstawie korelacji

strukturalnych, litologicznych i złożowych potwierdzają niezależnie jeszcze dwie inne metody pośredniego wyznaczania orientacji struktur tektonicznych – analizy skrzywienia osi otworu oraz badania dysków (złuszczenia rdzeni).

W ostatnich latach coraz mocniej podnoszona jest kwestia wznoszenia i umiejscawiania magm w warunkach deformacji kontrakcyjnej lub transpresji w orogenach konwergentnych (Brown, Solar, 1998a, b, 1999; Pressley, Brown, 1999; Pawley, Collins, 2002; Pawley i in., 2002). Dane geochronologiczne dokumentują syntektoniczny plutonizm, intensywne deformacje ścinające i regionalny, wysokotemperaturowy metamorfizm w okresie 1,47–1,45 mld lat, obejmujące omawianą, zachodnią część kratonu wschodnioeuropejskiego, a które zostały spowodowane wielkoskalowymi procesami tektoniki płyt (Andersson i in., 1999, 2002; Christoffel i in., 1999; Söderlund i in., 2002; Čečys, 2004; Čečys, Benn, 2007; Zariņš, Johansson, 2009). Bogdanova (2001) zaproponowała dla tych procesów termin „orogeneza duńsko-polska”. Termin ten pokrywa się ze „zjawiskiem tektono-termalnym Hallandianu” w południowo-wschodniej Skandynawii (Hubbard, 1975; Andersson i in., 1999, 2002; Christoffel i in., 1999; Söderlund i in., 2002). Na podstawie danych paleomagnetycznych i korelacji regionalnych, Bogdanova (2001, 2005, 2008) sugerowała, że kolizja kratonu wschodnioeuropejskiego z innym kontynentem (Amazonią) jest najlepszym wyjaśnieniem kompresyjnej tektoniki i reaktywacji skorupy kontynentalnej podczas orogenezy duńsko-polskiej. Pozycja paleoszwu z orogenezy duńsko-polskiej w południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego jest jednak słabo zdefiniowana, prawdopodobnie z powodu nałożenia się tego mezoproterozoicznego szwu na starsze struktury tektoniczne powstałe w czasie orogenezy swekofeńskiej, a także kilku epizodów magmatyzmu kwaśnego i zasadowego z prawdopodobnymi procesami magmowego podklejania podczas mezoproterozoiku.

Rozpoznanie transportu tektonicznego domen strukturalnych i litotektonicznych zasadniczo przemieszczanych ku

SW i SSW podczas orogenezy swekofeńskiej na obszarze południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Cymerman, 2004a, 2006b, 2007; Čečys, 2004; Čečys, Benn, 2007) ma potwierdzenie w rozważaniach geotektonicznych. Konsumpcja paleoproterozoicznej skorupy oceanicznej wywołała akrecję łuku magmowego z intensywnym magmatyzmem (Romer, 1996; Åhäll, Larson, 2000; Bogdanova i in., 2006, 2008; Brueckner, 2009; Pedersen i in., 2009). Ten trwający prawie 200 mln lat (1,65–1,45 mld) wzrost skorupy Baltiki ku W lub SW (według obecnych współrzędnych geograficznych) jest określany jako orogeneza gotyjska (Åhäll, Connelly, 1998; Åhäll i in., 2000; Åhäll, Larson, 2000; Karlstrom i in., 2001; Brueckner, 2009). Åhäll i inni (2000) zakładali, że każdemu z 3 etapów konwergencji płyt w czasie orogenezy gotyjskiej i rozwoju magmatyzmu na ich brzegu (ok. 1,69–1,65; 1,62–1,58 i 1,56–1,55 mld lat), towarzyszyły opóźnione fazy bimodalnego magmatyzmu typu rapakiwi wewnątrz płyty swekofeńskiej (ok. 1,65–1,62; 1,58–1,56 i 1,55–1,50 mld lat). Ten magmatyzm kalymiański był opisywany jako zjawisko „anorogeniczne” o zasięgu światowym (Åberg, 1988).

Nowe dane radiometryczne nie popierają modelu anorogenicznego magmatyzmu typu rapakiwi o wieku około 1,65–1,50 mld lat ani modelu postorogenicznego magmatyzmu po orogenezie swekofeńskiej (1,91–1,86 mld lat; Bogdanova i in., 2006, 2008; Pedersen i in., 2009) lub swekobałtyckiej (1,84–1,80 mld lat; Torvela, Ehlers, 2010). Czas po-

wstania granitoidów i ortognejsów na Bornholmie waha się od 1473 do 1445 mln lat (Zariņš, Johansson, 2009). Deformacje z rozwojem prawie równoleżnikowo przebiegającej foliacji S_M i regionalny metamorfizm odbył się prawdopodobnie w bliskim związku z magmatyzmem o wieku 1,47–1,45 mld lat (*op. cit.*). Postmagmowe i/lub postmetamorficzne ochłodzenie kontynuowało się aż do 1430 mln lat, na co wskazują datowania tytanitu (*op. cit.*). Występowanie dajek maficznych zupełnie niezdeformowanych i niezmetamorfizowanych o wieku 1325 mln lat (Holm i in., 2005), które przecinają gnejsy i granity na Bornholmie, wskazuje na brak metamorfizmu i deformacji swekonorweskich w rejonie Bałtyku Południowego.

Zasięg występowania skał powstałych podczas orogenezy duńsko-polonijnej nie jest nadal ustalony dla obszaru Bałtyku Południowego, północno-wschodniej Polski, Rosji (obwodu kaliningradzkiego) czy zachodniej Litwy. Bogdanova i inni (2006, 2008) skały z rejonu Blekinge-Bornholmu i kompleksu mazurski włączyli do skał typu AMCG o wieku około 1,65–1,40 mld lat. Z kolei Brander i Söderlund (2009) sugerują, że rozpoczęcie magmatyzmu podczas orogenezy duńsko-polonijnej nastąpiło dopiero około 1,47 mld lat temu. Nie jest także uzasadnione włączenie granitoidów Warmii do tzw. kompleksu mazurskiego, ponieważ granitoidy z Warmii geochemicznie różnią się od tych z Mazur, choć intrudowały w tym samym czasie, czyli około 1,50–1,54 mld lat temu (Krzemińska i in., 2009).

WNIOSKI

Analiza strukturalna i kinematyczna skał krystalicznych pochodzących z 94 otworów wiertniczych z masywu suwalskiego umożliwiła rozpoznanie stref ścinania podatnego i ich roli w rozprzestrzenieniu i geometrii ciał rudnych. Zlokalizowane (niepenetratywne) procesy deformacji niekoaksjalnej (ścianania prostego) doprowadziły do zróżnicowanego rozwoju skał mylonitycznych. Skały te rozwinęły się od słabo zdeformowanych protomylonitów, przez najbardziej typowe mylonity, aż do ultramylonitów. Są one bardzo zróżnicowane pod względem struktury i miąższości. W zmylonityzowanych skałach magmowych tego masywu wykształciły się lokalnie bardzo licznie asymetryczne wskaźniki kinematyczne, głównie jako struktury mylonityczne typu S-C, rzadziej w formie porfiroklastów skaleniowych typu σ . Wskaźniki te dobrze dokumentują kompresyjny (nasunięciowy) reżim deformacji podczas rozwoju stref ścinania podatnego.

Na podstawie wykonanych badań wydaje się, że geneza mineralizacji magnetytowo-ilmenitowa była wieloetapowa. Pierwsza sukcesja minerałów kruszcowych była związana z synkinematycznym etapem magmowym. Kolejne sukcesje mineralne rozwijały się podczas progresywnej długotrwałej deformacji kompresyjnej. Ostatnia sukcesja minerałów kruszcowych powstała w czasie deformacji D_3 w warunkach podatno-kruchych.

Analiza strukturalna i kinematyczna z obszaru występowania rud ilmenitowo-magnetytowych na obszarze złoża

Krzemianka wskazuje na rozwój głównie domen spągowych i/lub frontalnych łusek, prawdopodobnie ponasuwanych ku NE. Do tych przemieszczeń doszło w czasie deformacji kompresyjnej D_2 w warunkach amfibolitowej, a wcześniej może i w warunkach facji granulitowej metamorfizmu regionalnego. Dotyczyłyby to głębszych partii tego masywu, stopniowo ekshumowanych w reżimie kompresyjnym. Główna deformacja D_2 w warunkach podatnych trwała prawie 100 mln lat podczas orogenezy późnogotyjskiej lub duńsko-polonijnej, od około 1550 do 1450 mln lat temu.

Prawdopodobny trójwymiarowy kształt podatnych pakietów nasunięciowych (łusek, dupleksów) na obszarze masywu suwalskiego jest zbliżony do silnie spłaszczonych makrosoczew lub makrowrzecion wyciągniętych w kierunku NW–SE.

Przedstawiony nowy model tektoniczny z dominującą rolą procesów dynamo-metamorficznych w mezoproterozoicznej ewolucji masywu suwalskiego, zaprzecza diapirowej genezie tego masywu. Model tektoniczny z „cypłowym” („jęzorowym” lub „płatowym”) wytapianiem skorupowym odpowiada dość dobrze danym strukturalnym i kinematycznym z masywu suwalskiego i łączy niektóre dotychczasowe hipotezy na temat genezy masywu suwalskiego. Dotyczy to przede wszystkim hipotezy magmowego pochodzenia masywu suwalskiego z udziałem procesów dynamometamorficznych

oraz hipotezy anatektyczno-reomorficznej z dyferencjalnymi procesami anateksis i reomorficznym wyciskaniem magm ku północy. Złoża rud tytanowo-magnezytowych Krzemianka i Udryń współwystępują z anortozytami i norytami pochodzącymi z tego samego źródła magmowego.

W modelu tym przyjmuje się wiodącą rolę głęboko zakorzenionych struktur tektonicznych, np. szwów kolizyjnych i/lub granic terranów. Te regionalne struktury wpływały zasadniczo na generację różnego typu magm i na sposób ich umiejscawiania w skorupie. Suwalski masyw zasadowy powstał prawdopodobnie w wyniku przetopienia dolnej, maficznej skorupy kontynentalnej. Wzdłuż strefy kolizyjnej, uznawanej za strefę osłabienia, przemieszczały się magmy o różnym składzie, powstałe w wyniku procesów anateksis.

Analiza strukturalna i kinematyczna z obszaru masywu suwalskiego udokumentowała rozwój podatnych, nasunięciowych, cienkich łusek na terenie całego masywu suwalskiego. Podobne wnioski wynikają z analizy środkowej części tego masywu (złoża Udryń i Krzemianka). W świetle badań strukturalnych 94 profili otworów z masywu suwalskiego, wydaje się prawdopodobne, że liczne wystąpienia ciał rudnych znajdują się przede wszystkim w domenach spagowych i/lub frontalnych pakietu łusek (domen strukturalnych) przemieszczanych z SW ku NE w warunkach podatnych. Do przemieszczania tych domen (pakietów nasunięciowych, cienkich łusek, silnie spłaszczonych makroskopowych soczew lub wrzecion) ku NE doszło w czasie głównej deformacji kompresyjnej D₂ w warunkach amfibolitowej i ?granulitowej facji metamorfizmu regionalnego. Deformacja ta odbyła się prawdopodobnie w czasie orogenezy duńsko-polonijnej (?późnogotyjskiej), czyli około 1,50–1,45 mld lat temu. Młodsze od około 1,45 mld lat były procesy deformacji D₃ odbywające się w zmiennych warunkach kompresyj-

nych i ekstensyjnych. Do deformacji D₃ doszło już w warunkach bardziej przypowierzchniowych (podatno-kruchych i kruchych).

Zarysowany tutaj nowy model tektonicznego rozwoju masywu suwalskiego uwzględnia decydującą rolę deformacji kontrakcyjnej (kompresyjnej). Deformacja ta wyraziła się rozwojem silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego o charakterze nasuwczym. Przemieszczenia nasuwcze ku NE obejmowały głównie cienkie łuski tektoniczne z SW części masywu suwalskiego razem z ciałami rudnymi złóż rud Fe-Ti-V Krzemianka i Udryń. Te ruchy tektoniczne były związane z procesami orogenezy duńsko-polskiej. Starsze przemieszczenia nasuwcze, podobnych w formie i także zróżnicowanych pod względem wielkości, domen strukturalnych (łusek, dupleksów) ku SW podczas orogenezy swekofeńskiej najprawdopodobniej znaczną część kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze północno-wschodniej Polski, w tym także obszary późniejszego masywu suwalskiego i jego złóż metalicznych.

Podziękowania. Niniejsza monografia dokumentacyjna, powstała jako rezultat tematu badawczego „Strefy ścinania a mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego” numer 8 T12B 001 21, a finansowanego ze środków KBN w latach 2001–2004. Za niezwykle merytoryczną i udoskonalającą recenzję dziękuję serdecznie Panu Profesorowi Stanisławowi Mazurowi z Uniwersytetu Wrocławskiego. Dziękuję także Pani Profesor Edycie Jurewicz z Uniwersytetu Warszawskiego za drobiazgową recenzję, jednak z niektórymi poleceniami w niej zawartymi nie mogłem się w pełni zgodzić. Pani Irenie Frątczak z Oddziału Dolnośląskiego PIG-PIB dziękuję za przygotowanie prawie wszystkich załączników graficznych.

LITERATURA

- ÅBERG G., 1988 — Middle Proterozoic anorogenic magmatism in Sweden and worldwide. *Lithos*, **21**: 279–289.
- ÅBERG G., KORNFÄLT K.A., NORD A.G., 1985 — Further radiometric dating of the Karlshamn granite, south Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **107**: 197–202.
- ÅBERG G., LÖFVENDAHL R., LEVI B., 1984 — The Göttemar granite-isotopic and chemical evidence for a complex history of an anorogenic granite. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **106**: 327–333.
- ACHRAMOWICZ S., CYMERMAN Z., 1992 — Struktury liniowe głównie w skałach metamorficznych. *W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej* (red. M. Mierzejewski). Państw. Inst. Geol. Warszawa, *Instrukcje i metody badań geologicznych*, **51**: 96–104.
- ÅHÄLL K.I., CONNELLY J., 1998 — Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica: age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Res.*, **92**: 1–20.
- ÅHÄLL K.I., LARSON S.A., 2000 — Growth-related 1.85–1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related and Gothian events. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **122**: 193–206.
- ÅHÄLL K.I., CONNELLY J., BREWER T.S., 2000 — Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis? Correlation of 1.69–1.50 Ga orogenic and inboard, ‘anorogenic’ events in the Baltic shield. *Geology*, **28**, 9: 823–826.
- ALEKSANDROWSKI P., 1995 — Rola wielkoskalowych przemisceń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, **43**, 9: 745–754.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J., 1997 — Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, **134**: 727–739.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., 2002 — Collage tectonics in the north-easternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. *W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe* (red. J.A. Winchester i in.). *Special Publications, Geological Society, London*. **201**: 237–277.
- ALSOP G.I., 1994 — Relationships between distributed and localized shear in the tectonic evolution of a Caledonian fold and thrust zone, northwest Ireland. *Geol. Mag.*, **131**, 1: 123–136.
- ALTENBERGER U., WILHELM S., 2000 — Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*; **320**, 2: 107–121.

- AMELIN Y.V., LARIN A.M., TUCKER R.D., 1997 — Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **127**: 297–315.
- ANDERSON I.C., FROST C.D., FROST B.R., 2003 — Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: implications for the origin of A-type granite. *Precambrian Res.*, **124**: 243–267.
- ANDERSSON J., MÖLLER C., JOHANSSON L., 2002 — Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic shield. *Precambrian Res.*, **114**: 121–147.
- ANDERSSON J., SÖDERLUND U., CORNELL D., JOHANSSON L., MÖLLER C., 1999 — Sveconorwegian (Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic Shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion. *Precambrian Res.*, **98**: 151–171.
- ANDERSSON M., LIE J.E., HUSEBYE E.S., 1996 — Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data. *Terra Nova*, **8**: 558–566.
- ARCHANJO C.J., da SILVA E.R., CABY R., 1999 — Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). *Tectonophysics*, **312**: 331–345.
- ASHWAL L.D., 1993 — Anorthosites. *Minerals and Rocks*, 21. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg.
- 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.
- AUSTRHEIM H., GRIFFIN W.L., 1985 — Shear deformation and eclogite formation within granulite facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. *Chem. Geol.* **50**: 267–281.
- BACHLIŃSKI R., 1998 — Preliminary result of rubidium-strontium isotopic analysis of diorites from the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 113–115.
- BAGIŃSKI B., KRZEMIŃSKA E., 2004 — Igneous charnockites and related rocks from the Bilwinowo borehole (NE Poland) – a component of AMCG suite – a geochemical approach. *Pol. Tow. Miner. – Prace Specjalne*, **24**: 69–72.
- BAGIŃSKI B., KRZEMIŃSKA E., 2005 — Magmowe charnockity w osłonie suwalskiego masywu anortozytowego. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 247–247.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.C., MARTIN H., VANDER-AUWERA J., WISZNIEWSKA J., 2001a — Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. *Geol. Quart.*, **45**, 1: 33–52.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.C., MARTIN H., WISZNIEWSKA J., 2001b — Mid-Proterozoic granitoids from the Mazury Complex (NE Poland): AMCG affinities? *J. Conf. Abstr.*, **5**.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.C., MARTIN H., WISZNIEWSKA J., 2001c — Geochemistry, petrology and isotope studies of AMCG suite of rocks from Mazury Complex (NE Poland). *Min. Soc. Poland – Sp. Papers*, **19**.
- BAGIŃSKI B., DUCHESNE J.C., MARTIN H., WISZNIEWSKA J., 2007 — Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the Mazury granitoids, NE Poland. *W: Granitoids in Poland, AM Monograph*, **1**: 11–30.
- BANKWITZ P., BANKWITZ E., 1993 — Stress analyses on KTB drill cores derived from fractographic features. KTB Report, 93–3. Giessen.
- BARBARIN B., 1990 — Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.*, **25**: 227–238.
- BEHRMANN J.H., MAINPRINCE D., 1987 — Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, **140**: 297–305.
- BENN K., HAM N.M., PIGNOTTA G.S., 1998 — Emplacement and deformation of granites during transpression: magnetic fabrics of the Archean Sparrow pluton, Slave Province, Canada. *J. Str. Geol.*, **20**, 9/10: 1247–1259.
- BENN K., ROEST W.R., ROCHETTE P., EVANS N.G., PIGNOTTA G.S., 1999 — Geophysical and structural signatures of syn-tectonic batholith construction: the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Geophys. J. Int.*, **136**: 144–158.
- BER A., 1967 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jeleniewo. Inst. Geol., Warszawa.
- BER A., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jeleniewo. Inst. Geol., Warszawa.
- BER A., RYKA W., 1998 — Influence of crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 171–182.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979 — Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**, 1: 31–42.
- BERTHELSEN A., 1993 — Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, **A-20**, 255: 19–31.
- BERTHELSEN A., 1998 — The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **120**, 1: 223–230.
- 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.
- BIBIKOVA E.V., BOGDANOVA S.V., GORBATSHEV R., CLAESSESON S., KIRNOZOVA T.I., 1995 — Isotopic age, nature, and structure of the Precambrian crust of Belarus. *Stratigraphy and Geological Correlation, Interperiodika*, **5**, 6: 591–601.
- BLENKINSOP T.G., 2002 — New technologies for analysing ore-body geometry: implications for fluid flow, deformation and mineralization. *W: Vearnacomb S., (ed.), Kalgoorlie, Australian Institute of Geoscientists, Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining*: 15–17.
- BOGDANOVA S.V., 2001 — Tectonic Setting of 1.65–1.4 Ga AMCG Magmatism in the Western East European Craton (Western Baltica). *Abstracts of EUG*, **11**: 767.
- 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., 2008 — The 1.50–1.45 Ga Danopolonian orogeny: from accretion to collision? Abstract volume, 28th Nordic geological winter meeting. Aalborg, Denmark.
- BOGDANOVA S.V., GORBATSHEV R., 1997 — Major crustal boundaries of the East European Craton cut by the TESZ. *Terra Nostra*, **97**, 11: 24–28.
- BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA.E., GORBATSHEV R., 1994 — Palaeoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: New tectonic implications for the East European Craton. *Precambrian Res.*, **68**, 3–4: 231–240.
- BOGDANOVA S.V., BINGEN B., GORBATSHEV R., KHERASKOVA T.N., KOZLOV V.I., PUCHKOV V.N., VOLOZHNY U.A., 2008 — The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.*, **160**: 23–45.
- BOGDANOVA S.V., PAGE L.M., SKRIDLAITE G., TARAN L.N., 2001 — Proterozoic tectonothermal history in the western part

- of the east European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints. *Tectonophysics*, **339**: 39–66.
- BOGDANOVA., S.V., GORBATCHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZLOWSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO I., TARAN L., EUROBRIDGE AND POLONAISE WORKING GROUP, 2006 — EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European craton. *W*: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics. *Geological Society*, London, **32**: 599–625 (memoir).
- BOIRON M.C., CATHELINEAU M., DEBUSSY J., 1990 — Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. *Miner. Mag.*, **54**: 231–244.
- BOLLE O., DEMAIFFE D., DUCHESNE J.C., 2003 — Petrogenesis of jotunitic and acidic members of an AMC suite (Rogaland anorthosite province, SW Norway): a Sr and Nd isotopic assessment. *Precambrian Res.*, **124**: 185–214.
- BOWEN N.L., 1917 — The problem of anorthosites. *J. Geol.*, **25**: 209–243.
- BRANDER L., SÖDERLUND U., 2009 — Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S Sweden. *Int. J. of Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, **98**: 499–516.
- 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.
- BRIL H., BEAUFORT D., 1989 — Hydrothermal alteration and fluid circulation related to W, Au and Sb vein mineralizations, Haut Allier, Massif Central, France. *Econ. Geol.*, **84**: 2237–2251.
- BRODIE K.H., RUTTER E.H., 1985 — On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks. *W*: Thompson A.B., Rubie D.C., (eds.); *Metamorphic Reactions: kinetics, Textures, and Deformation. Advances in Phys. Geochem.*, **4**: 138–179.
- 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.
- BROWN M., SOLAR, G.S., 1998a — Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *J. Struct. Geol.*, **20**, 2–3: 211–227.
- BROWN M., SOLAR G.S., 1998b — Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, **20**, 9–10: 1365–1393.
- BROWN M., SOLAR, G.S., 1999 — The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, **312**: 1–33.
- BRUECKNER H.K., 2009 — Subduction of continental crust, the origin of post-orogenic granitoids (and anorthosites?) and the evolution of Fennoscandia. *J. of the Geol. Soc.*, London, **166**: 753–762.
- CAHN R.W., 1983 — Recovery and recrystallization. *W*: Cahn R.W., Haasen P. (eds.). *Physical Metallurgy*. North Holland Physics Publ., Amsterdam, 1595–1671.
- CARRERAS J., 2001 — Zooming on Northern cap de Creus shear zones. *J. Struct. Geol.*, **23**: 1457–1486.
- CASTRO A., FERNANDEZ C., 1998 — Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzula pluton, Spain. *J. Str. Geol.*, **20**: 1219–1228.
- ČEČYS A., 2004 — Tectonic implications of ca. 1.45 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. PhD thesis, Department of Geology, Lund University.
- ČEČYS A., BENN K., 2007 — Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE–WSW Danopolonian shortening. *Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, **96**: 397–414.
- ČEČYS A., BOGDANOVA S., JANSON C.H., BIBIKOVA E., KORNFÄLT K.A., 2002 — The Stenshuvud and Tíghusa granitoids: new representatives of Mesoproterozoic magmatism in southern Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **124**: 149–162.
- CEULENEER G., NICOLAS A., BOUDIER F., 1988 — Mantle flow perturbations at an oceanic spreading center: the Oman peridotites record. *Tectonophysics*, **151**: 1–26.
- CHRISTOFFEL C.A., CONNELLY J.N., ÅHÄLL K.I., 1999 — Timing and characterization of recurrent pre-Sveconorwegian metamorphism and deformation in the Varberg-Halmstad region of SW Sweden. *Precambrian Res.*, **98**: 173–195.
- CIEŚLA E., WYBRANIEC S., 1998 — Geophysical studies of the Suwałki Anorthosite Massif. *W*: Geology of the Suwałki Massif – NE Poland (eds. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 27–38.
- CIEŚLA E., PODEMSKI M., RYKA W., WYBRANIEC S., 1998 — Outline of the geological structure of the Suwałki Anorthosite Massif. *W*: Geology of the Suwałki Massif – NE Poland (eds. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 39–46.
- CLAESSON S., 1996 — U–Pb age determination from the Precambrian of Lithuanian and Poland. *W*: Abstracts of EUROBRIDGE workshop, 8–15 June, Oskarshamn, Sweden. Lund Univ., Sweden.
- CLAESSON S., RYKA W., 1999 — Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of NE Poland. *W*: Between Eurobridge and TESZ. 7th EUROBRIDGE Workshop, Szelmęt–Suwałki. Abstracts: 17–19. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CLAESSON S., SUNDBLAD K., RYKA W., MOTUZA G., 1995 — The Mazury Complex – an extension of the Transscandinavian Igneous Belt (TIB) into the East European Platform? *Terra Nova, EUG 8, Abstracts*, **7**: 107.
- 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.
- COLLINS W.J., SAWEYER E.W., 1996 — Pervasive magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation: an alternative to diking. *J. Metam. Geol.*, **14**: 565–579.
- CORRIGAN D., CULSHAW N.G., MORTENSEN J.K., 1994 — Pre-Grenvillian evolution and Grenvillian overprinting of the Paraautochthonous Belt in Key Harbour, Ontario: U–Pb and field constraints. *Can. J. Earth Sci.*, **31**: 583–596.
- CORRIGAN D., HANMER S., 1997 — Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*, **25**: 61–64.
- COX S.F., ETHERIDGE M.A., WALL V.J., 1987 — The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein type ore deposits. *Ore Geol. Rev.*, **2**: 65–86.
- COX S.F., WALL V.J., ETHERIDGE M.A., POTTER T.F., 1991 — Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits-examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geol. Rev.*, **6**: 391–423.
- CYMERMAN Z., 1986 — Propozycja zapisu tabelarycznego obserwacji tektonicznych rdzeni wiertniczych ze skał metamorficznych. *Prz. Geol.*, **34**, 10: 590–595.

- CYMERMAN Z., 1989a — Określanie zwrotu ścinania. *Prz. Geol.*, **37**, 12: 605–613.
- CYMERMAN Z., 1989b — Charakterystyka i znaczenie lineacji ekstensyjnej. *Prz. Geol.*, **37**, 10: 488–494.
- CYMERMAN Z., 1992 — Rotational ductile deformations in the Śnieżnik metamorphic complex. *Geol. Quart.*, **36**, 4: 393–420.
- CYMERMAN Z., 1997 — Structure, kinematics and an evolution of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **156**: 1–120.
- CYMERMAN Z., 2000 — Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 59–80.
- CYMERMAN Z., 2004a — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **180**: 129.
- CYMERMAN Z., 2004b — Prekambrzyjskie struktury Bornholmu i ich odniesienia do regionu Kaszub. *Prz. Geol.*, **52**, 7: 593–602.
- CYMERMAN Z., 2006a — Strefy ścinania podatnego na obszarze złoża rud Fe-Ti-V „Udryń” suwalskiego masywu anortozytowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **421**: 15–52.
- CYMERMAN Z., 2006b — 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 na Mazurach istnieje prawoskrętna strefa ścinania? *Prz. Geol.*, **55**, 2: 157–167.
- CYMERMAN Z., JERZMAŃSKI J., 1986 — Metamorfizm wschodniej części bloku przedsudeckiego w okolicy Niedźwiedzia koło Ziębic. *Kwart. Geol.*, **31**: 239–262.
- CYMERMAN Z., WISZNIEWSKA J., 1999 — Precambrian of the Polish part of the East European Craton. *W: Between Eurobridge and TESZ. 7th EUROBRIDGE Workshop, Szelmę-Suwalki. Abstracts: 20–22.* Polish Geological Institute, Warsaw.
- 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.
- D’LEMONS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A., 1992 — Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc., London*, **149**: 487–490.
- DAVIDSON A., 2008 — Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia. *Precambrian Res.*, **160**: 5–22.
- DĄBROWSKI A., 1955 — Mapa grawimetryczna Polski 1:1 000 000. *W: Atlas geologiczny Polski, tab. 10.* Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K., 1956 — Mapa magnetyczna Polski 1:1 000 000. *W: Atlas geologiczny Polski, tab. 9.* Inst. Geol., Warszawa.
- DE WAARD D., 1969 — The anorthosite problem: the problem of the anorthosite-charnockite suite of rocks. *New York State Museum Science Service Memoirs*, **18**: 71–90.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1975 — Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 759–779.
- DIXON J., WILLIAMS G., 1983 — Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust, Sutherland. *Scottish J. Geol.*, **19**: 157–168.
- 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.*, **20**, 1: 1–20.
- DÖRR W., VALVERDE-VAQUERO P., MARHEINE D., SCHASTOK J., WISZNIEWSKA J., 2001 — U-Pb and Ar-Ar geochronology of rapakivi-type granites from the Mazury Complex, Poland. *Strasbourg, Cambridge Publications, Cambridge. J. of Conf. Abstracts*, **4**, 1; EUG 11.
- DRURY M.R., HUMPHREYS F.J., WHITE S.H., 1985 — Large scale deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallization mechanisms at high temperatures. *Physics Earth Planet. Inter.*, **40**: 208–222.
- DRURY M.R., URAI J.L., 1990 — Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**: 235–253.
- DUCHESNE J.C., 1984 — Massif anorthosites: another partisan review. *W: Brown, W.L. (ed.) Feldspars and Feldspathoids*, Boston, MA: D. Reidel: 411–433.
- DUCHESNE J.C., LIEGEOIS J.P., VANDER AUWERA J., LONGHI J., 1999 — The crustal tongue model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, **11**: 100–105.
- EHLERS C., LINDROOS A., SELONEN O., 1993 — The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian Res.*, **64**: 295–309.
- EMSLIE R.F., 1978 — Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res.*, **7**: 61–98.
- EMSLIE R.F., 1991 — Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Res.*, **51**: 173–192.
- ESKOLA P., 1914 — On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, **40**: 285.
- FITZGERARD J.D., ETHERIDGE M.A., VERNON R.H., 1983 — Dynamic recrystallization in a naturally deformed albite. *Textures and Microstructures*, **5**: 219–237.
- FOSSON H., 2010 — Structural Geology. Cambridge University Press.
- FROST C.D., FROST B.R., BELL J.M., CHAMBERLAIN K.R., 2002 — The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA. *Precambrian Res.*, **119**: 45–71.
- GOLDFARB R.J., BAKER T., DUBE B., GROVES D.I., HART C.J.R., GOSELIN P., 2005 — Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, **100th Anniversary Volume**: 407–450.
- GERBI C., CULSHAW N., MARSH J., 2010 — Magnitude of weakening during crustal-scale shear zone development. *J. Struct. Geol.*, **32**: 107–117.
- GORBATSCHEV R., BOGDANOVA S.V., 1993 — Frontiers in the Baltic shield. *Precambrian Res.*, **64**, 1: 3–21.
- GRANICZNY M., 1998 — Tectonics of the Suwałki Anorthosite Massif in the light of the analysis of satellite images and geophysical data. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 47–52.
- GRAVESEN P., 1996 — Geologisk set Bornholm. Geografforlaget, Brenderup: 1–208.
- GUILLOPE M., POIRIER J.P., 1979 — Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **84**: 5557–5567.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUC E., 1986 — Deep structure of the Earth’s crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Teisseyre-Tornquist Zone). *Tectonophysics*, **128**, 1–4: 251–279.
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER G.R., 1999 — Polonaise’97 — an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, **314**, 1–3: 101–121.
- HAEUSSLER P.J., BRADLEY D., GOLDFARB R., SNEE L., TAYLOR C., 1995 — Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*, **23**, 11: 995–998.
- HAJNAL Z., LUCAS S., WHITE D., LEWRY J., BEZDAN S., STAUFFER M.R., THOMAS M.D., 1996 — Seismic reflection

- images of high-angle faults and linked detachments in the Trans-Hudson Orogen. *Tectonics*, **15**: 427–439.
- HAND M., BUICK I.S., 2001 — Tectonic evolution of the Reynolds-Anmatjira Ranges: a case study in terrain reworking from the Arunta Inlier, central Australia. *W: Continental reactivation and reworking* (red. J.A. Miller i in.). *Geol. Soc., London, Sp. Public.*, **184**: 237–260.
- HANMER S., 1984 — Strain-insensitive foliations in polymineralic rocks. *Can. J. Earth Sc.*, **21**: 1410–1414.
- HANMER S., PASSCHIER C.W., 1991 — Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canadian Paper*, **90/117**.
- HANNULA K.A., LACKEY J.S., MATTOX E., McGRATH G., ONASCH E., WERTHEIM J., 1999 — Syn-tectonic pluton intrusion during contractional deformation: microstructural and metamorphic evidence from the aureole of the Acadian Victory Pluton, north-eastern Vermont, USA. *J. Metam. Geol.*, **17**: 271–286.
- HATCHER R.D., JR., 1995 — Structural Geology. Principles, concepts, and problems. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 2nd Edition.
- HIBBARD M.J., 1987 — Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**: 543–561.
- HIPPERTT J.F., HONGN F.D., 1998 — Deformation mechanisms in the mylonite/ ultramylonite transition. *J. Str. Geol.*, **20**, 11: 1435–1448.
- HIRTH G., TULLIS J., 1992 — Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**: 145–159.
- HÖGDAHL K., GROMET P.L., CLAEISSON S., 1996 — The geochronology of a ductile shear zone in Jämtland, central Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **118** (Jubilee Issue), A14.
- HÖGDAHL K., SJÖSTRÖM H., 2001 — Evidence for 1.82 Ga transpressive shearing in a 1.85 Ga granitoid in central Sweden: implications for the regional evolution. *Precambrian Res.*, **105**: 37–56.
- HOLDSWORTH R.E., STEWARD M., IMBER J., STRACHAN, R.A., 2001 — The structure and rheological evolution of reactivated continental fault zones: a review and case study. *W: Continental reactivation and reworking* (red. J.A. Miller i in.). *Geol. Soc., London, Sp. Public.*, **184**: 115–137.
- HOLM P.M., HEAMAN L.M., PEDERSEN L.E., 2005 — First direct age determination for the Kelseaa Dolerite Dyke, Bornholm, Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **52**: 125–130.
- HOLYOKE III C.W., TULLIS J., 2006 — Formation and maintenance of shear zones. *Geology*; **34**, 2: 105–108.
- HUBBARD F.H., 1975 — The Precambrian crystalline complex of southwestern Sweden. The geology and petrogenetic development of the Varberg Region. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **97**: 223–236.
- HUHMA H., CLAEISSON S., KINNY P.D., WILLIAMS I.S., 1991 — The growth of Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian zircons. *Terra Nova*, **3**: 175–179.
- HUMPHREYS F.J., HATHERLY M., 1996 — Recrystallization and related annealing phenomena. Elsevier, Oxford.
- HUTTON D.H.W., 1997 — Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem? *W: Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (red. J.I. Bochez i in.), 189–197, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- INGRAM G.M., HUTTON D.H.W., 1994 — The Graet Tonalite Sill; emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to Early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**: 715–728.
- ISACHSEN Y.W. (red.), 1968 — Origin of anorthosites and related rocks. New York State Museum Science Service Memoirs, 17: 1–466.
- JANNEY D.E., WENK H.R., 1994 — Some typical microstructures in deformed rocks. *Materials Science Engin.*, **A175**: 201–208.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1990 — Geochronological data on the Suwałki Anorthosite Massif. *Arch. Miner.*, **44**, 2: 59–63.
- JAROSIŃSKI M., 1994 — Metody pomiaru współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 564–569.
- JAROSIŃSKI M., 1999 — Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metoda analizy struktur breakouts. *Instrukcje i metody badań geologicznych*. Państw. Inst. Geol., Warszawa, **56**.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P., ZIEGLER P.A., 2009 — Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 3–26.
- JENSEN L.N., STARKEY J., 1985 — Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J. Str. Geol.*, **7**: 527–539.
- JI S.C., MAINPRICE D., 1987 — Experimental deformation of sintered plagioclase above and below the order-disorder transition. *Geodin. Acta.*, **1**: 113–124.
- JI S.C., MAINPRICE D., 1990 — Recrystallization and fabric development in plagioclase. *J. Geol.*, **98**: 65–79.
- JI S.C., WIRTH R., RYBACKI E., JIANG Z., 2000 — High-temperature plastic deformation of quartz-plagioclase multilayers by layer-normal compression. *J. Geophys. Res.*, **105**: 16651–16664.
- JUSKOWIAK O., 1965 — Charakterystyka petrograficzna skał norytowo-anortozytowych masywu suwalskiego. *Kwart. Geol.*, **9**, 2: 398–399.
- JUSKOWIAK O., 1971 — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 7–172.
- JUSKOWIAK O., 1973 — Skały plutoniczne. *W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce*. Cz. 12. Podłoże krystaliczne (red., A. Łaszkiwicz) *Pr. Inst. Geol.*, **68**: 69–108.
- JUSKOWIAK O., 1985 — Badania petrograficzne skał prekambryjskich rejonu Udrynia. *W: Dokumentacja geologiczna złoża rud żelaza, tytanu i wanadu*. T.2. – Badania laboratoryjne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB Warszawa.
- JUSKOWIAK O., 1993 — Podłoże krystaliczne Suwalszczyzny. *Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 16–28.
- JUSKOWIAK O., 1998 — Occurrence, structure and mineral diversity of rocks from the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 67–79.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1998 — Some borehole profiles of the crystalline rocks from the Suwałki Anorthosite Massif and adjacent area. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 185–193.
- JUSKOWIAKOWA M., JUSKOWIAK O., 1990 — On the ortho- and clinopyroxene assemblage in the basic rocks. *Arch. Miner.*, **46**, 1–2: 5–16.
- KALAKAY T.J., JOHN B.E., LAGESON D.R., 2001 — Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southwest Montana, USA. *J. Str. Geol.*, **23**: 1151–1165.
- KARACZUN K., KUBICKI S., RYKA W., 1975 — Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce, 1:500 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- KÄRKI A., LAAJOKI K., LUUKAS J., 1993 — Major paleoproterozoic shear zones of the Fennoscandian shield. *Precambrian Res.*, **64**: 207–223.
- KARLSTROM K.E., 1989 — Toward a syn-tectonic paradigm for granitoids. *Eos*, **70**: 762–763.
- KARLSTROM K.E., ŁHÄLL K.I., HARLAN S.S., WILLIAMS M.L., MCLELLAND J., GEISSMAN J.W., 2001 — Long-lived

- (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Res.*, **111**: 5–30.
- KARLSTROM K.E., MILLER C.F., KINGSBURY J.A., WOODEN J.L., 1993 — Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California, interaction between deformational and solidification processes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**: 213–230.
- KEITH A., DACZKO N.R., CLARKE G.L., 1999 — Kinematic vorticity and tectonic significance of superposed mylonites in a major lower crustal shear zone, northern Fiordland, New Zealand. *J. Struct. Geol.*, **21**, 10: 1385–1405.
- KISTERS A.F.M., KOLB J., MEYER F.M., 1998 — Gold mineralization in high grade metamorphic shear zones of the Renco Mine, southern Zimbabwe. *Econ. Geol.*, **93**: 587–601.
- KLEINSCHRODT R., 1994 — Large-scale thrusting in the lower crustal basement of Sri Lanka. *Precambrian Res.*, **66**: 39–57.
- KOLB J., KISTERS A.F.M., MEYER F.M., SIEMES H., 2003 — Polyphase deformation of mylonites from the Renco gold mine (Zimbabwe): identified by crystallographic preferred orientation of quartz. *J. Struct. Geol.*, **25**: 253–262.
- KORJA A., LAHTINEN R., NIRONEN M., 2006 — The Svecofenian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *Geol. Soc., London, Memoirs*, **32**: 561–578.
- KOZŁOWSKA A., 1989 — Występowanie i geneza millerytu w skałach suwalskiego masywu zasadowego. *Arch. Miner.*, **43**, 2: 91–92.
- KOZŁOWSKA A., WISZNIEWSKA J., 1990 — Aspekty genetyczne tekstur i struktur minerałów kruszczowych w masywie suwalskim. *Arch. Miner.*, **44**, 2: 69–87.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1997 — Crustal structure at the Trans-European Suture Zone in northwest Poland based on gravity data. *Geol. Mag.*, **134**, 5: 661–667
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., JACYNA J., KORABLOVA L., NASEDKIN V., 1999a — Gravimetric and magnetic maps of the Polish-Lithuanian border area 1:200 000. Polish Geological Institute, Warsaw.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., ŻÓŁTOWSKI Z., 1999b — Główne jednostki strukturalne w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w świetle danych grawimetrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **386**: 5–58.
- KRUSE R., STUNITZ H., 1999 — Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*; **303**: 223–249.
- KRUSE R., STUNITZ H., KUNZE K., 2001 — Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *J. Str. Geol.*, **23**: 1781–1802.
- KRZEMIŃSKA E., 2010 — Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **195**: 1–62.
- KRZEMIŃSKA E., WILLIAMS I.S., WISZNIEWSKA J., 2005 — A Late Proterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Lomza, NE Poland. *Terra Nova*, **17**: 442–449.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., 2009 — Granitoidy Warmii – geochemiczne i izotopowe korelacje z kompleksem mazurskim (podłoże krystaliczne NE Polski). *Prz. Geol.*, **57**: 306.
- KRZEMIŃSKI, L., 1990 — Plagioclase-quartz symplectites in anorthosites of the Suwałki Massif (NE Poland). *Arch. Miner.*, **44**, 2: 37–45.
- KUBICKI S., 1984 — Mineralization of the crystalline basement of north-eastern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 49–54.
- KUBICKI S., RYKA W. (red.), 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W., ZNOSKO J., 1973 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, **16**, 3: 523–545.
- KUBICKI S., SIEMIĄTKOWSKI J., 1973 — Uwagi o okruszczowaniu. *W: Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. cz. 12. Podłoże krystaliczne* (red., Łaszkiewicz A.) *Pr. Inst. Geol.*, **68**: 120–123.
- KUBICKI S., SIEMIĄTKOWSKI J., 1979 — Mineralizacja kruszczowa masywu suwalskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **316**: 5–136.
- KURBIEL H., SIEMIĄTKOWSKI J., SUBIETA M., 1979 — Wyniki badań geofizyczno-geologicznych w rejonie Suwałk. *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 87–101.
- KURBIEL H., SZEWCZYK J., 1985 — Dokumentacja geologiczna złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu złoża Udryń; kat. zasobów C₂.T.3. Badania geofizyczne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB Warszawa.
- LA TOUR T.E., BARNETT R.L., 1987 — Mineralogical changes accompanying mylonitization in the Bitterroot dome of the Idaho batholith: implications for timing of deformation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**: 356–363.
- LAFRANCE B., DEWOLFE J.C., STOTT G.M., 2004 — A structural reappraisal of the Beardmore-Geraldton Belt at the southern boundary of the Wabigoon subprovince, Ontario, and implications for gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.*, **41**: 217–235.
- LAFRANCE B., JOHN B.E., FROST B.R., 1998 — Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: examples from Poe mountain anorthosite, Wyoming. *J. Struct. Geol.*, **20**, 7: 945–955.
- LAFRANCE B., JOHN B.E., SCOATES J.S., 1996 — Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mts anorthosite, Wyoming. *Contrib. Miner. Petrol.*, **122**: 431–440.
- LECLAIR A.D., ERNST R.E., HATTORI K., 1993 — Crustal-scale auriferous shear zones in the central Superior province, Canada. *Geology*, **12**, 399–402.
- LIN S., JIANG D., WILLIAMS P.F., 1998 — Transpression (-transtension) zones of triclinic symmetry: natural examples and theoretical modelling. *W: Continental transpressional and transtensional tectonics* (red. R.E. Holdsworth i in.). *Geol. Soc., London., Spec. Public.*, **135**: 41–57.
- LISTER G.S., SNOKE A.W., 1984 — S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617–638.
- LISTER G.S., WILLIAMS P.F., 1979 — Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, **1**: 283–297.
- LONGHI J., VANDER AUWERA J., FRAM M.S., DUCHESNE J.C., 1999 — Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *J. Petrol.*, **40**: 339–362.
- LORENC M.W., WISZNIEWSKA J., 1999 — The Mazury complex: one magmatic influx or more? Seventh EUROBRIDGE Workshop Abstracts, 66–68.
- LUDWIK K.R., 1999 — Isoplot/Ex version 2.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Sp. Public., 1a: 1–46.
- MANSFIELD J., 2001 — Age and ϵ_{Nd} constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic Sea region. *Tectonophysics*, **339**: 135–151.
- MARTIGNOLE J., POUGET P., 1994 — A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province); evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Can. J. Earth Sci.*, **31**: 1714–1726.

- MARTINEZ CATALAN J.R., ARENAS R., BALDA M.A.D., 2003 — Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *J. Str. Geol.*, **25**: 1815–1839.
- MAZUR S., 1998 — Przegląd wskaźników zwrotu ścinania. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **64**, 2004: 41–59.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006 — The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, **50**: 89–118.
- MAZUR S., JAROSIŃSKI M., 2006 — Budowa geologiczna głębokiego podłoża platformy paleozoicznej południowo-zachodniej Polski w świetle wyników eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **188**: 203–222.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J., 2010 — Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, **58**, 2: 133–145.
- McCAFFREY K.J.W., MILLER C.F., KARLSTROM K.E., SIMPSON C., 1999 — Synmagmatic deformation patterns in the Old Woman Mountains, SE California. *J. Str. Geol.*, **21**: 335–349.
- MICKLETHWAITE S., 2007 — The significance of linear trends and clusters of fault-related mesothermal lode gold mineralization. *Econ. Geol.*, **102**: 1157–1164.
- MICKLETHWAITE S., 2009 — Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. *J. Str. Geol.*, **31**, 3: 288–300.
- MICKLETHWAITE S., COX S.F., 2004 — Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geology*, **32**: 813–816.
- MICKLETHWAITE S., COX S.F., 2006 — Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: examples from mineralized Archaean fault systems. *Earth Plan. Sc. Letters*, **250**: 318–330.
- MICKLETHWAITE S., HEATHER A., SHELDON H.A., BAKER T., 2010 — Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *J. Str. Geol.*, **32**: 151–165.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1986 — Nasunięcie i uskok przesuwczy na granicy między Kotliną Jeleniogórską a Pogórzem Karkonoskim. *Prz. Geol.*, **10**: 577–581.
- MIERZEJEWSKI M.P., (red.) 1992a — Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 1–176.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1992b — Sposób badania tektonicznego rdzeni wiertniczych nie orientowanych i orientowanych względem północy. *W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej* (red. M.P. Mierzejewski). *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 6–12.
- MONTEIRO R.N., FYFE W.S., CHEMALE Jr F., 2004 — The impact of the linkage between grade distribution and petrofabric on the understanding of structurally controlled mineral deposits: Ouro Fino Gold Mine, Brazil. *J. Str. Geol.*, **26**: 1195–1214.
- 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.
- MORSE S.A., 1982 — A partisan review of Proterozoic anorthosites. *Amer. Miner.*, **67**: 1087–1100.
- MOTUZA G., 2004 — The geological map of the Precambrian crystalline basement of Lithuania. *Lietuvos geologijos taryba*.
- MOTUZA G., 2005 — Structure and formation of the crystalline crust in Lithuania. *Sp. Pap. Pol Min. Soc.*, **26**: 69–79.
- MOTUZA G., SKRIDLAITE G., 1996 — Geology of the Lithuanian part of EUROBRIDGE transect: Western Lithuanian Granulite Domain and East Lithuanian Belt. Fourth EUROBRIDGE Workshop. Lund University, Oskarshamn, Sweden.
- MOTUZA G., ČEČYS A., KOTOV A.B., SALNIKOVA E.B., 2006 — The Žemaičių Naumiestis granitoids: new evidences for Mesoproterozoic magmatism in western Lithuania. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **128**: 243–254.
- MOYEN J.F., NEDELEC A., MARTIN H., JAYANANDA M., 2003 — Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, south India. *J. Struct. Geol.*, **25**: 611–631.
- MUNOZ M., COURJAULT-RADE P., TOLLON F., 1991 — The massive stibnite veins of the French Palaeozoic basement: a metallogenic marker of Late Variscan brittle extension. *Terra Nova*, **4**: 171–177.
- NEJBERT K., SPECZIK S., 1992 — Spinele szeregu spinel-hercynit z magnetytów i ilmenitów intruzji suwalskiej. *Arch. Miner.*, **48**, 1/2:61–80.
- NEJBERT K., WISZNIEWSKA J., 1994 — The ore mineralization in the Jezioro Okraśle region, Suwałki anorthosite massif (NE Poland). *Arch. Miner.*, **50**, 1: 13–32.
- NEVES S.P., VAUCHEZ A., FERAUD G., 2000 — Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Res.*, **99**: 1–32.
- NGUYEN P.T., COX S.F., HARRIS L.B., POWELL C.M., 1998 — Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalada, Western Australia. *J. Struct. Geol.*, **20**, 12: 1640–1652.
- NIRONEN M., 1997 — The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Res.*, **86**: 21–44.
- NYMAN M.W., KARLSTROM K.E., KIRBY E., GRAUBARD C.M., 1994 — Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: evidence from ca. 1.4 Ga plutons. *Geology*, **22**: 901–904.
- OBST K., HAMMER J., KATZUNG G., KORICH D., 2004 — The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea: insights from the G14-1 off-shore borehole. *Int. J. of Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, **93**: 1–12.
- OCCHIPINTI S.A., REDDY S.M., 2004 — Deformation in a complex crustal-scale shear zone: Errabiddy Shear Zone, Western Australia. *Geol. Soc., London; Spec. Public.*, **224**: 229–248.
- OLIVER G.J.H., 1977 — Feldspathic hornblende and garnet granulites and associated anorthosite pegmatites from Doubful Sound, Fiordland, New Zealand. *Contrib. Miner. Petrol.*, **65**: 111–121.
- OLSEN T.S., KOHLSTEDT D.L., 1985 — Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, **111**: 107–131.
- PARECKI A., 1993 — Historia udokumentowania złoża Krzemianka. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 558–564.
- PARECKI A., 1998 — Geological structure of the Krzemianki and Udryń deposits. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 123–136.
- PARECKI A. (kier. dok.), 1977 — Dokumentacja geologiczna złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu „Krzemianka”, gm. Jeleniewo, woj. Suwałki. Kat. C₂+C₁. Przeds. Geol., Zakład w Warszawie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PARECKI A. (kier. dok.), 1984 — Dodatek K 68 do dokumentacji geologicznej złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu „Krzemianka”, gm. Jeleniewo, woj. Suwałki. Kat. C₂+C₁. Przeds. Geol., Zakład w Warszawie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PARECKI A. (kier. dok.), 1990 — Dodatek nr 3 do dokumentacji geologicznej złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu „Krzemianka”, gm. Jeleniewo, woj. Suwałki. Kat. C₂+C₁. Przeds. Geol., Zakład w Warszawie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PASSCHIER C.W., MYERS J.S., KRÖNER A., 1990 — Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains. Springer-Verlag, Berlin.
- PASSCHIER C.W., SIMPSON C., 1986 — Porphyroblast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**: 831–843.

- PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J., 1996 — Micro-tectonics. Springer, Berlin.
- PAWLEY M.J., COLLINS W.J., 2002 — The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *J. Struct. Geol.*, **24**: 469–483.
- PAWLEY M.J., COLLINS W.J., VAN KRANENDONK M.J., 2002 — Origin of fine-scale sheeted granites by incremental injection of magma into active shear zones: examples from the Pilbara Vraton, NW Australia. *Lithos*, **61**: 127–139.
- PEDERSEN S., ANDERSEN T., KONNERUP-MADSEN J., GRIFFIN L.W., 2009 — Recurrent mesoproterozoic continental magmatism in South-Central Norway. *Int. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau)*, **98**: 1151–1171.
- PHAROAH T.C., 1999 — Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, **314**: 17–41.
- PHILLIPS E.R., CARR G.R., 1973 — Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. *Lithos*, **6**: 245–260.
- PIASECKI M.J.A., CYMERMAN Z., 1994 — Strefy ścinania a złoto w Sudetach. *Prz. Geol.*, **42**, 5: 337–340.
- PODEMSKI M., 1998 — Discovery and exploration of the Suwałki Anorthosite Massif. *W: Geology of the Suwałki Massif – NE Poland* (red. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 7–18.
- POIRIER J.P., GUILLOPE M., 1979 — Deformation induced recrystallization of minerals. *Biul. Miner.* **102**: 67–74.
- POŻARYSKI W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2: 57–65.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P., 1992 — Tectonic map of Poland during the Variscan time, scale 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., NAWROCKI J., 2000 — Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Środkowej. *Prz. Geol.*, **48**, 8: 703–706.
- PRESSLEY R.A., BROWN M., 1999 — The Phillips pluton, Maine, USA: evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. *Lithos*, **46**: 335–366.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W., 1990 — Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press.
- PRIOR D.J., KNIPE R.J., HANDY M.R., 1990 — Estimates of the rates of microstructural changes in mylonites. *Geol. Soc. Spec. Public.*, **54**: 309–319.
- RÄMÖ O.T., HUHMA H., KIRS J., 1996 — Radiometric isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. *Precambrian Res.*, **79**: 209–226.
- RAGAN D.M., 2009 — Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques. Cambridge University Press.
- ROMAN-BERDIEL T., ARANGUREN A., CUEVAS J., TUBIA J.M., 1998 — Compressional granite-emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). *Lithos*, **44**: 37–52.
- ROMER R.L., 1996 — Contiguous Laurentia and Baltica before the Grenvillian–Sveconorwegian orogeny? *Terra Nova*, **8**: 173–181.
- ROSENBERG C.L., STÜNITZ H., 2003 — Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *J. Struct. Geol.*, **25**: 389–408.
- ROSS G.M., EATON D.W., BOERNER D.E., MILES W., 2000 — Tectonic entrapment and its role in the evolution of continental lithosphere: an example from the Precambrian of western Canada. *Tectonics*, **19**: 116–134.
- RUBIE D.C., 1983 — Reaction enhanced ductility: the role of solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, **96**: 331–352.
- RUTTER E.H., 1999 — On the relationship between the formation of the shear zones and the form of the flow law for rocks undergoing dynamic recrystallization. *Tectonophysics*, **303**: 147–158.
- RYKA W., 1979 — On the origin of anorthosites and associated iron ores of the Suwałki Massif (North-eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, **318**: 11–23.
- RYKA W., 1982 — Precambrian evolution of the Polish part of the East European Platform. *Geol. Quart.*, **26**: 257–272.
- RYKA W., 1984 — Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 17–28.
- RYKA W., 1993 — Fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 546–551.
- RYKA W., 1998a — Geological position of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 19–26.
- RYKA W., 1998b — Views on the origin of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 161–182.
- RYKA W., PODEMSKI M., (eds.), 1998 — Geology of the Suwałki Anorthosite Massif (Northeastern Poland). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 5–194.
- SAINT BLANQUAT M., TIKOFF B., TEYSSIER C., VIGNERESSE J.L., 1998 — Transpressional kinematics in magmatic arcs. *Geol. Soc., London, Spec. Issue*, **135**: 327–340.
- SANDERSON D.J., 1982 — Modes of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics*, **88**: 201–233.
- SATERNUS A., 1984 — Struktury tektoniczne w wybranych rdzeniach wiertniczych złoża „Krzemianka”. W Dodatku nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu „Krzemianka”. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- SATERNUS A., 1993 — Drobne struktury tektoniczne w rdzeniach wiertniczych ze skał masywu suwalskiego i jego otoczenia. *Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., na Ziemi Suwalskiej*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SATERNUS A., 1998 — Results of mesostructural investigations. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 117–121.
- SAWEYER E.W., 1996 — Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **87**: 85–94.
- SCHIELLERUP H., LAMBERT D.D., PRESTVIK T., ROBINS B., McBRIDE J.S., LARSEN R.B., 2000 — Re-Os isotopic evidence for a lower crustal origin of massif-type anorthosites. *Nature*, **405**: 781–784.
- SEDERHOLM J.J., 1916 — On synantetic minerals and related phenomena (reactions rims, corona minerals, kelyphite, myrmekite, etc.). *Biull. Comm. Geolog. Finlande.*, **48**: 146.
- SELBEKK R.S., SKJERLIE K.P., PEDERSEN R.B., 2000 — Generation of anorthositic magma by H₂O – fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides. *Geol. Mag.*, **137**: 609–621.
- SHELLEY D., 1995 — Asymmetric shape preferred orientations as shear-sense indicators. *J. Struct. Geol.*, **17**, 4: 509–517.
- SIBSON R.H., 1977 — Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, **133**, 3: 191–213.
- SIEMIĄTKOWSKI J., 1970 — Automorficzne wrostki tytanononnych magnetytów w piroksenach skał masywu suwalskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 1: 1–8.
- SIEMIĄTKOWSKI J., 1993 — Zespoły minerałów tlenkowych i ich znaczenie w odczytaniu genezy skał masywu suwalskiego. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 567–569.
- SIEMIĄTKOWSKI J., 1998 — The ilmenite-magnetite ore deposit Krzemianka in northeastern Poland: brief history of discovery and exploration. *Geol. Quart.*, **42**, 2: 443–450.

- SIMPSON C., 1985 — Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, **7**: 503–511.
- SIMPSON C., 1986 — Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Educ.*, **34**: 246–261.
- SIMPSON C., SCHMID S., 1983 — An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 1281–1288.
- SIMPSON C., WINTSCH R.P., 1989 — Evidence for deformation-included K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metam. Geol.*, **7**: 261–275.
- SKAR Ř., PEDERSEN R.B., 2003 — Relations between granitoid magmatism and migmatization: U-Pb geochronological evidence from the Western Gneiss Complex, Norway. *J. Geol. Soc., London*, **160**: 935–946.
- 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.
- SÖDERLUND U., MÖLLER C., ANDERSSON J., JOHANSSON L., WHITEHOUSE M., 2002 — Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogeny, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46–1.42 and 0.98–0.96 Ga reworking. *Precambrian Res.*, **113**: 193–225.
- SOLAR G.S., PRESSLEY R.A., BROWN M., TUCKER R.D., 1998 — Granite ascent in convergent orogenic belts: testing a model. *Geology*, **26**, 8: 711–714.
- SPECZIK S., 1990 — Distribution of vanadium in ore minerals of the Suwałki Massif (Northeastern Poland). *Arch. Miner.*, **44**, 2: 19–36.
- SPECZIK S., WISZNIEWSKA J., DIEDEL R., 1988 — Minerals, exsolution features and geochemistry of Fe-Ti ores of the Suwałki District (NE Poland). *Miner. Deposita*, **23**, 3: 200–210.
- STEIN H.J., MORGAN J., MARKEY R., WISZNIEWSKA J., 1998 — Re-Os study of the Suwałki Anorthosite Massif, NE Poland. Abstract in: *Geoph. J.*, **20**: 111–114.
- STEPHENS M.B., WAHLGREN C.H., WEIJERMARS R., CRUDEN A.R., 1996 — Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, southwestern Sweden. *Precambrian Res.*, **79**: 261–279.
- STEWART J.R., BETTS P.G., COLLINS A.S., SCHAEFER B.F., 2009 — Multi-scale analysis of Proterozoic shear zones: An integrated structural and geophysical study. *J. Struct. Geol.*, **31**: 1238–1254.
- STÜNITZ H., 1998 — Syndeformational recrystallization – dynamic or compositionally induced? *Contr. Mineral. Petrol.*, **131**: 219–236.
- STÜWE K., WILSON C.J.L., 1990 — Interaction between deformation and charnockite emplacement in the Bunge Hills, East Antarctica. *J. Struct. Geol.*, **12**, 5/6: 767–783.
- SUBIETA M (kier. dok.), 1971 — Dokumentacja geologiczna w kat. C₂ złoża rud żelaza, tytanu i wanadu Krzemianka. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SUBIETA M., SAMOCIUK S., 1985 — Dokumentacja geologiczna złoża rudy żelaza, tytanu i wanadu Udryń; kat. zasobów C₂. Tom I. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SUHR G., 1993 — Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain massif (Bay of Islands ophiolite). *J. Struct. Geol.*, **15**: 1273–1292.
- SUNDBLAD M.B., WAHLGREN C.H., WEIJERMARS R., CRUDEN A.R., 1994 — Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic shield, southwestern Sweden. *Precambrian Res.*, **79**: 261–279.
- ŚRODA, P., POLONAISE 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.
- TARAN L.N., BOGDANOVA S.V., 2001 — The Fennoscandia – Sarmatia junction in Belarus: new inferences from a PT-study. *Tectonophysics*, **339**: 193–214.
- TATARATA M., 1987 — O mineralizacji kruszcowej masywu suwalskiego w rejonie Jeleniewa. *Arch. Miner.*, **42**: 43–57.
- TIKOFF B., GREENE D., 1997 — Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada batholith, California. *J. Struct. Geol.*, **19**: 29–39.
- TIKOFF B., TEYSSIER C., 1994 — Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *J. Struct. Geol.*, **16**, 11: 1575–1588.
- TORVELA T., EHLERS C., 2010 — From ductile to brittle deformation: structural development and strain distribution along a crustal-scale shear zone in SW Finland. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **99**: 1133–1152.
- TULLIS J., 1983 — Deformation of feldspars. *W: Feldspar mineralogy* (red. P.H. Ribbe). Am. Min. Soc., Washington, D.C.
- TULLIS J., DELL'ANGELO L., YUND R.A., 1990 — Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. *W: The brittle-Ductile Transition. The Heard Volume* (red. A. Duba i in.). *Am. Geophys. Union Monogr.*, **56**: 67–82.
- TULLIS J., YUND R.A., 1985 — Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**: 238–241.
- TULLIS J., YUND R.A., 1987 — Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar. Mechanisms and microstructures. *Geology*, **15**: 606–609.
- TULLIS J., YUND R.A., 1991 — Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *J. Struct. Geol.*, **13**, 9: 987–1000.
- TWISS R.J., MORES E.M., 2007 — Structural Geology. 2nd edition. W.H. Freeman and Company, New York.
- URAI J.L., MEANS W.D., LISTER G.S., 1986 — Dynamic recrystallization of minerals. *W: Hobbs B.E., Heard H.C. (eds.). Mineral and Rock deformation: laboratory studies.* AGU, Washington, D.C. *Geophysical Monograph*, **36**: 161–199.
- VALVERDE-VAQUERO P., DÖRR W., BELKA Z., FRANKE W., WISZNIEWSKA J., SCHASTOK J., 2000 — U-Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of Central Poland: implications for Gondwana versus Baltica provenance studies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**: 225–240.
- VANDERHAEGHE O., 1999 — Pervasive melt migration from migmatites to leucogranites in the Shuswap Metamorphic Core Complex, Canada: control of regional deformation. *Tectonophysics*, **312**: 35–55.
- VAUCHEZ A., 1987 — The development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**: 137–156.
- VERNON R.H., 1991 — Questions about myrmekite in deformed rocks. *J. Str. Geol.*, **13**, 9: 979–985.
- VIGNERESSE J.L., BARBEY P., CUNNEY M., 1996 — Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrology*, **37**: 1579–1600.
- VITALE S., MAZZOLIS S., 2008 — Heterogenous shear zone evolution: the role of shear strain hardening/softening. *J. Struct. Geol.*, **30**: 1383–1395.
- WEINBERG R.F., SEARLE M.P., 1998 — The Pangong Injection Complex, Indian Karakoram: a case of pervasive granite flow through hot viscous crust. *J. Geol. Soc.*, **155**: 883–891.
- WENK H.R., CHRISTIE J.M., 1991 — Comments on the interpretation textures in rocks. *J. Struct. Geol.*, **13**, 10: 1091–1110.

- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREYS F.J., 1980 — On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* **2**: 175–187.
- WHITE S.H., KNIPE R.J., 1978 — Transformation- and reaction enhanced ductility in rocks. *J. Geol. Soc., London.* **135**: 513–516.
- WHITE S.H., MAWER C.K., 1992 — Deep crustal deformation textures along megathrusts from Newfoundland and Ontario: implications for microstructural preservation, strain rate, and strength of the lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, **29**.
- WIEBE R.A., 1979 — Anorthositic dykes southern Nain Complex, Labrador. *Am. J. Sci.*, **279**: 394–410.
- WIEBE R.A., 1992 — Proterozoic anorthosite complexes: *W*: Condie K.C. (ed.) Proterozoic crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 215–261.
- WINDLEY B.F., 1993 — Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *J. Geol. Soc., London*, **150**: 39–50.
- WINTSCH R.P., KNIPE R.J., 1983 — Growth of a zoned plagioclase porphyroblast in a mylonite. *Geology*, **11**: 360–363.
- WISE D.U., DUNN D.E., ENGELDER J.T., GEISER P.A., HATCHER R.D., KISCH S.A., ODOM A.L., SCHAMEL S., 1984 — Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, **12**: 391–394.
- WISZNIEWSKA J., 1993 — Mineralizacja kruszcowa w skałach masywu suwalskiego. Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Państw. Inst. Geol., Warszawa. 29–36.
- WISZNIEWSKA J., (red.), 1998a — Udryń (opracowanie zbiorcze). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **90**.
- WISZNIEWSKA J., 1998b — Mineralogy of Fe-Ti-V ores of the Suwałki Anorthosite Massif (SAM), northeast Poland. *W*: Geology of the Suwałki Massif – NE Poland (eds. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 137–150.
- WISZNIEWSKA J., 2000a — Strontium isotope ratios and REE geochemistry in the Suwałki anorthosites, BNE Poland. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 183–186.
- WISZNIEWSKA J., 2000b — Zastosowanie metody izotopowej Re-Os w badaniach złóż rud metali. *Pol. Tow. Miner. Prace Spec.*, **16**: 105–119.
- WISZNIEWSKA J., 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **401**: 1–96.
- WISZNIEWSKA J., DUCHESNE J.C., CLAESSE S., STEIN H.J., MORGAN J., 1999 — Geochemical constraints on the origin of the Suwałki Anorthosite Massif and Fe-Ti-V ores, NE Poland. Terra Nova, Abstracts, 10th EUG Meeting, Strasbourg.
- WISZNIEWSKA J., CLAESSE S., STEIN H.J., AUVERA J.V., DUCHESNE J.C., 2002a — The NE Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. *Terra Nova*, **14**: 451–460.
- WISZNIEWSKA J., DUCHESNE J.C., DÖRR W., 2002b — Titanomagnetite and Cu-Co-Ni sulfide mineralization in the Suwałki and Sejny AMCG complexes, NE Poland. 11th Quadrennial IAGOD Symposium and GEOCONGRESS 2002. Windhoek, Namibia.
- WISZNIEWSKA J., KUSIAK M.A., KRZEMIŃSKA E., DÖRR W., SUZUKI K., 2007 — Mesoproterozoic AMCG granitoids in the Mazury Complex, NE Poland – a geochronological update. *AM Monograph*, **1**: 31–39.
- WISZNIEWSKA J., WYBRANIEC S., BOGDANOVA S., 2000 — Combined geological and geophysical characteristics of AMCG complexes in NE Poland. The 31 International Geological Congress Abstracts, Rio de Janeiro, 6–17 August 2000; CD issue only.
- WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., WILLIAMS I.S., 2011 — Paleoproterozoic clastic material deposition in Southern Fennoscandia: new detrital zircon data from deep boreholes of NE Poland. EGU General Assembly 2011, Vienna, Austria, 3–8 April 2011. *Geophys. Res. Abstracts*, **13**.
- WOODCOCK N., MORT K., 2008 — Classification of fault Breccias and related fault rocks. *Geol. Magazine*, **145**, 3: 435–440.
- WYBRANIEC S., 1999 — Transformations and visualization of potential field data. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **1**.
- WYBRANIEC S., CIEŚLA E., PETECKI Z., 1993 — Badania geofizyczne obszaru suwalskiego. Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Państw. Inst. Geol., Warszawa, 16–28.
- YUND R.A., TULLIS J., 1991 — Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**: 346–355.
- ZARIŃŠ K., JOHANSSON Å., 2009 — U–Pb geochronology of gneisses and granitoids from the Danish island of Bornholm: new evidence for 1.47–1.45 Ga magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **98**: 1561–1580.
- ZHANG G., HATTORI K., CRUDEN A.R., 1997 — Structural evolution of auriferous deformation zones at the Campbell mine, Red Lake greenstone belt, superior Province of Canada. *Precambrian Res.*, **84**: 83–103.
- ZHAO X., JI S., MARTIGNOLE J., 1997 — Quartz microstructures and c-axis preferred orientations in high-grade gneisses and mylonites around the Morin anorthosite (Grenville Province). *Can. J. Earth. Sci.*, **34**: 819–832.
- ZNOSKO J., 1961 — Aneks do projektu robót geologicznych dla obszaru północno-wschodniej Polski (otwory Krzemianka i Udryń). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ZNOSKO J., 1965a — Perspektywy występowania rud metali w masywie suwalskim. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ZNOSKO J., 1965b — Problemy kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **188**: 5–72.
- ZNOSKO J., 1972 — Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. *Biul. Inst. Geol.*, **252**: 69–82.
- ZNOSKO J., 1973a — Suwałki 1 (Szlinokiemie IG 1). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **16**.
- ZNOSKO J., 1973b — Budowa geologiczna północno-wschodniej Polski. Przewodnik XLV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej 9–11 września 1973; Państw. Inst. Geol., Warszawa, 11–25.
- ZNOSKO J., 1979 — Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, **29**, 4: 365–382.
- ZNOSKO J., 1986 — O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. *Prz. Geol.*, **34**, 10: 545–552.
- ZNOSKO J., 1993a — Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny (wykształcenie, stratygrafia i rozprzestrzenienie). *W*: Przewodnik LXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Ziemi Suwalskiej, 9–12 września 1993. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 41–58.
- ZNOSKO J., 1993b — Jak odkryto suwalskie magnetyty. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 552–558.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna Polski 1:500 000. *W*: Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 162.

STRUCTURAL AND KINEMATIC ANALYSIS AND THE MESOPROTEROZOIC TECTONIC EVOLUTION OF THE SUWAŁKI MASSIF AND ITS SURROUNDINGS (NE POLAND)

Abstract. The structural and kinematic analysis of non-oriented drill cores (ca. 81 120 m drill cores) from 94 boreholes, out of 103 boreholes, in the crystalline rocks of the Suwałki Massif (Mazury Complex, Poland NE) has been carried out. This massif area of about 250–300 km² is built mainly of the Calymmian anorthosites, norites, dioritoids and their variations of transition. Particular attention has been paid to recognition of ductile shear zones with the S_M mylonitic foliation, or the complex foliation S_M (±S_O), the L_M mylonitic lineation and the kinematic indicators. Almost 3,500 locations of ductile shear zones with very heterogeneous development. The results of the analysis made it possible to establish the direction of tectonic transport and deformation regimes in individual boreholes and throughout the area of the Krzemianka ore deposit mainly. The dip angle of the S_M or S_M (±S_O) foliations are mainly about 50–60° with approximately parallel to the plunge of L_M stretching lineation. On the basis of the various indirect data, but mainly from the measurements of curvature of the borehole axis it is proposed that the strike of the foliation is consistent at a regional scale with the NW–SE to WNW–EES directions. Almost all shear sense indicators show reverse sense of ductile movements with the to the NE. Overthrusting

to the NE were mostly as like thin thrust sheets (duplexes) with basic rocks and ferrolites of the Krzemianka and Udryń deposits of the Fe-Ti-V ores. The numerous packets of ore bodies are located in bottom and/or in frontal domains of thrust sheets displaced from the SW towards NE in ductile conditions of displacement. Some of them resemble an antiformal stack geometry. The D₂ main deformation is related with compression regime and is connected with the development of ductile thrust packages during amphibolite and granulite facies of regional metamorphism during the Danopolonian orogeny (about 1.55–1.45 Ga). The origin of the AMCG-type Suwałki Massif, according to the structural and kinematic data, it was proposed a new model of “crustal tongue melting”, as declining effect of the Danopolonian orogenic (?late-Gothian) shortening and the development of ductile overthrusting of the thrust sheets. The D₂ progressive deformation of the Suwałki Massif was not due to a post-collisional collapse of previously tectonically thickened crust. These later deformations occurred during the late Gothian and/or Danopolonian orogeny (ca. 1.55–1.45 Ga), and were characterized also by a compressional to weakly transpressional regime with later (D₃ deformation) local weak extensional strain.

Key words: shear zones, kinematic analysis, mylonites, ductile thrusting, boreholes, Krzemianka Fe-Ti-V ore deposit, Danopolonian orogeny, Suwałki Massif.

SUMMARY

The Precambrian crystalline basement of NE Poland in the SW part of the East European Craton [EEC] (former Baltica palaeocontinent) (Fig. 1) is entirely covered by a thick cover succession comprising unmetamorphosed Upper Precambrian–Carboniferous, Permo-Mesozoic and Cenozoic sedimentary and volcanogenic rocks of variable thickness (e.g. Ber, 1967, 1968; Znosko, 1973a, b, 1993a; Krzywicki, 1993; Ber, Ryka, 1998). The thickness of this cover is variable, ranging from a few hundred metres on the Belarus–Mazurian High to more than 5–8 km along the SW margin of the EEC. Recognition of the deep basement structures was possible through interpretation of the available geophysical data and from studies of drill cores from deep boreholes

from NE Poland. The basement rocks are known only through core from 259 deep boreholes (Cymerman, 2004a). These boreholes were drilled during extensive geological and ore investigations of the Precambrian crystalline basement of NE Poland performed in the period of 1957–1991. They yielded a large amount of research material including more than 201,000 meters of cores, now stored in the archives of the Polish Geological Institute.

Almost a half of these (108 boreholes) are located in the Mesoproterozoic Suwałki Massif (the north-easternmost part of Poland) (Fig. 2). The detailed structural and kinematic analysis of cores from this massif (Tabs 1–4), was the subject of the 2002–2004 research project entitled: “The zone

shear and the mineralization ore the Suwałki anorthosite" project number 8 T12B 001 21, funded by the Scientific Research Committee.

The Mesoproterozoic Mazury (Mazurian) Complex is a part of the EEC in NE Poland (Juskowiak, 1971, 1973, 1993; Ryka, 1973, 1982; Kubicki, Ryka, 1982; Duchesne *et al.*, 1998; Wiszniewska *et al.*, 1999, 2002a; Wiszniewska, Krzemińska, 2008). This complex is composed of anorthosite-norite intrusions such as in the Kętrzyn and Suwałki Massifs (Wiszniewska *et al.* 2002, 2005) and A-type granitoids (Bagiński *et al.*, 2001, Skridlaite *et al.*, 2003). The Mazury Complex involved multistage emplacement of distinct igneous bodies. The emplacement of the Mazury Complex (ca. 1548–1499 Ma) was coeval with the emplacement of other AMCG complexes in the EEC (Tab. 5). The Mazury granitoids are geochemically classified as anorogenic A-type granitoids and are assigned to the post-collisional group. The Mazury Complex comprises the Suwałki anorthosite-norite intrusion with titanomagnetite ores (ferrolites) (Juskowiak, 1971, 1973; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Ryka, 1979, 1998a, b; Siemiątkowski, 1993; Znosko, 1993; Parecki, 1993; 1998; Podemski, 1998; Siemiątkowski, 1998; Wiszniewska, 1993, 1998a, b; 2002) and variously composed felsic and intermediate rocks, such as leucogranites, quartz-monzonites, monzonites, granodiorites, and monzodiorites (Wiszniewska, Bagiński, 2001; Bagiński *et al.*, 2001; Dörr *et al.*, 2002). The Suwałki Massif area of about 250–300 km² is built mainly of the Calymmian anorthosites, norites, granitoids and transitional variations. Crystalline basement in the area of the Suwałki Massif is present at depths between 557,2 m b.s.l. (borehole Żubryń IG 1) and 999,4 m b.s.l. (borehole Łopuchowo IG 1). The greater and central part of the elongated Suwałki Massif is occupied by almost latitudinally occurring anorthosites, surrounded first by norites, and further by gabbrodiorites and rapakivi-like granites (Figs 5, 6).

The geometry and the size of the Suwałki Massif is based on geophysical data (e.g. Dąbrowski, 1955; Dąbrowski, Karaczun, 1956; Wybraniec *et al.*, 1993; Cieśla *et al.*, 1998; Cieśla, Wybraniec, 1998; Podemski, 1998). The Suwałki Massif is easily seen on gravimetric and magnetic regional anomaly maps (Figs 4, 5). Two distinct and large structural elements can be seen in both maps: a negative anomaly associated with the Suwałki Massif and an extensive positive anomaly, east of Suwałki. The positive magnetic anomalies are generally connected with magnetite-ilmenite and vanadium-bearing titanomagnetite mineralization in ferrolites.

Within the Suwałki Massif there are two Fe-Ti-V ore deposits (Krzemianka and Udryń) recognized in 99 boreholes (Podemski, 1998; Parecki, 1998). In the Krzemianka ore deposit 73 boreholes were drilled to depth between 1200 and 2800 m, reaching in average ca. 1900 m depth (Tabs 1–3; Figs 7–12). Around 1 billion tons of magnetite-ilmenite ore have been proved. 12 boreholes were drilled in the Udryń deposit to the depth of between ca. 1200 and 2300 m. Approximately 250 millions tons of the Fe-Ti-V ore reserves were calculated there. The differences in geological structure, resources, and development of ore bodies and the needs of ore

geology and a planned mine were the reasons for the adoption of the division of the entire „Krzemianka“ ore deposit was divided into three parts: i.e. the SW, NE and the so called abnormal area VI, based on geological structure, ore body size and orientation. Parecki (1998) pointed out, in addition to the increased intensity of rock fracture (which, however, has not been confirmed by later research) the structure of the SW part of the Krzemianka" deposit is more complicated than the NE part of this deposit. Ore bodies with variable thickness, structures and Fe content are mainly found among norites, rarely gabbronorites and anorthosites (Tabs 2–4). The body forms are characterized by a pseudo-beds, lenses, nests, schlieren and various veins. The internal structure of individual ore bodies is complex as they repeatedly delaminate, split, anastomose or coalesce. The length of each ore packet does not exceed 2000 m, and their thickness is nowhere greater than 100 m (Tabs 2–4).

The structural and kinematic analysis of non-oriented drill cores from 94 boreholes, out of all 108 boreholes, in the crystalline rocks of the Suwałki Massif have been assessed (Tabs 1–4; Figs 7–12). Structural and kinematic studies were made on approximately 59 000 m of core from the Krzemianka deposit, including about 21 500 m of core from the SW part of the ore deposit (Tab. 2) and almost 37 500 m of cores from the NE part (Tab. 3). Cymerman (2007a) structurally and kinematically investigated approximately 10 000 m of cores in 12 boreholes from the Udryń deposit. In 16 other boreholes in the Suwałki Massif and its immediate vicinity 12 120 m of core was examined (Tab. 4).

Tectonic studies included: mesoscopic structural and kinematic analysis of ca. 81 120 m of core in 94 archival boreholes (Plates I–XII); microstructural analysis of tens thin sections oriented to the axis of the borehole (Plates XIII–XVI), the analysis of geophysical data on the axis of curvature of boreholes (Figs 17–20), analysis of discs (exfoliation cores) (Figs 16, 21, 22; Plate VII: 3) and the construction of a series of geological cross-sections mainly in the Krzemianka ore deposits (Figs 14, 23).

The general purpose of these structural investigations were five fold: (1) to recognize and describe ductile shear zones; (2) to characterize kinematic indicators and establish the direction of tectonic transport; (3) to define regimes of deformation, (4) to suggest a model for tectonic evolution of the Suwałki Massif (5) to describe relationships between ore mineralization and deformation. Particular attention has been paid to recognition of ductile shear zones with the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_0)$, the L_M mylonitic lineation and the kinematic indicators. The results of the analysis has made it possible to establish the direction of tectonic transport and deformation regimes in individual boreholes and in the Suwałki Massif generally. It is impossible to recognize a classical sequence of deformation in the crystalline rocks from the basement of NE Poland based on structural analysis of non-oriented drill cores.

However, it can be stated that ductile shear zones have developed on a wide range of scales from tens m thick belts down to a few millimeter thin lamina. Rotational deformation

was strongly heterogeneous and developed different types of mylonitic rocks varying from protomylonites to ultramylonites. Mylonitic rocks formed both from acidic and basic magmatic protoliths. Some relics of S_0 magmatic flow foliation in anorthosites, leucogabbros, norites, gabbrodiorites, diorites and granodiorites are locally preserved. Strongly heterogeneous processes of simple shearing and dynamic recrystallization almost totally destroyed the magmatic character of the protoliths. Locally, there are preserved relicts of a primary magmatic fabric (e.g. S_0 magmatic flow foliation). The earliest fabric in the most studied core materials from the Suwałki Massif is a localized S_M foliation. In general, this foliation is marked by the orientation of biotite flakes and/or the shape and orientation of feldspar megacrysts. It is likely that the S_M foliation is due to a combination of primary S_0 magmatic flow with later solid state deformation (D_2) associated with the Danopolonian orogeny (ca. 1.50–1.45 Ga). Whereas the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_0)$ was heterogeneously developed in all rocks of the Suwałki Massif, subsequent strains, probably formed during the progressive D_2 deformation and were increasingly localised to less strained domain boundaries as ductile shear zones. However, gradational character of these boundaries precludes definition of the dimensions of the ductile shear zones. Locally, the S_M mylonitic foliation was intensified and diminished in grain size in mylonitic rocks with the development of C type shear bands. In almost all studied drill cores the compression regime of deformation was dominant with strongly heterogeneous simple shearing. Pure shear component was second order. Rare isoclinal, tight folds or more often open folds have been recognized in some boreholes, especially from a border area of the Suwałki Massif. Commonly, the more extensive development of folds was connected with domains of intensive migmatization in the surroundings of the Suwałki Massif.

In most cases, a strongly recrystallized and difficult to recognize L_M extensional mineral lineation (mainly biotites) is developed on surfaces of the S_M mylonitic foliation. In many cores, no stretching mineral lineations or asymmetric structures were observed, indicating that the sense of shear within these ductile shear zones was mainly due to strong recrystallization and granitization processes. The L_M lineation is, in most cases is oriented sub-parallel to the direction of the S_M mylonitic foliation dip. Most commonly, mid to steeply dipping S_M mylonitic foliation is dipping in the same direction as the moderately to steeply plunging L_M lineation.

In total, almost 3,500 ductile shear zones with very heterogeneous development have been observed. In 40 boreholes from NE part of the “Krzemianka” ore deposit, 1,657 simple shear zones in different rocks, mainly in anorthosites and granites, were detected (Tab. 8). In the SW part of the Krzemianka deposit, 792 shear zones were seen (Tab. 6). In 12 bore holes from the deposit Udryń 485 ductile shear zones were detected (Cymerman, 2006a). Additional, 563 ductile shear zones was recognized in another 16 boreholes localized outside areas of the Krzemianka and Udryń ore deposits in different parts of the Suwałki Massif and its surroundings.

As a result of these detailed structural studies of cores from the SW part of the Krzemianka ore deposit many heterogeneous ductile shear zones have been recognised (Figs 6, 8). These zones have variable thicknesses – typically from a few cm to approximately 20–30 cm. The development of ductile shear zones has led to the emergence of different types of mylonitic rocks (Tab. 6, Plates I, II, VII, X, XIII, XIV). In 26 boreholes from the SW part of the Krzemianka ore deposits, numerous protomylonites, less frequent mylonites and the rare ultramylonites have been described. In general, the development of ductile shear zones varied widely in the different boreholes from the SW part of the Krzemianka deposit (Tab. 6). Their regional characteristics and test correlation is very difficult. This is mainly due to a complete lack of the cores or also considerable decreases of cores. In the SW part of the Krzemianka deposit 792 shear zones was recognized in different rocks (Tab. 6; Plates I, II) mainly in basic rocks with the total thickness at least 250 m.

Detailed structural study of about 37 500 m of cores from the NE part of the Krzemianka deposit has recognized numerous but very heterogeneous ductile shear zones. These zones are characterized by variable thickness, from a few to several tens of cm (Tab. 8). The shear zones rarely exceed a few meters or even tens of meters in thickness, as is the case for example in the boreholes K-47, K-58, K-50, K-82, K-57, K-45, K-46 and K-66. The development of ductile shear zones has led to creation of various mylonitic rocks (Tab. 8; Plates III, IV). The best developed ductile shear zones was recognized in the deeper bore holes where core recovery was more than 95% (Figs 8, 10; Tabs 3, 8).

In general, the dip angle of the S_M mylonitic foliation, and locally formed the complex foliation $S_M (\pm S_0)$, where S_0 is a magmatic foliation, is about 40–50° with approximately down dip L_M stretching lineations. Steeper dipping foliation or even vertical or shallow dipping foliations were rarely recognized (Figs 7, 10). Kinematic indicators with different degrees of certainty have been recognized locally in almost each studied borehole (Tabs 7, 9, 11; Plates I–XVI). Significant grain-size reduction is evident in the drill-cores along with asymmetric porphyroclasts and S-C fabrics. The σ -type feldspar porphyroclasts are the most common type of kinematics indicators. The S-C type mylonitic structures (oblique fabrics) are frequently observed especially in microscope studies of thin sections (Plates XIII–XVI). In thin sections oriented parallel to L_M lineation and perpendicular to S_M mylonitic foliation are observed with different deformation microstructures (Plates XIII–XVI).

There is no evidence for low temperature brittle fabrics overprinting the ductile fabrics. This is interpreted to imply either: continuous deformation or: an increase in strain rate and/or fluid pressure while the rocks were still at elevated temperature. The former explanation is considered the more likely. Detailed structural and kinematic analyses of drill-cores from boreholes document dominant thrusting regimes of deformation connected with ductile displacements of thrust sheets towards the top of boreholes. The extensional processes connected with a normal ductile faulting is rarely evident and was

generally younger compare to the contractional deformation. Extensional to partly transtensional deformation is partly accommodated by shear bands at an acute angle to the S_M mylonitic foliation. Ductile strike-slip displacements are very rare.

On the basis of the various indirect data, but mainly from the measurements of curvature of the borehole axis it is proposed that the strike of the foliation is consistent on a regional scale with the NW–SE to WNW–ESE directions. A compilation of the borehole axis curvature from deep wells of the Suwałki Massif is presented in [Tables 12–14](#) and [Figures 18–20](#). These geophysical measurements obtained from curving axis of boreholes are useful in the determination of the foliation. During the rotary drilling, the bore hole tends to curve into the perpendicular to the plane of anisotropy (i.e. foliation in the rock being drilled ([Fig. 16](#))). Due to this process, the axis of the borehole will tend to be oriented parallel to the normal of the plane anisotropy of the rocks. The first establishments of the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$ attitudes presents in this monographic paper, based on analysis of the curvature of the well axes on a more than 100 meters drilled in the crystalline basement rocks, give only less or more probably the attitudes of the main foliation. This method of estimating foliation orientation does not work in shallow bore holes less than 100 m deep. This applies to almost half the boreholes in the Suwałki Massif. However, for almost half of the boreholes in the Suwałki Massif there can not use the borehole axis curvature method to determine the orientation of the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$.

The spatial orientation of drill core, relative to the contemporary north direction, can be determined indirectly based on the examination of exfoliated core discs ([Tabs 14, 16, 17](#); [Plate XIV](#); [Figs 14, 16, 22](#)). Such exfoliations, with features of fracture cleavage are also called drill-core discs. These planar tectonic structures are oriented almost perpendicular to the axis of the core. This method consists of determining the angle between the axis of wavy concave grooves on the surface of the disc and the plane of the surface anisotropy, mainly foliation, in a package of adjacent discs. The axis of the grooves, formed under orientation of the contemporary regional stress field, is parallel to the largest σ_{Hmax} horizontal axis ($\sigma_{Hmax} > \sigma_V > \sigma_{Hmin}$) of this stress field. In this method, it is recommended to perform such measurements, at least for the next few and closely adjacent to each core discs.

Another method of orienting drill cores is by correlation between geological-structural cross-sections based on boreholes data ([Figs 18, 23](#)). All these various indirect data indicate that the dominant strike of the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$ is in an approximately NW–SE to WNW–ESE directions ([Figs 14, 16, 18–23](#); [Tabs 11–17](#)) mainly with a moderately to steeply dip mostly to SW. If the measurement of the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$ attitude was accurate then ductile, then thrusting with tectonic transport mainly towards NE should be a typical feature of structural domains situated in the SW and central parts of the Suwałki Massif.

The attitude of main the structural elements were established within the Suwałki Massif ore deposits on the basis of six boreholes ([Figs 13, 22, 25, 27](#); [Tab. 14](#)). In a half of these boreholes the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$ trends in a W–E direction and dips to the north, e.g. the “Jeziorko Szlinokiemskie PIG 1” and “Wigry PIG 1” boreholes or dips to the south, e.g. case of the “Filipów IG 1” borehole (Cymerman, 2004a). Dips of S_M foliation towards NW were recognized in two boreholes, e.g. “Żubryń IG 1” and “Krasnopol IG 2”, and to the SW in gneisses from the “Łanowicze IG 1” borehole. If the S_M mylonitic foliation and/or the complex foliation $S_M (\pm S_O)$ attitudes have been assessed correctly, then ductile thrusting with the tectonic transport towards S and/or SW would be a rather non-typical feature of structural domains situated south and east of the Suwałki Massif. In domains situated west of this massif the displacements of structural domains was towards the NE. In the Suwałki region, younger extensional to transtensional deformation was characterized by a more or less N–S direction of displacements.

The results of the structural and kinematic analysis make it possible to establish the direction of tectonic transport and deformation regimes in individual boreholes in the Krzemianki and Udryń ore deposits region. Almost all shear sense indicators show reverse sense of ductile movements with a top approximately to the NNE to NE ([Fig. 27](#); [Tabs 7, 9, 11](#)). Overthrusting to the NE were mostly as thin thrust sheets (duplexes) of basic rocks and ferrolites of the Krzemianka and Udryń deposits. The development of strongly heterogeneous ductile shear zones has strong control over the distribution and shapes of ore deposits in the Suwałki Massif. It is probable that the frequent occurrences of ilmenite-magnetite ores are situated mainly in frontal and/or lower domains of thrust sheets displaced towards the NE. The SW part of the Suwałki Massif is especially characterized by the development of ductile thrust sheets displaced mainly towards the SW, some of them with pop-up geometry and anti-formal stacks ([Fig. 25](#)).

Tectonic sheets (duplexes) with various forms and variable dimensions, typically several meters thick, probably form a pile of overthrust structural domains in the SW part of the Suwałki Massif. A similar pile formed in the central part of this massif around the Udryń ore deposit (Cymerman, 2006a). In the NE part of the Krzemianka ore deposit is revealed, under the sedimentary cover, the lower part of ore deposits, drilled deep boreholes in the SW part of the Krzemianka ore deposit. Ore bodies from the NE part of the Krzemianka deposit can be traced to greater depths towards the SW. The ore bodies should also continue to the SE of Szurpity village; however, no drilling has been carried out here.

It is notable that some ductile shear zones are developed in ferrolites ([Plate VII: 1, 2](#); [Plate VIII: 3, 4](#); [Plate IX: 1–3](#)). The original igneous contact between ferrolites and their envelope rocks is parallel to shear planes of the C-type of mylonitic structure. Those observations indicate a close relationship of the development of shear zones with the succession ore minerals. On the basis of structural studies

performed in connection with published data Wiszniewska (2002), the succession of ore minerals can be divided into three stages of formation of magnetite-ilmenite mineralization in the Suwałki Massif: (1) magmatic and (2) post-magmatic. The first succession of ore minerals (ilmenite I and titanomagnetite I) has been closely associated with the syn-kinematic magmatic stage and temperatures in the order of 575–700°C (Wiszniewska, 2002). The second succession of minerals (magnetite II and III and ilmenite II and III) developed during progressive, compressive deformation at varying temperatures between 400 and 700°C, over a period lasting more than 60 million years. The third succession of ore minerals (carbonate-sulphate mineralization) formed during D₃ deformation in a ductile-brittle and brittle conditions (Tab. 5).

A quite different problem, not strictly connected with the results presented in this paper, is the question concerning the mechanisms and timing of the granite emplacement of the Rapakivi-type granites in the Mazury Complex. There is now still growing idea, It may be that the Rapakivi-type granites were emplaced in arc-accretionary terrains about 50–200 Ma years after accretion and that these intra-cratonic magmas may be some signs of orogenic processes. Generally, kinematic data from the Mazury Complex and the Suwałki Massif indicate the dominance of compressive tectonic regimes (Cymerman, 2004a, 2006a, b, 2007). The author proposes to end the use the term “anorogenic” in classifying granitic rocks from the Mazury Complex and the Suwałki Massif, and consider classifying them as AMCG-types. In NE Poland these were the result of compression and transpression during orogenesis. The Mazury Complex consists of three stages of emplacement of magmatic bodies in the interval from about 1499 to almost 1548 million years (Dörr *et al.*, 2002; Wiszniewska *et al.*, 2007). The Suwałki Massif was probably formed as a result of melting of the mafic lower continental crust (Wiszniewska, 2002, Wiszniewska *et al.*, 2002). A model with a tongue of lower crustal melt (Duschene *et al.*, 1999) combines well so far, some hypotheses about can explain the origin of Suwałki Massif (e.g. Juskowiak, 1971, 1973, Kurbiel, Siemiątkowski, Subieta, 1979; Kubicki, Siemiątkowski, 1979; Siemiątkowski, 1979; Ryka, 1979, 1998). Here a new tectonic model of “crustal tongue melting” is proposed (following Duschene *et al.*, 1999) for the origin of the AMCG-type Suwałki Massif, based on the new structural and kinematic data presented in this paper. The Suwałki Massif was emplaced during the declining effect of the Danopolonian orogenic (late-Gothian?) shortening and the development of ductile thrust sheets.

In conclusion, these observations on Early Mesoproterozoic magmatism in NE Poland implicate the possibility of long-term emplacement of magmas during the Danopolonian orogeny (Tab. 5). In a regime of compression (and local transpression) there were up to three pulses of syn-kinematic magmatism in the Mazurians and Suwałki regions (Wiszniewska *et al.*, 2007). In the light of the foregoing considerations, it can be assumed that the ductile shear zones develo-

ped not only in the upper crust of the EEC, but also in the lower crust down to the Moho surface and perhaps below this into the mantle. High-temperature ductile shear zones are also found among the migmatites in NE Poland (Cymerman, 2004a). However, these shear zones were probably related to the main Svekofennian orogeny, ending at the of the Orosirian and Statherian boundary at about 1.80 Ga (Tab. 5).

The D₂ main deformation is related with a compressive regime and is connected with the development of ductile thrust packages during amphibolite and granulite facies of regional metamorphism during the Danopolonian orogeny (at about 1.55–1.45 Ga). These displacements would involve deeper parts of the Suwałki Massif, gradually exhumed during progressive contractional deformation. The main D₂ deformation would have taken place under ductile conditions of contractional strain, probably over almost 100 million years during the Late Gothian orogeny or Danopolonian orogeny. The likely three-dimensional shape of overthrust packages (thrust sheets, duplexes) in the Suwałki Massif is similar to the highly flattened macro-lenses or macro-spindles elongated in a NW–SE direction (Fig. 25). At the base of the thrust sheets can also be listric-type faults. This geometric interpretation is in accordance with changes in the orientation of the anisotropy of the surface rocks and the gradual flattening of the S_M mylonitic foliation, due to decreasing differential stress with depth and processes of deformation softening. Younger D₃ deformation (<1.45 Ga) occurred in variable conditions of weak compressional and tensional regimes. More localized and younger tectonic processes were connected with ductile-brittle and brittle conditions during late faulting.

Two main orogenic processes characterize tectonic evolution of the Precambrian crust of the Polish part of the EEC. Older Svekofennian Orogeny is related to compressional regime with the main D₁ deformation and development of ductile thrust sheets displacing generally top to the SW (Cymerman, 2004a). The D₁ deformation was connected with a subduction-collision model of the plate-tectonics.

The D₂ deformation of the Suwałki Massif is not considered to be due to post-collisional collapse of previously tectonically thickened crust. The later deformation (D₂) that occurred during the late Gothian and/or Danopolonian orogeny (ca. 1.55–1.45 Ga) were characterized by compressional to weakly transpressional regimes and later (D₃ deformation) locally to weak extensional strain. The SW part of the Suwałki Massif is characterized by the development of ductile thrust sheets (duplexes) displaced mainly with the sense of shearing top to-the-NE. Some of the duplexes have antiformal stack geometry. The structural data of the Mazury Complex suggest these Mesoproterozoic AMCG-type rocks were intruded during the NE–SW compressive regime during crustal shortening connected with the late Gothian and/or Danopolonian Orogeny. Syn-kinematic emplacement of the Rapakivi-type granitoids and related mafic rocks in the AMCG-type Mazury Complex was related to D₂ progressive contractional deformation.

TABLICE

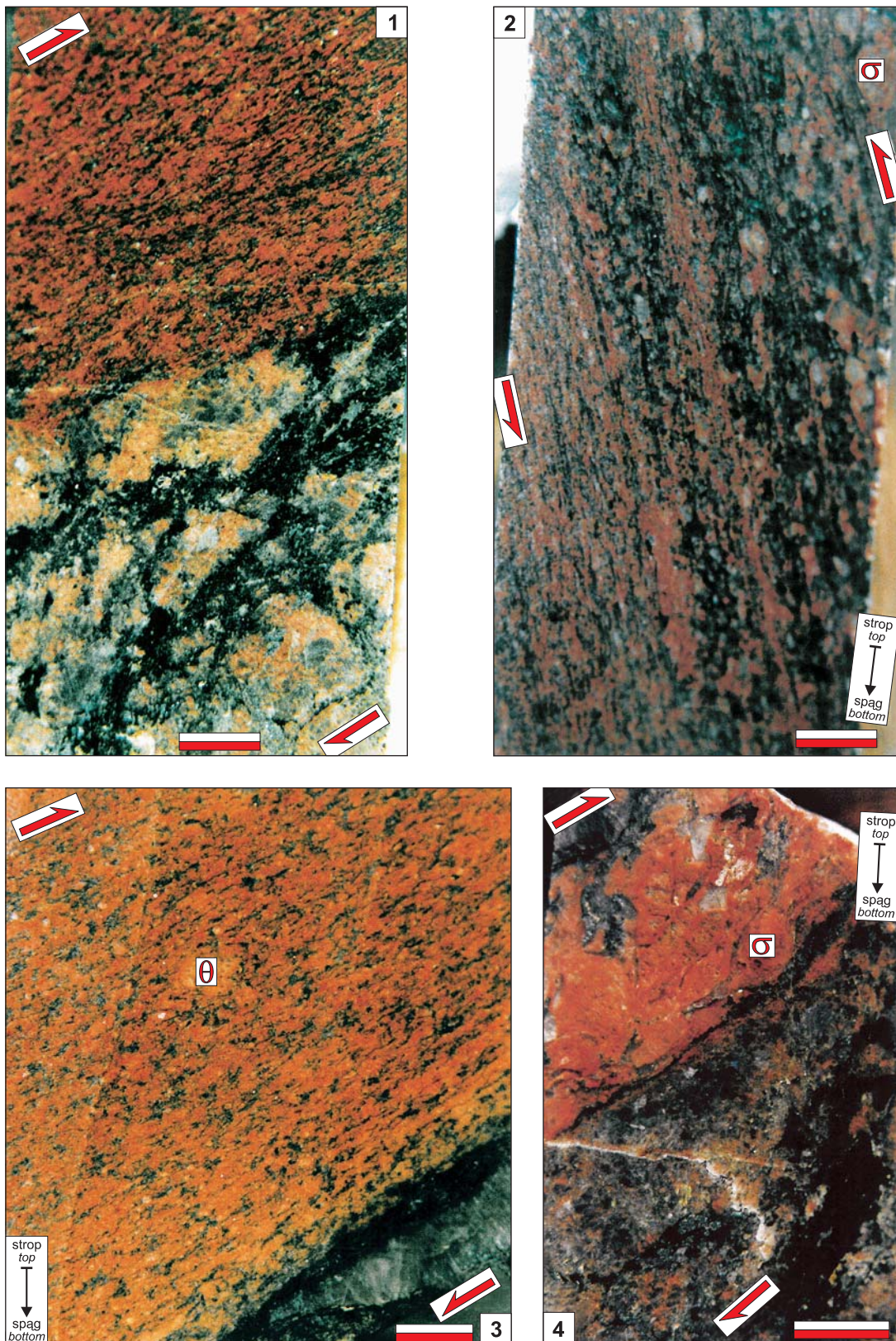
Plates

TABLICA I

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores. Boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shear. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Prawoskrętnie ścinany granit w porfiroklastycznym granodiorycie. Zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 73; gł. 997,5 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Dextrally sheared granite sheet in porphyroblastic granodiorite. Reverse sense of shearing. Krzemianka PG 73 borehole; depth 997.5 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 2. Stromo zapadający laminowany gnejs (ultramylonit). Lewoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 70; gł. 1183,3 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Steeply dipping laminated gneiss (ultramylonite). Sinistral sense of shear – reverse sense of shearing. Krzemianka PG 70 borehole; depth 1183.3 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 3. Zmylonityzowany granit o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 55; gł. ok. 970 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Mylonitized granite with the reverse sense of shearing. Krzemianka PG 55 borehole; depth ca. 970 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 4. Protomylonit w pegmatycie i granodiorycie o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 73; gł. 1183,3 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Protomylonite of pegmatite and granodiorite with the reverse sense of shear. Krzemianka PG 73 borehole; depth 1183.3 m. White-red scale bar – 1 cm

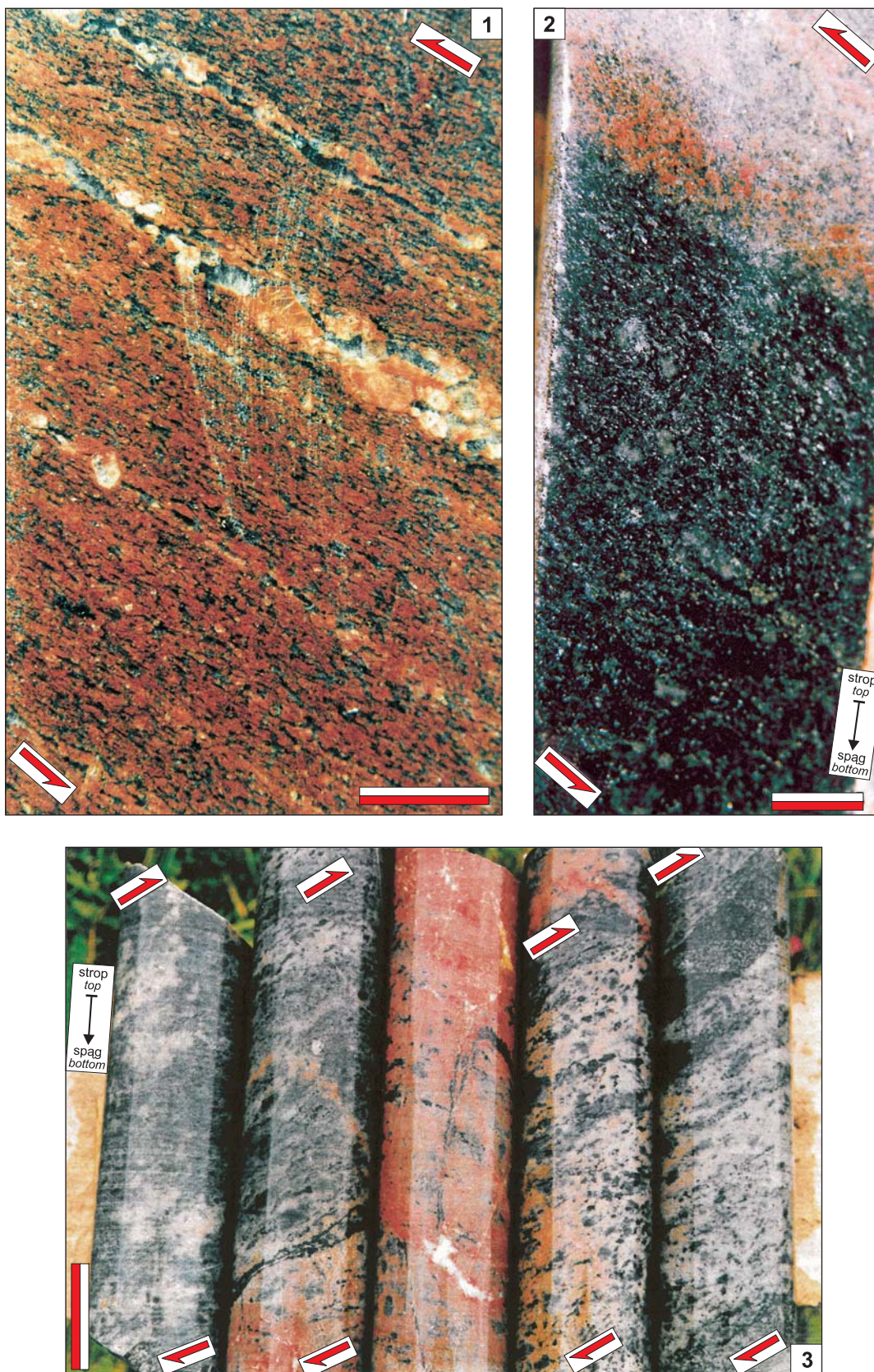


TABLICA II

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z obszaru południowo-zachodniej części złoża Krzemianka.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores. Boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shear. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Mylonityczny granit o lewoskrętnym zwrocie „strop” ku górze otworu z asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi. Otwór Krzemianka PG 55; gł. ok. 970 m. Skala czarno-biała – 1,5 cm
Mylonitized granite with the sinistral sense of shear indicated by asymmetric porphyroclasts of feldspar. Krzemianka PG 55 borehole; depth ca. 970 m. Black-white scale bar – 1.5 cm
- Fig. 2. Słabo zmylonityzowany granit i mylonityczny noryt rudny. Lewoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 33; gł. 1831,2 m. Skala białoczerwona – 1 cm
Weakly mylonitized granite and ore-bearing mylonitic norite. Sinistral sense of shear. Krzemianka PG 33 borehole; depth 1831.2 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 3. Mylonityczne anortozyty, leukogabra i granitoidy. Zwrot ścinania „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 67; gł. (od lewej): 1359,0; 1360,5; 1361,0; 1681,0; 1681,5 m. Pionowa skala białoczerwona – 8 cm
Mylonitized anorthosites, leucogabbros and granitoids with the reverse sense of shear. Krzemianka PG 67 borehole; depths (from the left to the right side of photograph): 1359.0; 1360.5; 1361.0; 1681.0; 1681.5 m. Vertical white-red scale bar – 8 cm



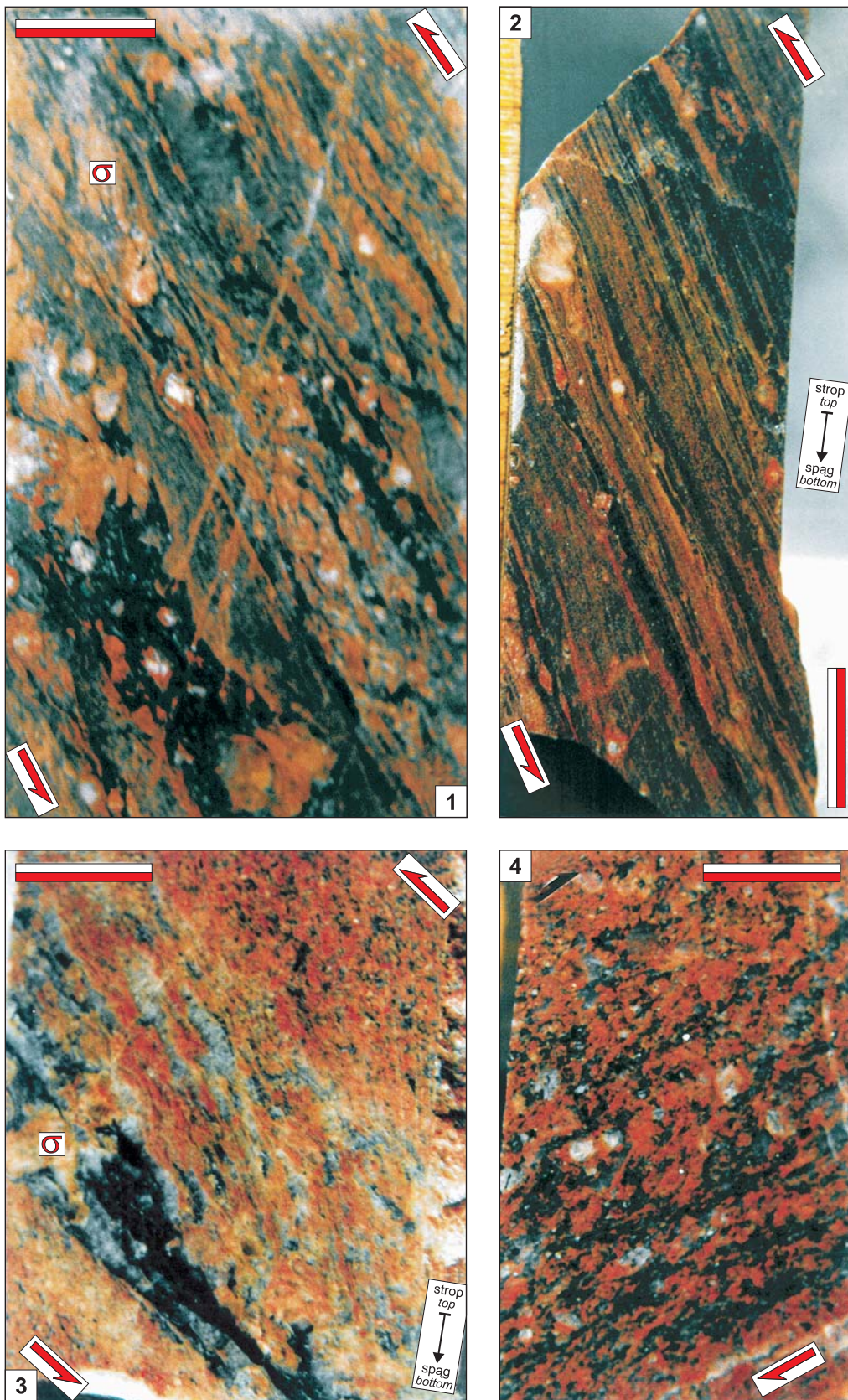
Zbigniew CYMERMAN — Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska)

TABLICA III

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z obszaru północno-wschodniej części złoza Krzemianka.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores. Boreholes from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Blastomylonityczny gnejs o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 57; gł. 1893,9 m.
Skala czerwono-biała – 1,5 cm
Blastomylonitic gneiss with the reverse sense of shear. Krzemianka PG 57 borehole; depth 1893.9 m.
Red-white scale bar – 1.5 cm
- Fig. 2. Laminowany gnejs (ultramylonit). Lewoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 57;
gł. 1893,2 m. Skala czerwono-biała – 1,5 cm
Laminated gneiss (ultramylonite). Sinistral sense of shear. Krzemianka PG 57 borehole;
depth 1893.2 m. Red-white scale bar – 1.5 cm
- Fig. 3. Zmylonityzowany granit o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 82; gł. 1375,7 m.
Skala czerwono-biała – 1,5 cm
Mylonitized granite with the reverse sense of shear. Krzemianka PG 82 borehole; depth 1375.7 m.
Red-white scale bar – 1.5 cm
- Fig. 4. Strefa ścinania o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 82; gł. 1454,5 m.
Skala czerwono-biała – 1,5 cm
Localized development of shear zone with the reverse sense of ductile displacements. Krzemianka PG 82 borehole; depth 1454.5 m.
Red-white scale bar – 1.5 cm



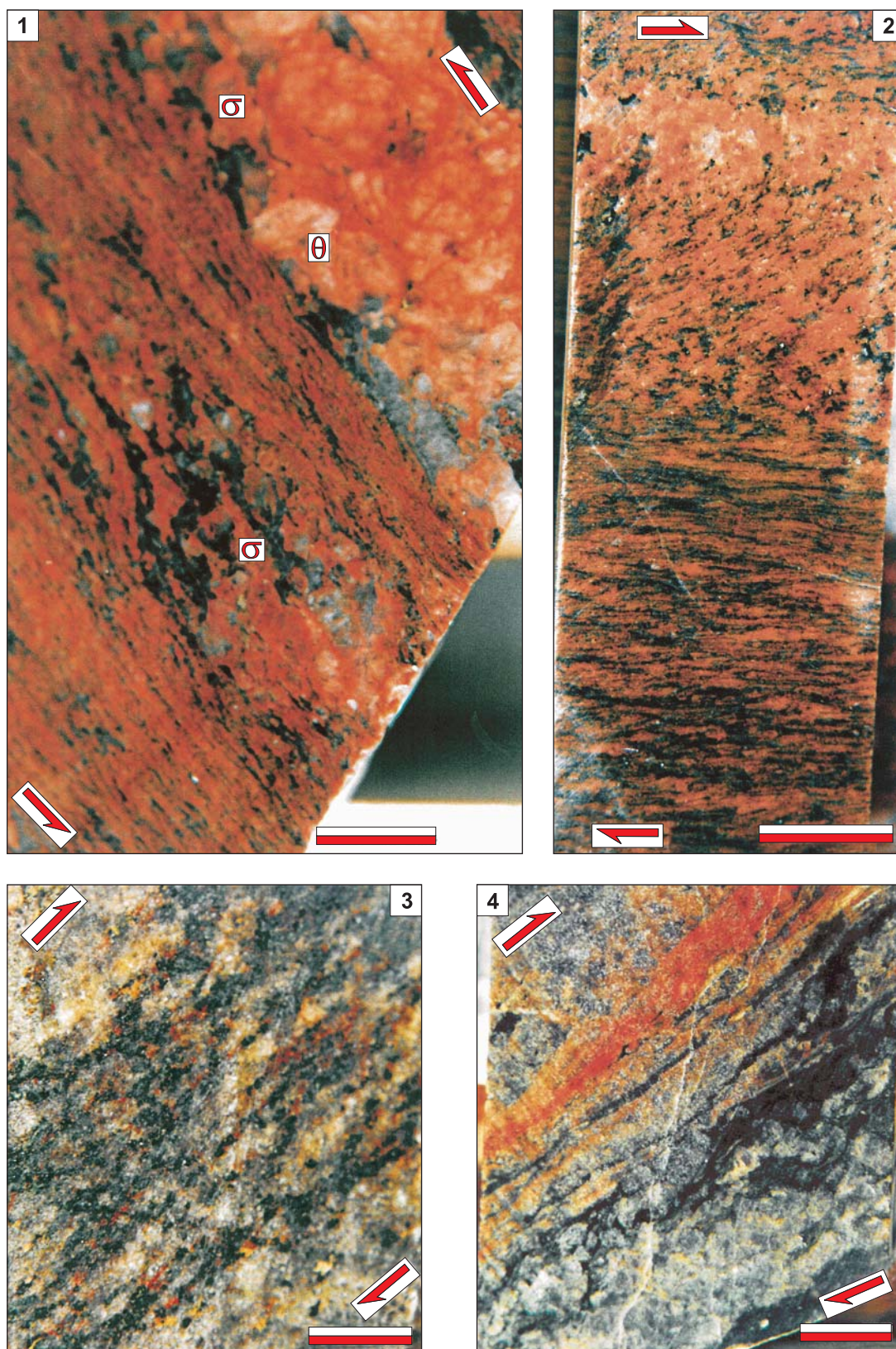
Zbigniew CYMERMAN — Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska)

TABLICA IV

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z obszaru północno-wschodniej części złoza Krzemianka.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores. Boreholes from northeastern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shear. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Lewoskrętne ścinanie w granicie i pegmatycie. Otwór Krzemianka IG 6; gł. nieokreślona; nowa skrzynka numer 378 (bez podanej głębokości). Skala czerwono-biała – 1,5 cm
Sheared granite and pegmatite with sinistral displacement. Krzemianka IG 6 borehole; undefined depth; New drill-core box numbered 378. Red-white scale bar – 1.5 cm.
- Fig. 2. Lokalny rozwój strefy ścinania w granicie o prawoskrętnym zwrocie. Otwór Krzemianka IG 8; gł. 1825,0 m. Skala czerwono-biała – 2 cm
Non-penetrative development of a shear zone in granite with the dextral sense of shear. Krzemianka IG 8 borehole; depth 1825.0 m. Red-white scale bar – 2 cm
- Fig. 3. Prawoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu w protomylonicie gabbronoritowym. Otwór Krzemianka IG 12; gł. 1322,0 m. Skala białoczerwona – 1,5 cm
Dextral sense of shear in protomylonite of gabbro-norite. Krzemianka IG 12 borehole; depth 1322.0 m. White-red scale bar – 1.5 cm
- Fig. 4. Słabo zmylonityzowany gabbronoryt o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Krzemianka PG 82; gł. 1625,0 m. Skala białoczerwona – 1 cm
Weakly mylonitized gabbro-norite with the reverse sense of shear. Krzemianka PG 82 borehole; depth 1625.0 m. White-red scale bar – 1 cm



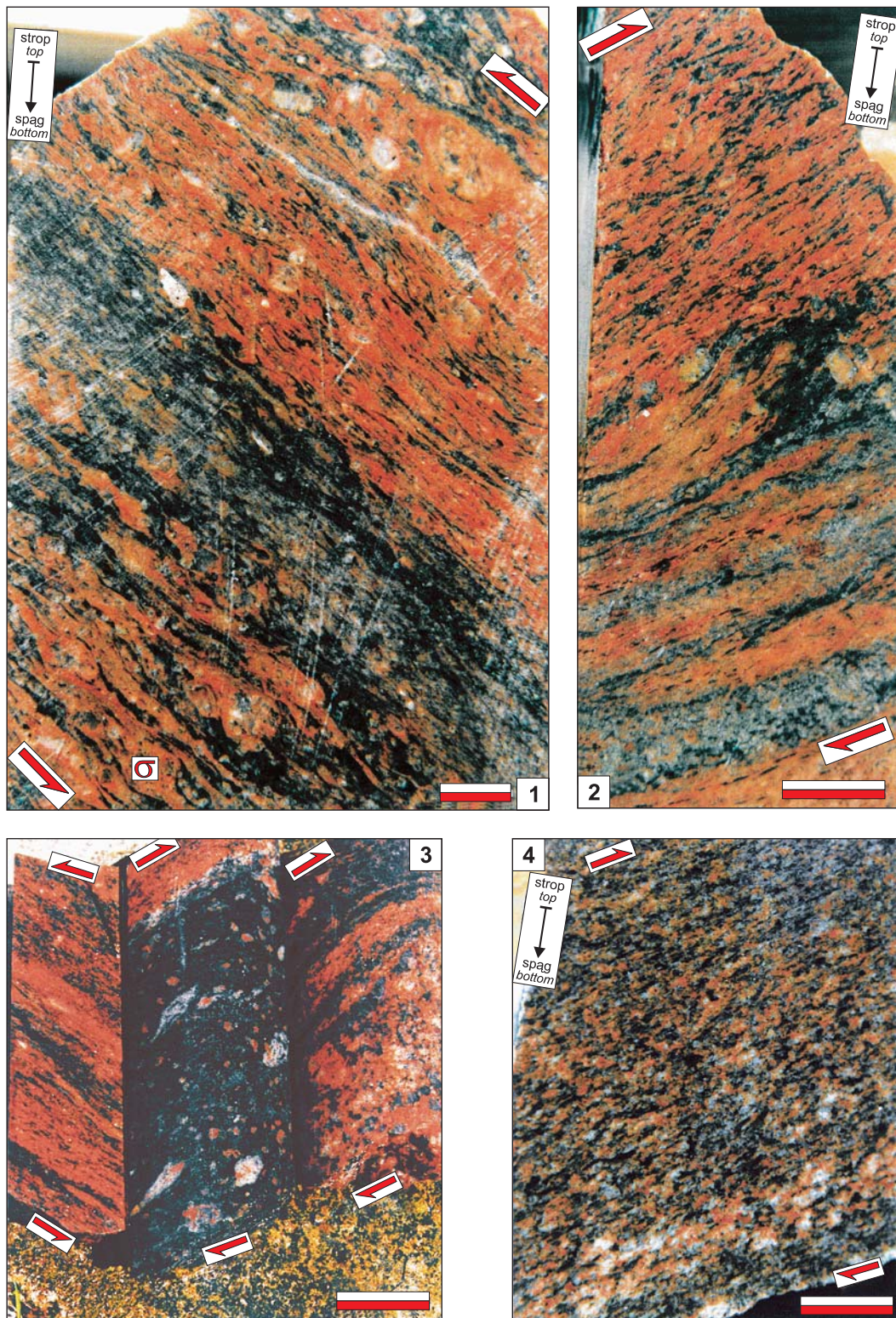
Zbigniew CYMERMAN — Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska)

TABLICA V

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z masywu suwalskiego.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores of the Suwałki Massif boreholes.
Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Blastomyloniczny gnejs ze strukturami dokumentującymi lewoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu.
Otwór Jeleniewo IG 4; gł. 1037,0 m. Skala białoczerwona – 1 cm
Blastomylonitic gneiss with asymmetric structures indicating the sinistral sense of shearing (reverse sense of shear).
Jeleniewo IG 4 borehole; depth 1037.0 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 2. Zmylonityzowany granit o strukturze typu S-C. Prawoskrętny zwrot ścinania – „strop” ku górze otworu.
Otwór Jeleniewo IG 4; gł. 1037,5 m. Skala białoczerwona – 2 cm
Mylonitic granite with S-C structure. Dextral sense of shearing (reverse sense of shear).
Jeleniewo IG 4 borehole; depth 1037.5 m. White-red scale bar – 2 cm
- Fig. 3. Blastomylonity i mylonity o zwrocie „strop” ku górze otworu.
Otwór Jeleniewo IG 5; gł. (od lewej strony): 1160,4; 1159,7; 1159,8 m. Skala białoczerwona – 8 cm
Blastomylonites and mylonites with the reverse sense of shearing.
Jeleniewo IG 5 borehole; depths (from the left to the right side of photograph): 1160.4; 1159.7; 1159.8 m. White-red scale bar – 8 cm
- Fig. 4. Protomylonit granitu o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Boksze PIG 1; gł. 1384,8 m. Skala białoczerwona – 2 cm
Protomylonitic granite with the reverse sense of shearing. Boksze PIG 1 borehole; depth 1384.8 m. White-red scale bar – 2 cm

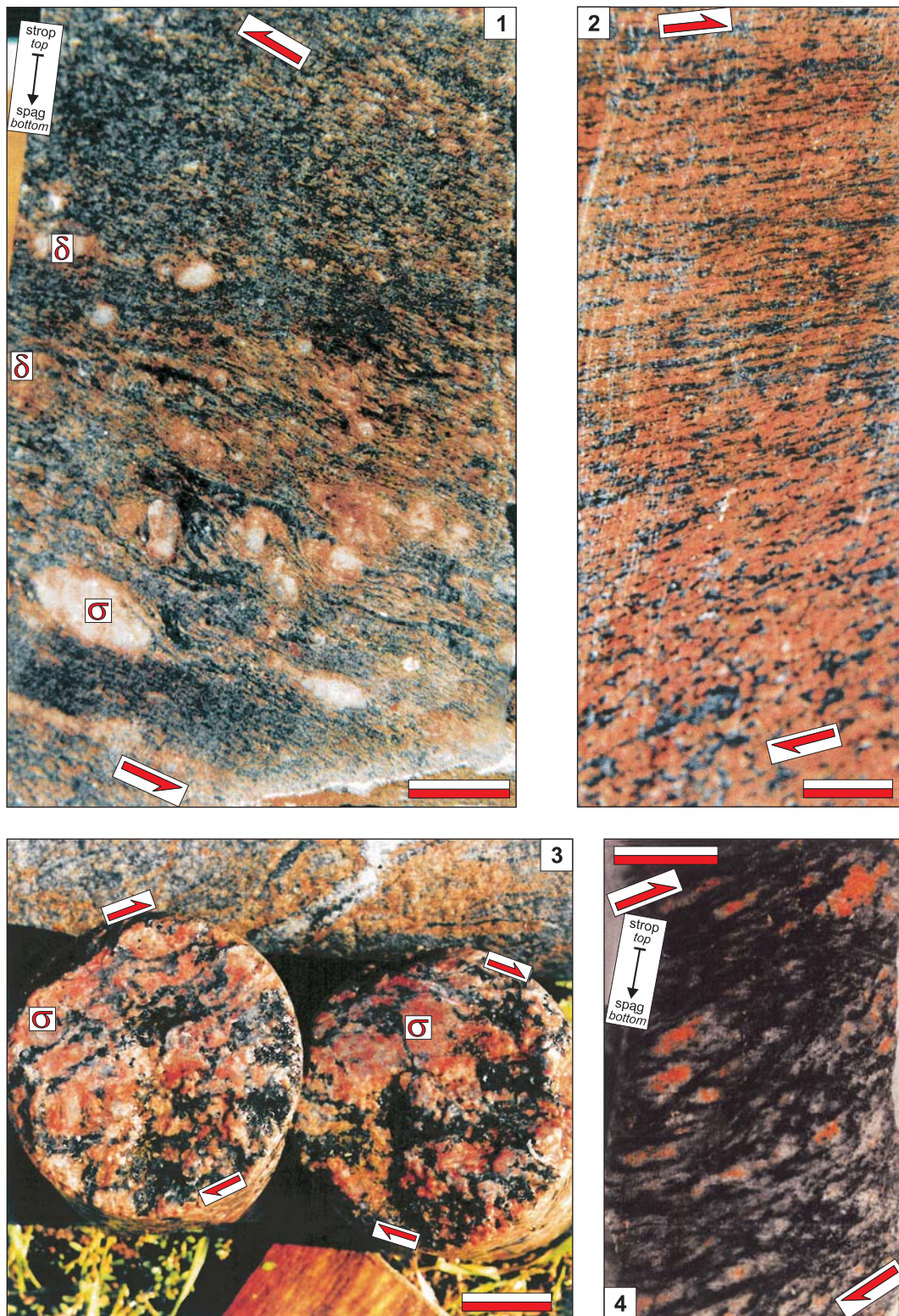


TABLICA VI

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźniki kinematyczne z masywu suwalskiego.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill cores of the Suwałki Massif boreholes.
Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Blastomylonit o lewoskrętnym zwrocie („strop” ku górze otworu) z asymetrycznymi porfiroklastami skaleniowymi. Otwór Jezioro Okrągłe IG 1; gł. ok. 1222 m. Skala białoczerwona – 1 cm
Blastomylonite with the sinistral sense of shearing (reverse sense of shear) indicated by asymmetric feldspar porphyroclasts. Jezioro Okrągłe IG 1 borehole; depth ca. 1222 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 2. Prawie horyzontalnie zorientowany ultramylonit w granicie. Prawoskrętny zwrot ścinania. Otwór Jezioro Okrągłe IG 2; gł. 1118,6 m. Skala białoczerwona – 1 cm
Nearly horizontal ultramylonite in granite. Dextral sense of shearing. Jezioro Okrągłe IG 2 borehole; depth 1118.6 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 3. Na prawie horyzontalnych powierzchniach asymetryczne porfiroklasty skaleniowe wyznaczają deformację niekoaksjalną ze składową przesuwczą. Blastomylonityczny granit. Otwór Żubryń IG 1; gł. ok. 990,7 m. Skala białoczerwona – 4 cm
Asymmetric feldspar porphyroclasts on sub-horizontal surfaces indicate non-coaxial deformation with a strike-slip component. Blastomylonitic granite. Żubryń IG 1 borehole; depth ca. 990.7 m. White-red scale bar – 4 cm
- Fig. 4. Mylonityczny granodioryt o zwrocie „strop” ku górze otworu. Otwór Łanowicze IG 1; gł. 1231,8 m. Skala białoczerwona – 4 cm
Mylonitic granodiorite with the reverse sense of shearing. Łanowicze IG 1 borehole; depth 1231.8 m. White-red scale bar – 4 cm

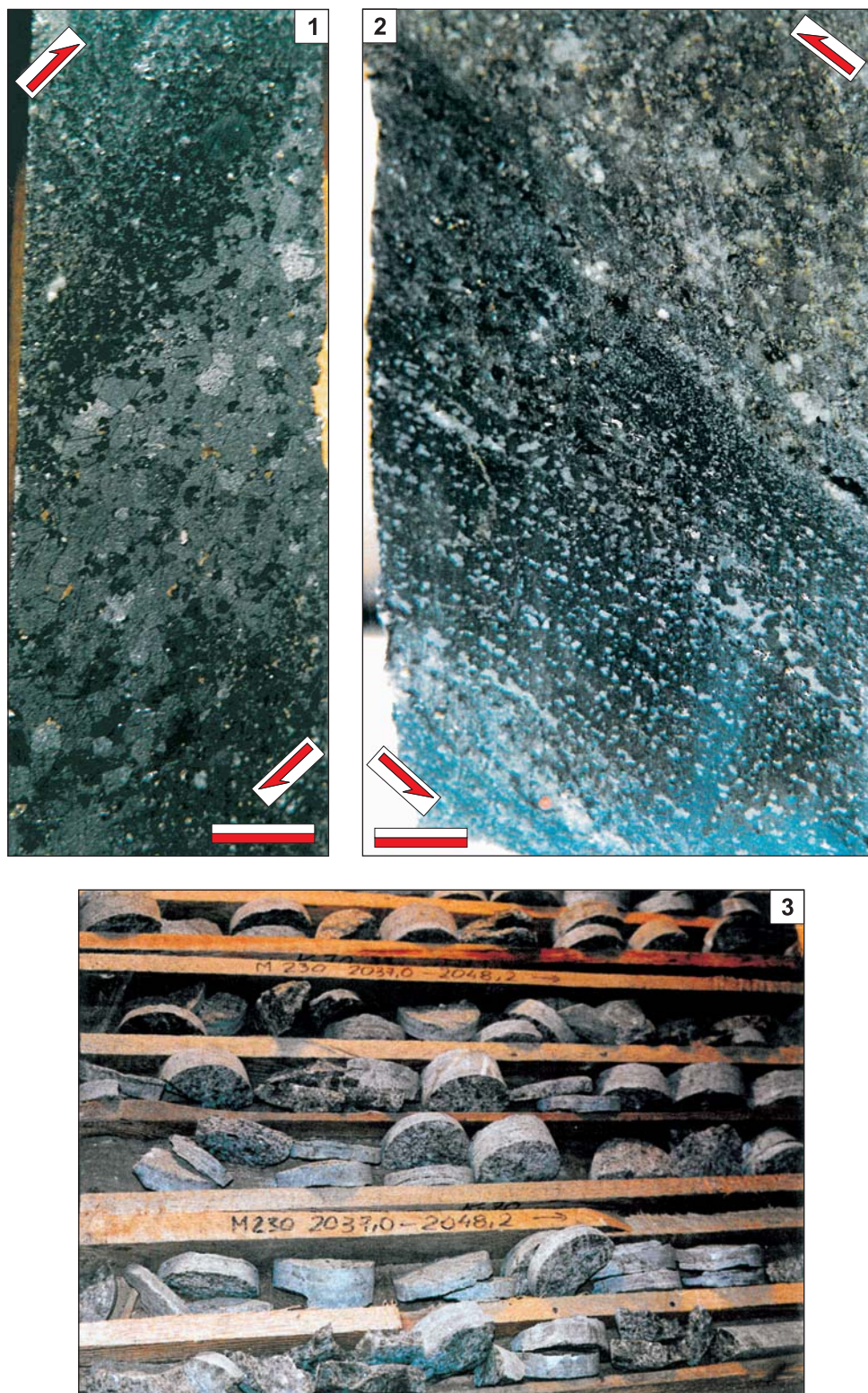


TABLICA VII

Przykłady foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ i koplanarnej foliacji magmowej S_O z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka. Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of $S_M (\pm S_O)$ complex foliation and co-planar S_O magmatic foliation from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Ferrolity i noryty – kontakt pierwotny (magmaowy) [S_O] koplanarny do powierzchni ścinania typu C. Otwór nr 16 Krzemianka PG 73; gł. 1767,5 m. Skala białoczerwona – 2 cm
Ferrolites and norites with preliminary magmatic contact parallel to the C-type shear surfaces. Krzemianka PG 73 borehole; depth 1767.5 m. White-red scale bar – 2 cm
- Fig. 2. Ferrolity i anortozyty – kontakt pierwotny (magmaowy) [S_O] koplanarny do powierzchni ścinania typu C. Otwór nr 28 Krzemianka PG 56; gł. 968,2. Skala białoczerwona – 1 cm
Ferrolites and anorthosites with preliminary magmatic contact parallel to the C-type shear surfaces. Krzemianka PG 56 borehole; depth 968.2. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 3. Dyski (złuszczenia rdzeni) z anortozytów masywnych. Próby z otworu Krzemianka PG 70; marsz wiercenia numer 230 z gł. 2037,0–2048,2 m. Średnica rdzeni ok. 8,5 cm
Discs (fracture cleavage of cores) from massive anorthosites. Samples from the Krzemianka PG 70 borehole; cored interval No. 230 with a depth of 2037.0–2048.2 m. Core diameter is ca. 8.5 cm

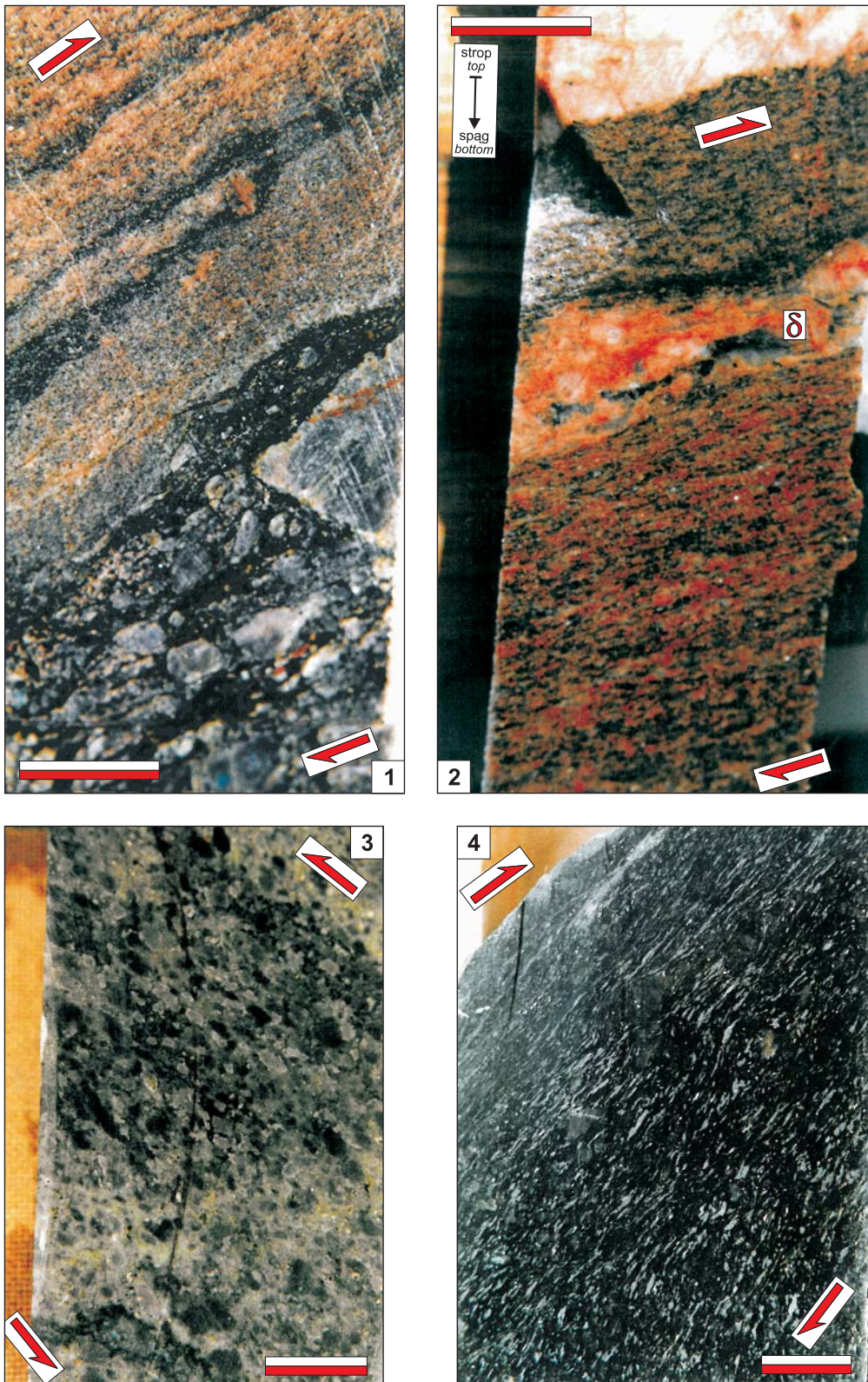


TABLICA VIII

Przykłady foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ i koplarniej foliacji mylonitycznej S_M z północno-wschodniej części złoza Krzemianka. Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of $S_M (\pm S_O)$ complex foliation and co-planar S_O magmatic foliation from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit. Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Słabo zmylonityzowane granitowe pakiety wśród anortozytów. Otwór nr 1 Krzemianka PG 78; gł. 1627,0 m. Skala czerwono-biała – 1,8 cm
Weakly mylonitized granite domains among anorthosites. Krzemianka PG 78 borehole; depth 1627.0 m. Red-white scale bar – 1.8 cm
- Fig. 2. Zmylonityzowany granit i pegmatyt. Zwrot „strop ku górze” otworu. Otwór nr 18 Krzemianka PG 53; gł. 1680,2. Skala czerwono-biała – 1 cm
Mylonitized granite and pegmatite. Reverse sense of shear. Krzemianka PG 53 borehole; depth 1680.2. Red-white scale bar – 1 cm
- Fig. 3. Protomylonit anortozytowy z rozproszoną mineralizacją rudną współplanarną do foliacji złożonej $S_O + S_M$. Otwór Krzemianka PG 47; gł. 979,2 m. Skala białoczerwona – 1,7 cm
Anorthosite protomylonites with dispersed ore mineralization parallel to $S_O + S_M$ complex foliation. Krzemianka PG 47 borehole; depth 979.2 m. White-red scale bar – 1.7 cm
- Fig. 4. Ultramylonit rudny (intensywnie zmylonityzowany ferrolit). Zwrot „strop ku górze” otworu. Otwór Krzemianka PG 63; gł. 1058,0 m. Skala białoczerwona – 1,2 cm
Ultramylonite from ferrolite (intensely mylonitized ferrolite). Reverse sense of shear. Krzemianka PG 63 borehole; depth 1058.0 m. White-red scale bar – 1.2 cm



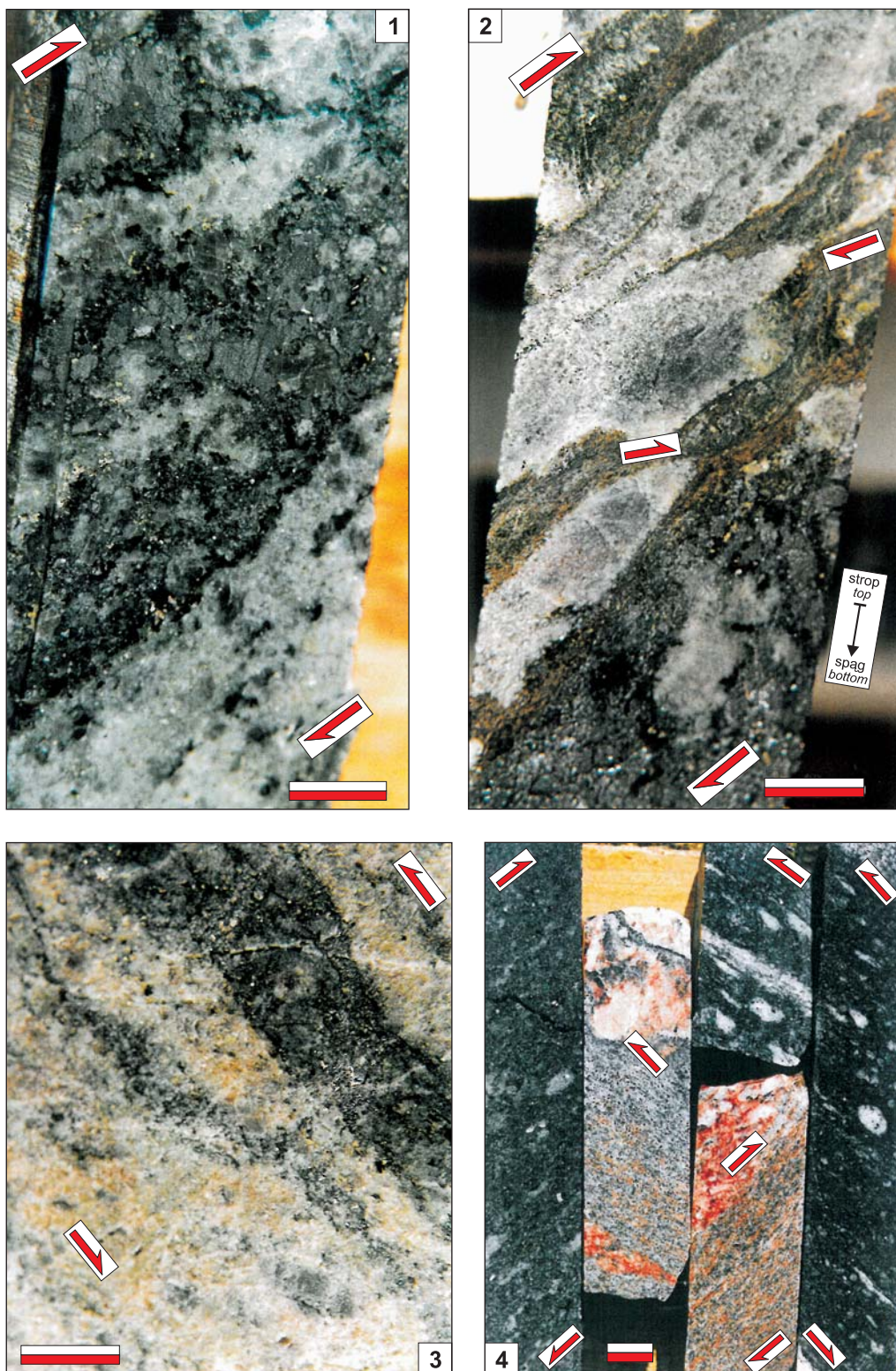
Zbigniew CYMERMAN — Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska)

TABLICA IX

Przykłady foliacji złożonej $S_M (\pm S_O)$ i koplanarnej foliacji magmowej S_O z masywu suwalskiego.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of $S_M (\pm S_O)$ complex foliation and co-planar S_O magmatic foliation from the Suwałki Massif.
Arrows indicate the sense of ductile shearing. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Ferrolity i anortozyty – kontakt pierwotny (magmaowy) koplanarny do powierzchni foliacji mylonitycznej S_M (powierzchni ścinania C). Otwór Jezioro Okrągłe IG 2; gł. ok. 1753,0 m. Skala białoczerwona – 1,2 cm
Ferrolites and anorthosites with preliminary magmatic contact parallel to the S_M mylonitic foliation (C-type shear surface). Jezioro Okrągłe IG 2 borehole; depth ca. 1753,0 m. White-red scale bar – 1.2 cm
- Fig. 2. Asymetryczne szliry anortozytów wśród ferrolitów i norytów. Pierwotny kontakt (magmaowy) S_O koplanarny do powierzchni ścinania C. Homotetyczne pasemka ścinania typu C' (też ścinanie prawoskrętne). Otwór Jezioro Okrągłe IG 2; gł. 1545,0 m. Skala białoczerwona – 1,2 cm
Asymmetric schlierens of anorthosites among ferrolites and norites. Preliminary magmatic contact parallel to the C-type shear surfaces. Homotetic shear bands of C'-type (also with dextral shearing). Jezioro Okrągłe IG 2 borehole; depth 1545.0 m. White-red scale bar – 1.2 cm
- Fig. 3. Foliacja magmowa S_O ze współplanarnie nałożoną foliacją mylonityczną S_M . Otwór Bilwinowo IG 1; gł. 2096,4 m. Skala białoczerwona – 0,8 cm
 S_O magmatic foliation with overprinted co-planar S_M mylonitic foliation. Bilwinowo IG 1 borehole; depth 2096.4 m. White-red scale bar – 0.8 cm
- Fig. 4. Przykłady podatnych stref ścinania w diorytoidach i granitach. Otwór Łopuchowo IG 1; gł. (od lewej strony): 2162,0; 2024,1; 2024,2; 2024,3 i 2024,5 m. Skala białoczerwona – 1,5 cm
Examples of ductile shear zones in dioritoids and granites. Łopuchowo IG 1 borehole; depths of cores (from the left to the right side of photograph): 2162.0; 2024.1; 2024.2; 2024.3 and 2024.5 m. White-red scale bar – 1.5 cm

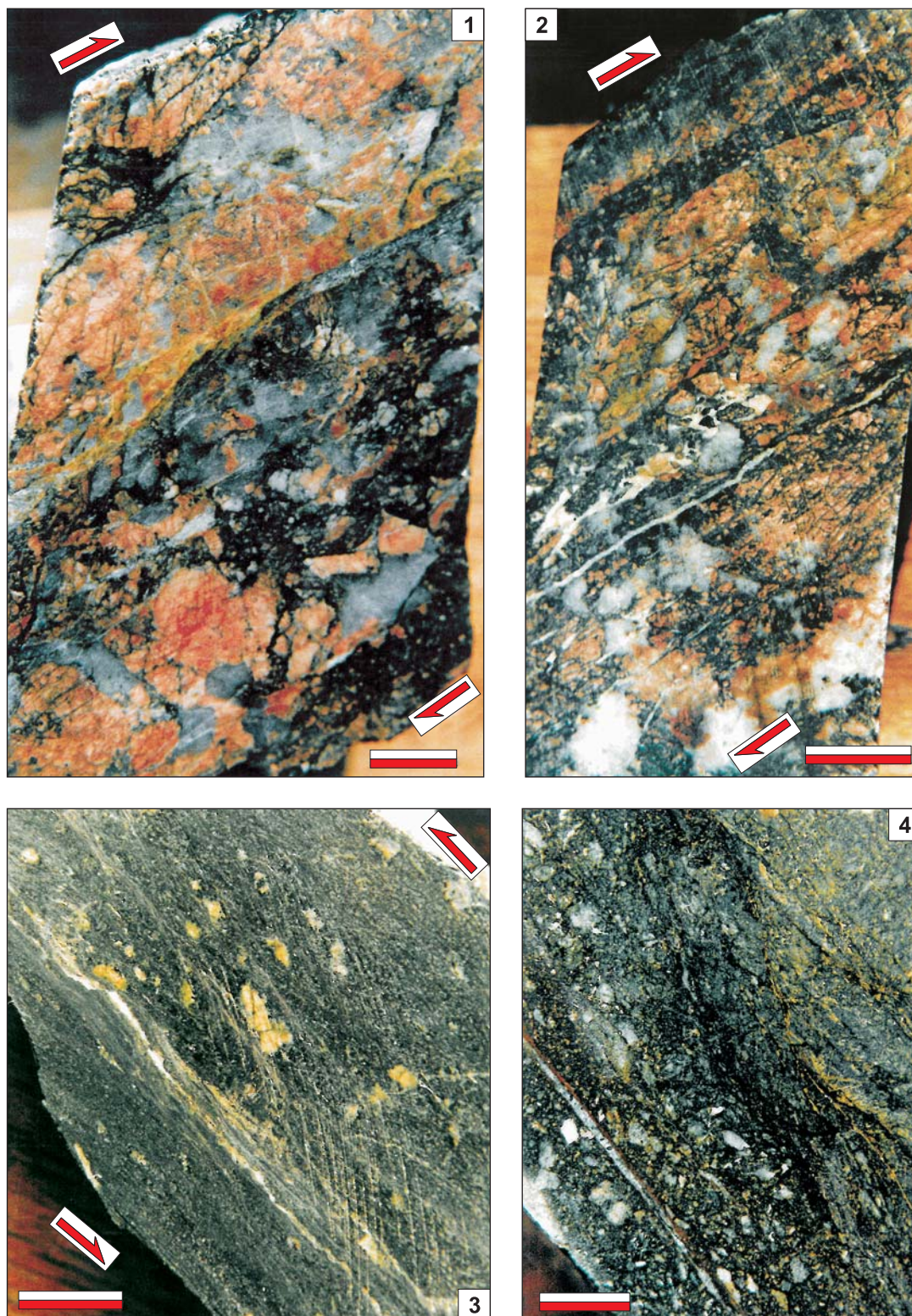


TABLICA X

Przykłady struktur podatnych i kruchych z rdzeni z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania

Examples of ductile and brittle shear zones from drill cores. Boreholes from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit.
Arrows indicate the sense of ductile shear. Top of drill core is at the top of all photographs

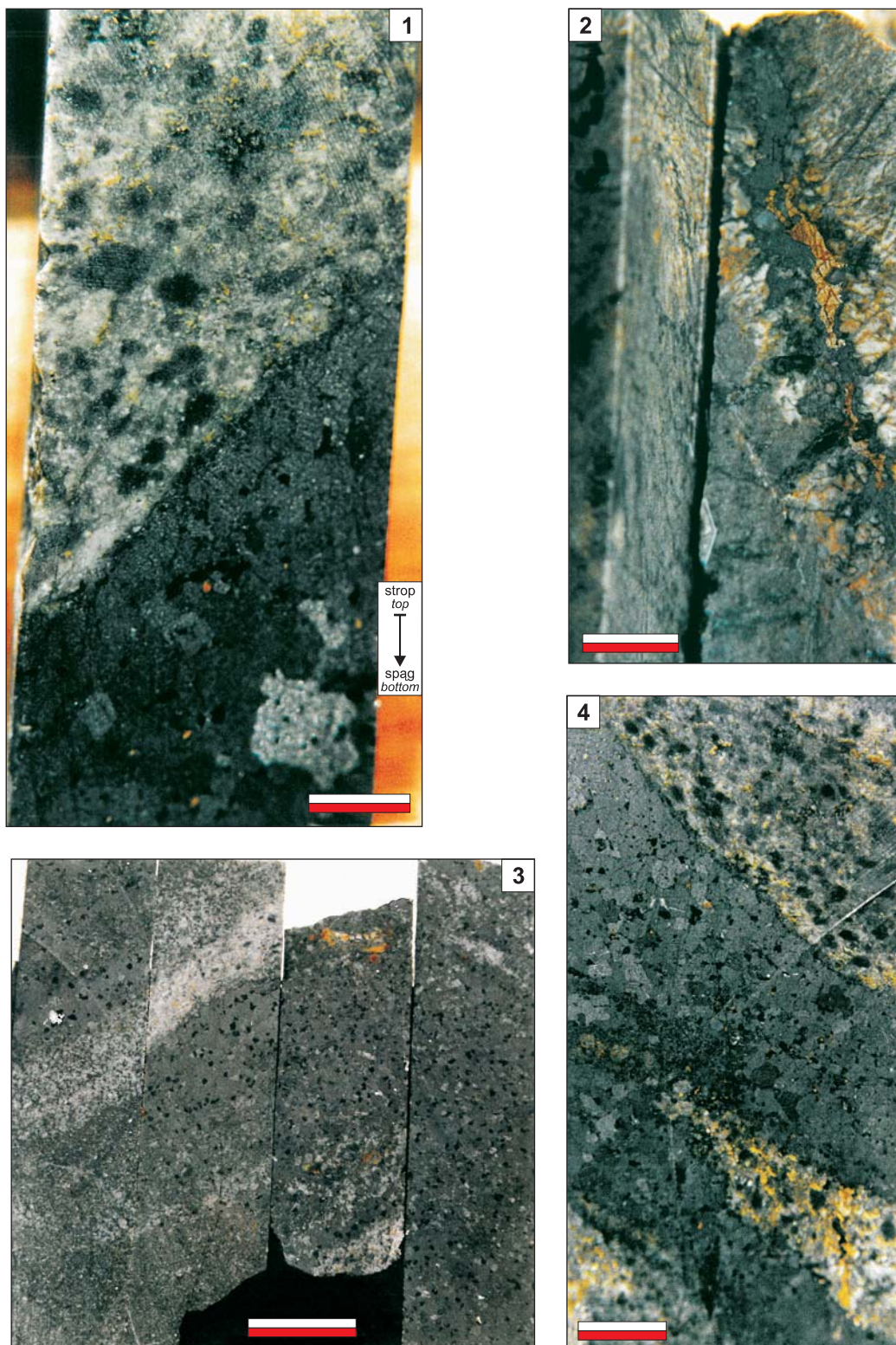
- Fig. 1. Kataklazyt. Otwór Krzemianka PG 70; gł. 1090,9 m. Skala biało-czerwona – 0,8 cm
Cataclasite. Krzemianka PG 70 borehole; depth 1090.9 m. White-red scale bar – 0.8 cm
- Fig. 2. Kataklazyt z białymi żyłkami węglanowymi. Otwór Krzemianka PG 55; gł. 974,8 m. Skala biało-czerwona – 1,2 cm
Cataclasite with white calcite veins. Krzemianka PG 55 borehole; depth 974.8 m. White-red scale bar – 1.2 cm
- Fig. 3. Ultramylonit. Otwór Krzemianka PG 55; gł. 970,0 m. Skala biało-czerwona – 0,8 cm
Ultramylonite. Krzemianka PG 55 borehole; depth 970.0 m. White-red scale bar – 0.8 cm
- Fig. 4. Skataklazowany ultramylonit. Otwór Krzemianka PG 70; gł. 927,0 m. Skala biało-czerwona – 0,8 cm
Cataclasited older ultramylonite. Krzemianka PG 70 borehole; depth 927.0 m. White-red scale bar – 0.8 cm



TABLICA XI

Przykłady kontaktów ferrolitów ze skałami osłony w rdzeniach z północno-wschodniej części złoża Krzemianka
Examples of the contact of ferrolites with country rocks from drill cores. Boreholes from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit. Top of drill core is at the top of all photographs

- Fig. 1. Ferrolit w anortozycie. Otwór nr 4 Krzemianka PG 47; gł. 850,5 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Ferrolite in anorthosite. Krzemianka PG 47 borehole; depth 850.5 m. White-red scale bar – 1 cm
- Fig. 2. Stroma iniekcyjna żyłka z minerałami rudnymi. Anortozyt. Otwór Krzemianka PG 47; gł. 950,5 m. Skala biało-czerwona – 1,5 cm
Steeply injected thin vein with ore minerals. Anorthosite. Krzemianka PG 47 borehole; depth 950.5 m. White-red scale bar – 1.5 cm
- Fig. 3. Przykłady umiarkowanie zapadających ciał rudnych. Otwór Krzemianka IG 28; gł. (od lewej strony): 1700,0; 1790,2; 1796,0 i 1796,2. Skala biało-czerwona – 6 cm
Example of moderately dipping ore bodies. Krzemianka IG 28 borehole; depth of drill cores (from the left to the right side of photograph): 1700.0; 1790.2; 1796.0 and 1796.2. White-red scale bar – 6 cm
- Fig. 4. Rozgałęzienia ciała rudnego w anortozycie. Otwór nr 29 Krzemianka PG 64; gł. 1053,3 m. Skala biało-czerwona – 1 cm
Branching of ore bodies in anorthosite. Krzemianka PG 64 borehole; depth 1053.3 m. White-red scale bar – 1 cm

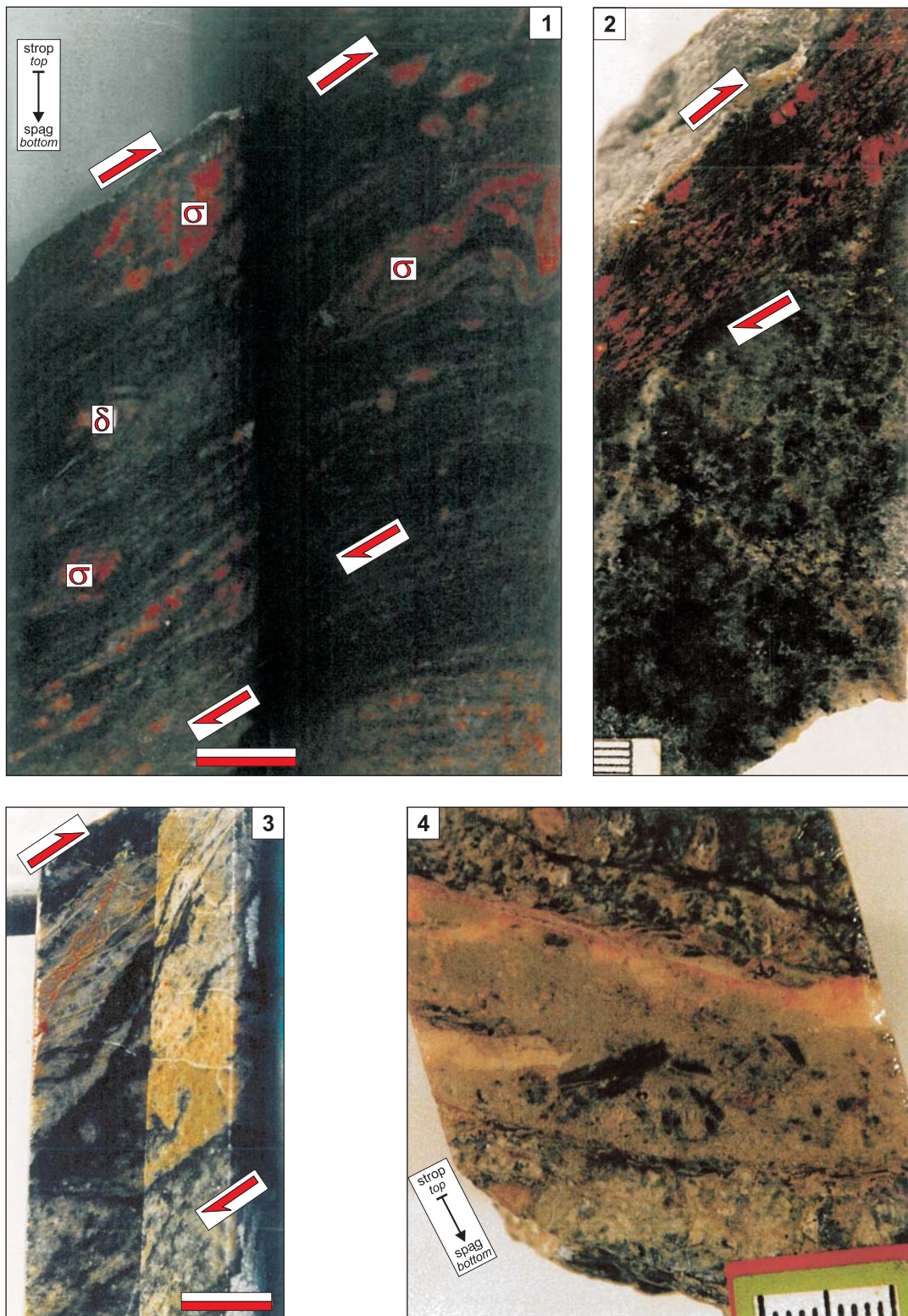


TABLICA XII

Przykłady podatnych i kruchych struktur tektonicznych z rdzeni z masywu suwalskiego.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania

Examples of ductile and brittle tectonic structures in the cores from the Suwałki Massif. Arrows indicate the sense of ductile shearing.
Top of drill core is at the top of all photographs

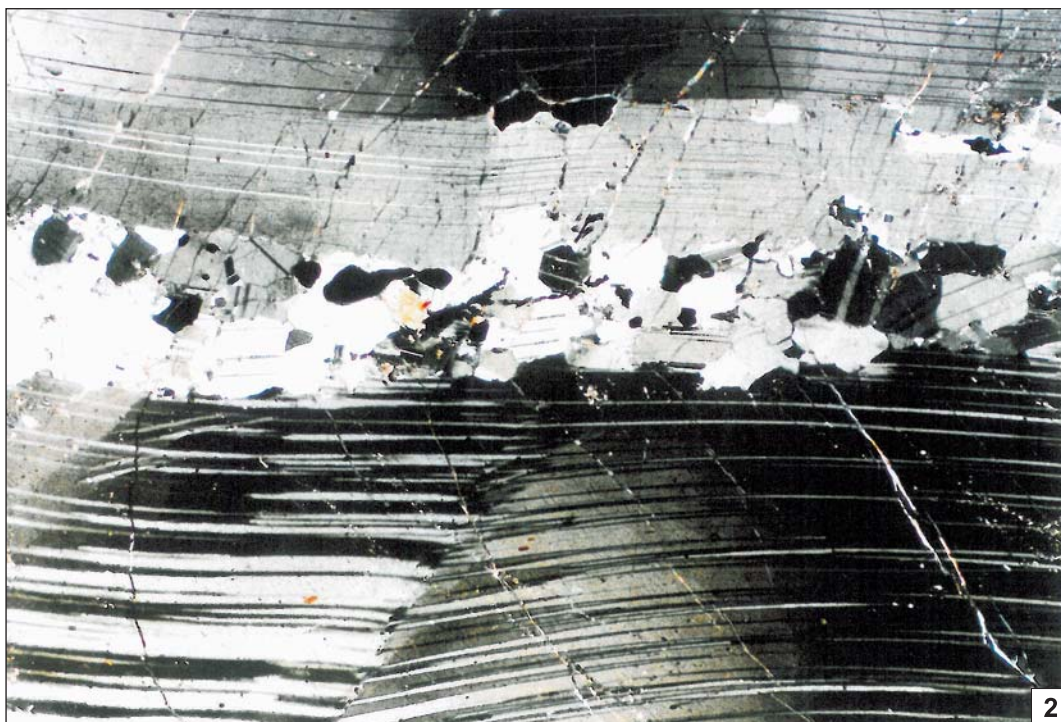
- Fig. 1. Blastomylonityczne gnejsy z porfiroklastami skalenia K i fałdkami ciągnionymi Otwór Jezioro Szlinokiemskie FIG 1; gł. (od lewej strony): 1730,4 i 1733,0 m. Skala białoczerwona – 2,2 cm
Blastomylonitic gneisses with K-feldspar porphyroclasts and dragged folds. Jezioro Szlinokiemskie FIG 1 borehole; depth (from the left side): 1730.4 and 1733.0 m. White-red scale bar – 2.2 cm
- Fig. 2. Mylonit granitowy w masywnym anortozycie o zwrocie „strop ku górze” otworu. Otwór Jezioro Szlinokiemskie FIG 1; gł. 1445,5 m. Skala milimetrowa
Granite mylonite in massive anorthosite with the reverse sense of shear. Jezioro Szlinokiemskie FIG 1 borehole; depth 1445.5 m. Millimetre scale
- Fig. 3. Podatna strefa ścinania w leukogabbronorycie. Otwór Jezioro Szlinokiemskie FIG 1; gł. 1372,0 m. Skala białoczerwona – 2,5 cm
Ductile shear zone in leucogabbronorite. Jezioro Szlinokiemskie FIG 1 borehole; depth 1372.0 m. White-red scale bar – 2.5 cm
- Fig. 4. Kataklazyt z węglanami. Otwór Jezioro Szlinokiemskie FIG 1; gł. 1362,8 m. Skala centymetrowa
Cataclasite with carbonate minerals. Jezioro Szlinokiemskie FIG 1 borehole; depth 1362.8 m. Centimetre scale



TABLICA XIII

Przykłady deformacji ścięciowych w mikroskali z południowo-zachodniej części złoża Krzemianka Micro-structural examples of rotational deformation from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit

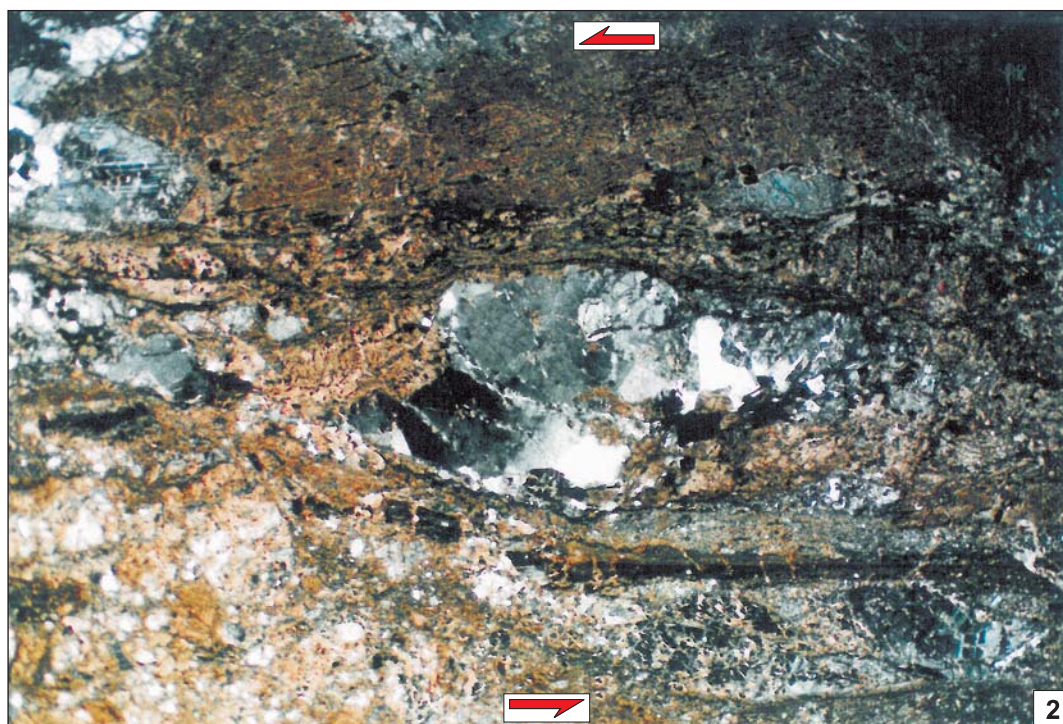
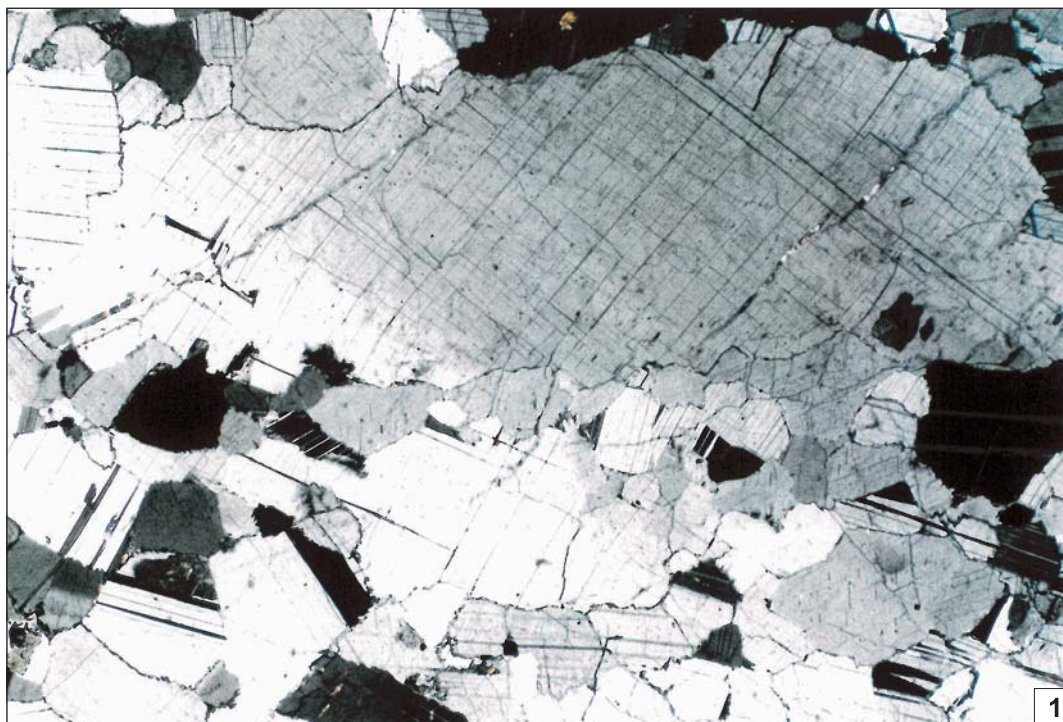
- Fig. 1. Pierwotne tabularne ziarna plagioklazowe wyznaczają foliację magmową S_0 , a między nimi pojawiają się mniejsze, dynamicznie zrekrystalizowane ziarna plagioklazowe. Otwór nr 16 Krzemianka PG 73. Protomylonit anortozytowy z głębokości 1265,6 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Original tabular grains of plagioclase define the S_0 magmatic foliation. Between these grains occur smaller and dynamically recrystallized plagioclase grains. Krzemianka PG 73 borehole. Anorthosite protomylonite from a depth of 1265.6 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×
- Fig. 2. Lewoskrętny zwrot ścinania wyznaczony asymetrycznym kształtem porfiroklastów plagioklazowych oraz strukturami typu domino w tych porfiroklastach. Otwór nr 1 – Krzemianka PG 67. Ultramytonit anortozytowy z głębokości 1684,5 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Sinistral sense of shear defined by asymmetric plagioclase porphyroclasts and by domino-type structures in these porphyroclasts. Krzemianka PG 67 borehole. Anorthosite ultramytonite from a depth of 1684.5 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×



TABLICA XIV

Przykłady deformacji ścięciowych w mikroskali z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka Micro-structural examples of rotational deformation from the southwestern part of the Krzemianka ore deposit

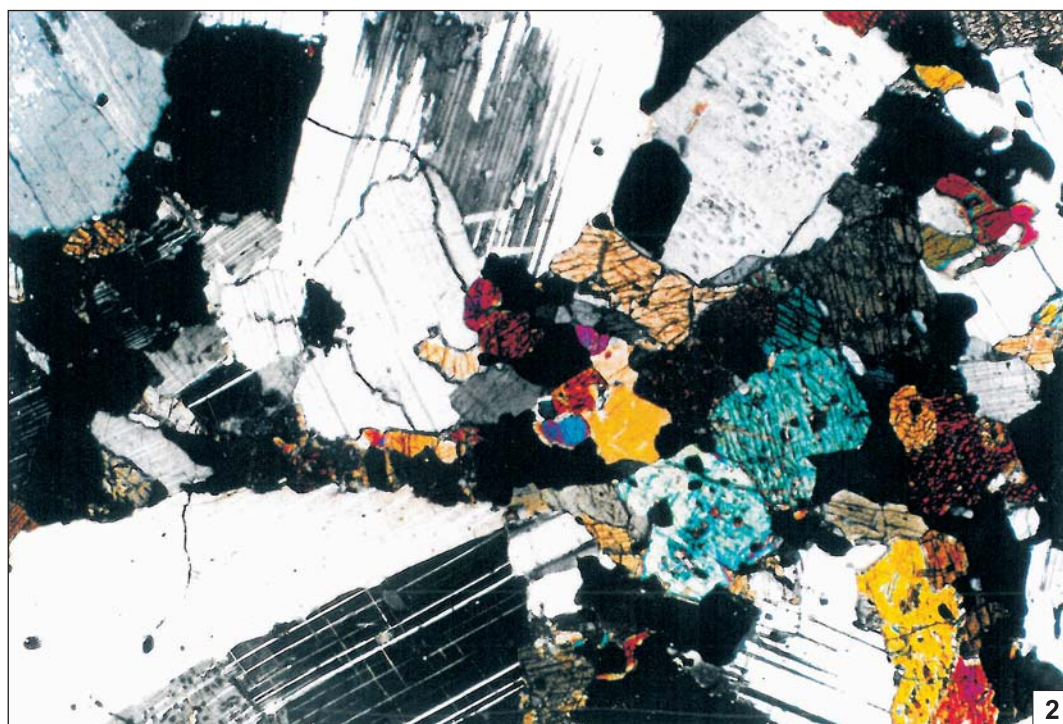
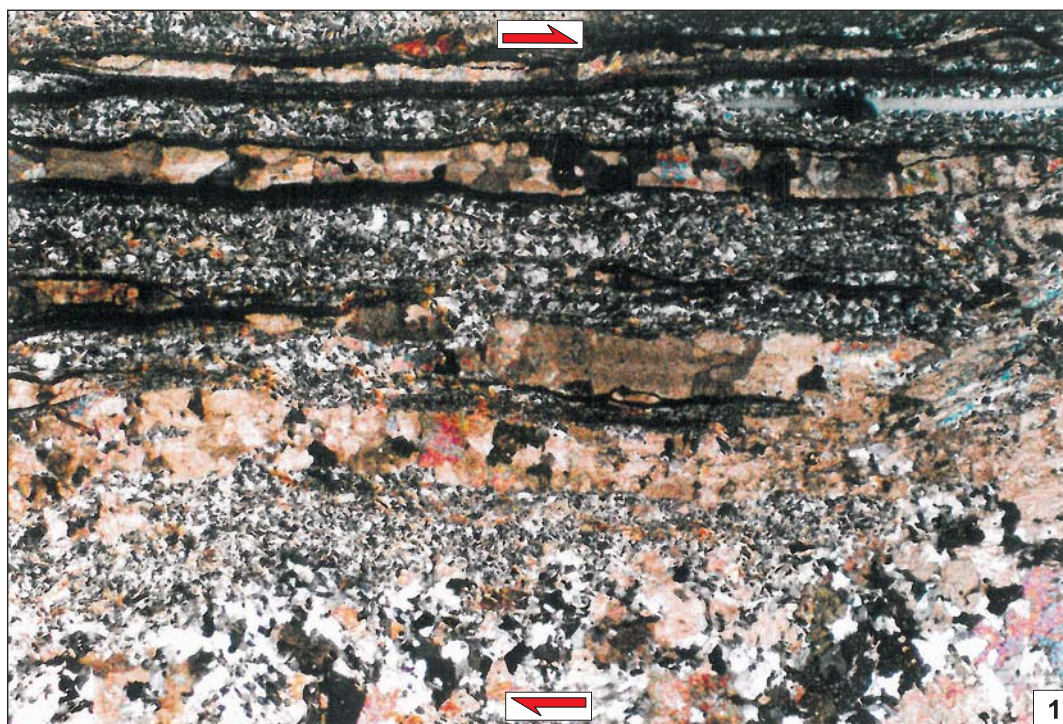
- Fig. 1. Prawie pionowe granice pasemek deformacyjnych są ustawione prostopadle do poziomych zbliźniaczeń deformacyjnych. Gęstość zbliźniaczeń deformacyjnych zmienia się na granicach pasemek deformacyjnych. Amalgamacja poszczególnych zbliźniaczeń deformacyjnych w obszarze ziarna prowadzi do pełnej koalescencji tych zbliźniaczeń. Otwór nr 8 – Krzemianka PG 82. Anortozyt zmylonityzowany z głębokości ok. 1324 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Almost vertical deformation bands oriented perpendicularly to sub-horizontal deformation twins. Density of deformation twins change at the boundaries of deformation bands. Amalgamation of deformation twins in the grain domain led to total coalescence of these twins. Krzemianka PG 82 borehole. Mylonitic anorthosite; depth ca. 1324 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×
- Fig. 2. Skośne pasemka deformacyjne pod dużym kątem do prawie horyzontalnych zbliźniaczeń deformacyjnych. Dynamicznie zrekrystalizowane podziarna występują na granicy porfiroklastów plagioklazowych. Anortozyt zmylonityzowany z gł. 1315,6 m. Otwór nr 6 – Krzemianka PG 58. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Steeply dipping deformation bands at a high angle to almost horizontally oriented deformation twins. Dynamically recrystallized subgrains occur at the boundaries of plagioclase porphyroclasts. Mylonitic anorthosite from a depth of 1315.6 m. Krzemianka PG 58 borehole. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×



TABLICA XV

Przykłady deformacji ścięciowych w mikroskali z obszaru północno-wschodniej części złoża Krzemianka Micro-structural examples of rotational deformation from the northeastern part of the Krzemianka ore deposit

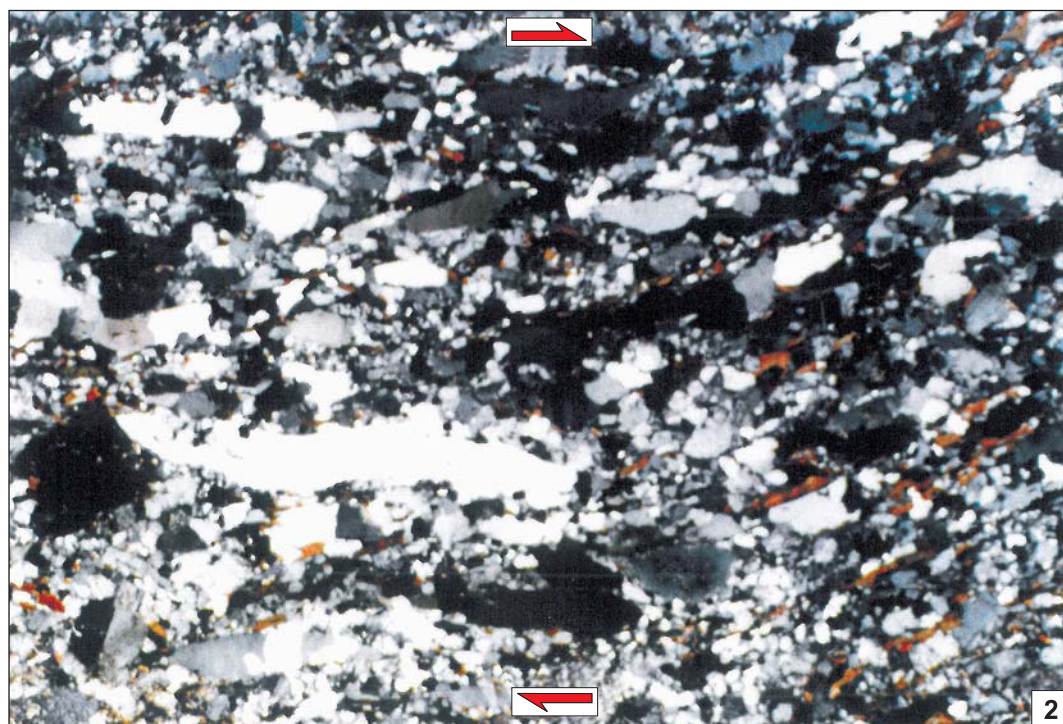
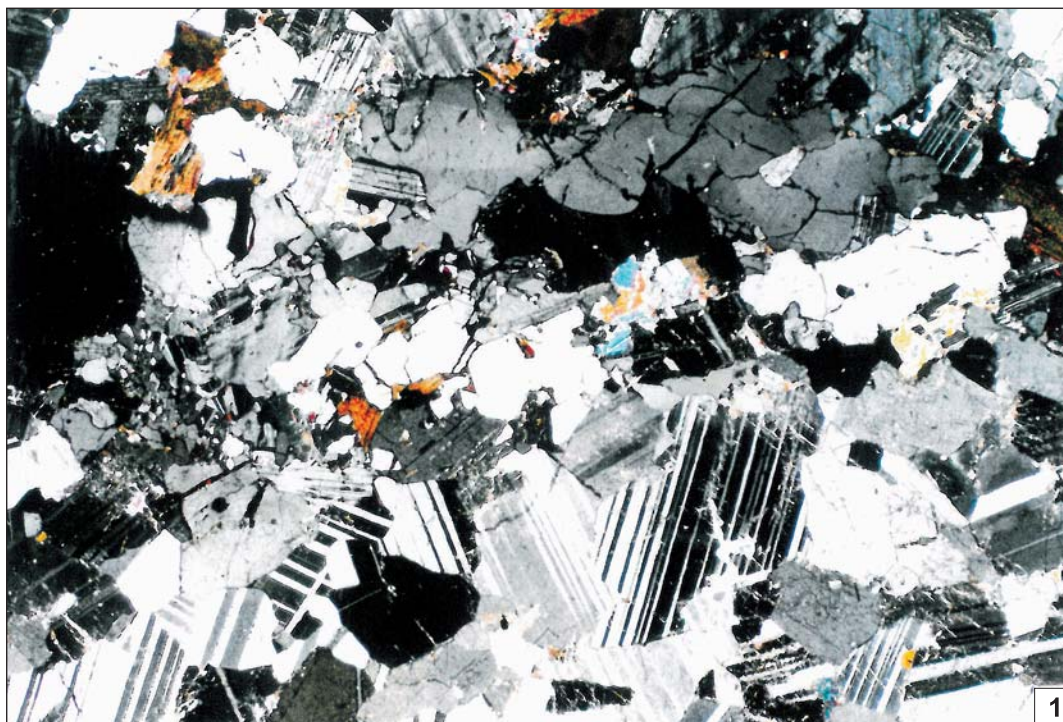
- Fig. 1. Skośność mikrowięzby typu S-C wyznacza prawoskrętny zwrot ścinania. Asymetryczne wstążeczki (ribbons), rybokształtne biotyty i liczne podziarna. Otwór nr 11 – Krzemianka PG 57; gł. 2035,0 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 10 razy
Oblique microfabric of S-C type defines the dextral sense of shearing. Asymmetric ribbons, mica fishes and numerous subgrains. Krzemianka PG 57 borehole; depth 2035.0 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 10×
- Fig. 2. Leukonoryt z falistym wygaszaniem światła w plagioklazach, z podziarnami, pasemkami i zbliżnieniami deformacyjnymi. Struktury asymetryczne uległy totalnej lub w znacznej części transpozycji w wyniku dynamicznej rekrytalizacji i wyżarzania. Otwór nr 31 Krzemianka PG 61; gł. 1475,5 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Leuconorite with undulating extinction of plagioclases, with subgrains, bands and deformation twins. Asymmetrical structures have been totally or mostly transposed as a result of dynamic recrystallization and annealing. Krzemianka PG 61 borehole; depth 1475.5 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×



TABLICA XVI

Przykłady deformacji ścięciowych w mikroskali z masywu suwalskiego
Micro-structural examples of rotational deformation from the Suwałki Massif

- Fig. 1. Dynamicznie zrekrystalizowane podziarna występują wśród zbliźnionych i mikrospękanych plagioklazach. Otwór Jeleniewo IG 4; noryt rudny, z głębokości 1348,0 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Dynamically recrystallized subgrains among twined and microfractured plagioclases. Jeleniewo IG 4 borehole; norite with ore mineralization, depth 1348.0 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×
- Fig. 2. Prawoskrętny zwrot ścinania wyznaczony asymetrycznym kształtem porfiroklastów plagioklazowych oraz rybokszałtnymi łyszczkami. Otwór Boksze PIG 1. Granodioryt z głęb. 1463,8 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
Dextral sense of shear indicated by the asymmetric shape of plagioclase porphyroclasts and mica fishes. Granodiorite. Boksze PIG 1 borehole; depth 1463.8 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×



WSKAZÓWKI DLA AUTORÓW

W serii *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* są publikowane prace oryginalne i przeglądowe o charakterze monograficznym.

Opracowanie wraz z pismem przewodnim instytucji macierzystej autora oraz informacją o źródłach finansowania publikacji, wkładzie finansowym instytucji naukowo-badawczych, stowarzyszeń i innych podmiotów należy złożyć w jednym egzemplarzu wraz z wersją cyfrową w sekretariacie Zakładu Publikacji Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Złożenie pracy jest jednoznaczne z oświadczeniem autora, że dzieło jest oryginalne, nigdzie wcześniej niepublikowane i niezłożone do druku w innym wydawnictwie, skład zespołu autorskiego odzwierciedla rzeczywisty wkład pracy poszczególnych osób w procesie powstawania publikacji, a ostateczna wersja publikacji została przedłożona po uzgodnieniu ze wszystkimi autorami. Opracowania monograficzne publikowane w *Pracach* są recenzowane. Objętość artykułów (opracowań) przeznaczonych do druku w *Pracach* nie jest limitowana.

Wszyscy autorzy składanych prac są zobowiązani do podania stopnia naukowego, afiliacji instytucji macierzystej oraz aktualnego adresu zamieszkania, niezbędnego do zawarcia umowy autorskiej.

Artykuły nadesłane do redakcji, po wstępnym zaakceptowaniu, są przekazywane do dwóch niezależnych recenzentów, niepozostających w konflikcie interesów z autorem. Recenzja wraz z uwagami redakcji jest udostępniana autorowi w celu dokonania koniecznych poprawek, w uzgodnionym terminie. Przekroczenie uzgodnionego terminu oznaczać będzie zmianę kolejności pozycji w tece redakcyjnej. Po zredagowaniu i złamaniu tekstu autor otrzymuje egzemplarz do korekty, który powinien być zwrócony do redakcji w ciągu dwóch tygodni. Poważne zmiany autorskie w tekście i na ilustracjach na etapie korekty nie będą akceptowane.

W celu usprawnienia prac redakcyjnych prosimy o przygotowanie tekstu i załączników zgodnie z poniższymi wskazówkami; prace nieodpowiadające wymaganiom redakcji będą zwracane autorom. Części pracy publikowane w języku angielskim, tzn. abstrakt, słowa kluczowe, streszczenie, tytuły ilustracji (figury i tablice fotograficzne) z objaśnieniami i tytuły tabel, należy dostarczyć w wersji angielskiej.

Przygotowanie tekstu. Tekst musi być dostarczony w wersji elektronicznej wraz z jedną kopią, wydrukowaną z podwójnym odstępem między wierszami, 12-punktową czcionką (Times New Roman) i 4-centymetrowym marginesem z lewej strony. Akapity powinny być wyrównane do lewej strony (niejustowane), należy wyłączyć opcję dzielenia wyrazów, nie stosować wcięć akapitowych, wypośrodkowań ustawianych spacjami.

Na marginesach należy zaznaczyć miejsca włamania figur oraz hierarchię tytułów, uwzględniając co najwyżej trzy stopnie. Wszystkie jednostki miar podawać w systemie SI. Cytowane pozycje literatury umieszczać w nawiasach, podając nazwisko i rok wydania, np. (Kowalski, 1998).

Tekst, objaśnienia do ilustracji i tabele należy zapisać w osobnych plikach. Format zapisu — MS Word.

Prosimy o umieszczanie na etykiecie nośnika następujących informacji: nazwisko autora, tytuł pracy, nazwa i wersja edytora tekstu, programu graficznego i ewentualnie nazwy programu kompresującego.

Abstrakt. Abstrakt, nieprzekraczający 200 słów, publikowany jest w języku polskim i angielskim. Powinien zwięźle przedstawiać metody, wyniki badań i wnioski.

Słowa kluczowe. Należy podać 5–7 słów kluczowych opisujących tematykę pracy.

Streszczenie. Streszczenie w języku angielskim nie powinno przekraczać 10% objętości całej pracy.

Literatura cytowana. Spis literatury, ułożony alfabetycznie, powinien zawierać tylko prace publikowane cytowane w tekście, w objaśnieniach do ilustracji i w tabelach. Skróty nazw czasopism i serii wydawniczych podawać zgodnie z *Bibliografią geologiczną Polski* i formalnymi wymogami redakcji. Przykłady:

FIJAŁKOWSKA-MADER A., MALEC J., 2011 — Biostratigraphy of the Emsian to Eifelian in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, **55**, 2: 109–138.

RACKI G., NARKIEWICZ M. (red.), 2006 — Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SIKORSKA M., 2007a — Geneza wapieni i cementów węglanowych piaskowców w kambrze obniżenia bałtyckiego. *Prz. Geol.*, **55**, 4: 304.

SIKORSKA M., 2007b — Petrografia ediakaru (wendu) i kambru. *W: Słupsk IG 1* (red. Z. Modliński). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **116**: 75–83.

Uwaga: dla książek należy bezwzględnie podać wydawcę i miejsce wydania. Pozycje literatury w alfabecie cyrylicy muszą być podane w transkrypcji na alfabet łaciński.

Ilustracje. Figury (rysunki) i fotografie wraz z kopią należy dostarczyć w wersji elektronicznej (program graficzny CorelDraw lub Illustrator; w przypadku stosowania innych programów należy zapisać rysunki w formacie wektorowym Windows Metafile – WMF lub innym umożliwiającym import do Corela Draw) wraz z wydrukiem. Grafikę rastrową (obrazy skanowane) należy zapisać w jednym z następujących formatów: TIFF, PCX, CPT, BMP, PSD, JPG. Rozdzielczość zeskanowanych fotografii kolorowych powinna wynosić minimum 300 dpi, fotografii czarno-białych co najmniej 600 dpi, czarno-białych rysunków (liniowych) 1200 dpi.

Kolorowe ilustracje prosimy załączać tylko w uzasadnionych przypadkach, tzn. kiedy kolor jest jedynym sposobem efektywnego wyrażenia zagadnienia. Autorzy są zobowiązani do partycypowania w kosztach druku kolorowych załączników.

Ilustracje powinny być przekazywane w takich wymiarach, aby po zmniejszeniu zmieściły się na kolumnę 175×245 mm. Stopień zmniejszenia przyjmuje się od 30 do 50%. Rysunki nie mogą zawierać zbędnych szczegółów, wielkość opisów po zmniejszeniu nie może być mniejsza niż 1 mm. Na mapach i przekrojach należy umieścić skalę liniową. Objasnienia figur w języku polskim i angielskim prosimy umieszczać pod rysunkiem (nie stosować kostek z numeracją).

Tabele. Tabele muszą być zapisane w oddzielnym pliku, w formacie MS Word lub Excel (maksymalny format A4).

W przypadku wątpliwości co do formalnych wymagań, autorzy są proszeni o bezpośredni kontakt i konsultację z Zakładem Publikacji PIG-PIB.

- Tom 191 (2008) Podłoże magnetyczne w pomorskim segmencie strefy szwu transeuropejskiego
– *Zdzisław Petecki*
- Tom 192 (2009) Kenozoik na pograniczu Ziemi Lubuskiej, Pomorza i Wielkopolski
– *Andrzej Romanek*
- Tom 193 (2009) Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych
w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego – *Teresa Podhalańska*
- Tom 194 (2009) Struktury glacictektoniczne w Polsce – *Andrzej Ber, Zofia Krysiak* (red. nauk.)
- Tom 195 (2010) Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny
mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski
– *Ewa Krzemińska*
- Tom 196 (2011) Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski – *Marek Narkiewicz* (red. nauk.)
- Tom 197 (2012) Węgiel kamienny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego w obrazach mikroskopowych
– *Grzegorz J. Nowak*
- Tom 198 (2012) Pozycja hydrodynamiczna i znaczenie gospodarcze dewońskich zbiorników wód
podziemnych w Górach Świętokrzyskich – *Jan Prażak*
- Tom 199 (2013) Zagrożenie i ryzyko osuwiskowe w rejonie Szymbarku (Beskid Niski)
– *Teresa Mrozek*
- Tom 200 (2014) Strefa kontaktu kaczawskiego kompleksu strukturalnego z depresją Świebodzie
(Sudety Środkowe) w świetle nowych otworów badawczych Cieszów FIG 1
i Cieszów FIG 2 – *Zbigniew Cymerman*

Wciąż rosnące zapotrzebowanie na rudę żelaza, szczególnie krajów rozwijających się, czyni poszukiwanie jej złóż oraz zrozumienie procesów prowadzących do ich powstawania jednym z kluczowych wyzwań współczesnej geologii. Źródłem roztworów mineralnych zawierających żelazo jest górny płaszcz lub dolna skorupa, a drogami migracji tych roztworów – tektoniczne strefy rozłamowe, przecinające całą skorupę lub niektóre jej fragmenty. W ostatnich kilkunastu latach coraz większą rolę przypisuje się mechanizmom deformacji rotacyjnej w procesach orogenicznych, co doprowadziło m.in. do ustalenia związków genetycznych między rozwojem stref deformacji a koncentracjami mineralizacji rudnych. Szczególną kategorię stanowią złoża magmowe związane z proterozoicznymi masywami anortozytowymi, w których lokalnie doszło do znacznego wzbogacenia w tlenki żelaza. Chociaż fenomenu tego, związanego z dyferencjacją magmy, nie do końca zrozumiano, to opisywano go z różnych masywów anortozytowych, włączając te, które występują na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego, w tym także na obszarze północno-wschodniej Polski.

Masyw suwalski jest położony we wschodniej części mazurskiego kompleksu typu AMCG (anortozyty–mangeryty–czarnokity–granity). Zajmuje obszar o powierzchni około 250–300 km² na głębokości od około 557 m p.p.m. do prawie 1000 m p.p.m. i jest przykryty przez utwory kambryjskie, permskie, mezozoiczne i czwartorzędowe. Masyw ten jest zbudowany z kalymiańskich anortozytów, norytów, diorytów oraz odmian przejściowych. W niniejszej monografii przedstawiono wyniki szczegółowej analizy strukturalno-kinematycznej rdzeni wiertniczych z 94 otworów wiertniczych z masywu suwalskiego, a zwłaszcza z obszarów złoża Fe-Ti-V Krzemianka. W zbadanym materiale wiertniczym stwierdzono prawie 3500 domen i silnie heterogenicznie wykształconych stref ścinania podatnego. Przedstawiono model tektoniczny z dominującą rolą procesów dynamo-metamorficznych w mezoproterozoicznej ewolucji masywu suwalskiego, który zaprzecza dotychczasowemu modelowi diapirowej genezy tego masywu. Nie udało się ustalić, czy główna mineralizacja magnetytowo-ilmenitowa powstała tam przed czy też w trakcie prawdopodobnie długotrwałych procesów deformacji niekoaksjalnej (rotacyjnej) w mezoproterozoiku.

ISSN 0866-9465
ISBN 978-83-7863-314-3

