

STREFY ĆINANIA PODATNEGO NA OBSZARZE ŹŁÓ A RUD Fe–Ti–V „UDRY ” SUWALSKIEGO MASYWU ANORTOZYTOWEGO

DUCTILE SHEAR ZONES FROM THE “UDRY ” Fe–Ti–V ORE DEPOSITS OF THE SUWAŁKI ANORTHOSITE MASSIF

ZBIGNIEW CYMERMAN¹

Abstrakt. Wykonano analizę strukturalną nieorientowanych rdzeni (ok. 10 000 m) z 12 otworów wiertniczych z obszaru złó a rud Fe–Ti–V „Udry ” (suwalski masyw anortozytowy; Polska północno-wschodnia). Szczególną uwagę zwrócono na rozpoznanie stref ćinania podatnego w zachowanym materiale wiertniczym, których stwierdzono co najmniej 485, a także orientacji foliacji mylonitycznej S_M i lineacji ziarna mineralnego (z rozciągania) L_M oraz ustaleniu asymetrycznych wskaźników kinematycznych. Wyniki tych badań umożliwiły określenie kierunku transportu tektonicznego i charakteru deformacji domen skalnych w poszczególnych otworach i na obszarze złó a „Udry ”. Kąt upadu foliacji S_M wynosi ok. 50–60°. Lineacja z rozciągania L_M jest w przybliżeniu równoległa do kierunku upadu foliacji S_M . Te elementy strukturalne uznano za pozostałość po orogenezie gotyjskiej (ok. 1,55–1,45 mld lat), która charakteryzowała się skracaniem i zlokalizowanym rozwojem podatnych nasunięć. Problemem jest wiarygodność orientacji foliacji S_M ustalonej na podstawie skrzywienia osi otworu. Wykorzystując dane 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 ćinania wskazują na inwersyjny (nasunięciowy) zwrot przemieszczeń ku NE. Rozwój silnie heterogenicznych stref ćinania podatnego wpływał na rozmieszczenie i formy ciał rudnych na obszarze złó a „Udry ”. Prawdopodobnie liczne występowania rud ilmenitowo-magnezytowych w okolicy Udrynia znajdują się głównie w domenach frontalnych i/lub spógowych w szeregach łusek ponasuwanych ku NE. W większym stopniu lokalnie rozwinięte i młodsze były procesy tektoniczne związane z podatno-kruchym i kruchym uskokuwaniem.

Słowa kluczowe: mylonity, strefy ćinania, nasunięcia podatne, kinematyka, złó a rud Fe–Ti–V „Udry ”.

Abstract. Detailed structural analysis of non-oriented drill cores (*ca.* 10,000 m) from 12 deep boreholes from the “Udry ” Fe–Ti–V ore deposits area (the Suwałki anorthosite massif, NE Poland) has been carried out. Special attention has been paid to recognition of ductile shear zones in preserved drill cores, probably more than 485 zones, attitudes of the S_M mylonitic foliation and the L_M extensional (mineral) lineations, and to kinematic indicators. 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 “Udry ” ore deposits. In general, the dip angle of the S_M foliation is about 50–60° with approximately parallel to the dip of the L_M stretching lineations. Both the structural elements are inferred to be remnants of the Gothian orogeny (*ca.* 1.55–1.45 Ga) with shortening and localised ductile thrusting. There are problems in the reliability of the S_M foliation orientations using curving axis of individual boreholes. On the basis of the curvature axis it is proposed that the strike of S_M foliation is consistent at a regional scale with NW–SE to WNW–ESE directions. Almost all shear sense indicators show reverse sense of movements with the top to the NE. The development of strongly heterogeneous ductile shear zones controlled the distribution and shapes of ore deposits in the vicinity of Udry . It is quite probable that frequent occurrences of ilmenite-magnetite ores in the vicinity of Udry are situated mainly in frontal and/or bottom domains of thrust sheets displaced towards the NE. More localised and younger tectonic processes were connected with ductile-brittle and brittle conditions during faulting.

Key words: mylonites, shear zones, ductile thrusting, kinematics, “Udry ” Fe–Ti–V ore deposit.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski; al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; e-mail: zbigniew.cymerman@pgi.gov.pl

WST P

W 1962 r. na obszarze zasadowego masywu suwalskiego odkryto złoża rud Fe–Ti–V (Znosko, 1965, 1993). Złoże rud magnetytowo-ilmenitowych „Udry” jest drugim pod względem wielkości, po złożu „Krzemianka”, polem rudnym położonym w środkowej części masywu suwalskiego w północno-wschodniej Polsce (fig. 1). Przez prawie trzy kolejne dekady dane na temat tych złóż były utajnione. Do lat 90. XX w. opublikowano niewiele prac na temat budowy i ewolucji złóż rud Fe–Ti–V masywu suwalskiego. Wyjątkiem były specjalistyczne prace mineralogiczne (Siemiatkowski, 1970, 1976; Kucha i in., 1978, 1979a, b; Kubicki, Siemiatkowski, 1979; Speczik i in., 1980, 1988; Niekiel, Wiszniewska, 1981; Kubicki, 1984; Kozłowska, 1989). Dopiero w latach 90. XX w. pojawiło się wiele prac na temat masywu suwalskiego i jego

złóż (np. Jarmołowicz-Szulc, 1990; Kozłowska, Wiszniewska, 1990; Krzemieński, 1990; Nejbart, Speczik, 1992; Nejbart, Wiszniewska, 1994; Juskowiak, 1993; Ryka, 1993; Wiszniewska, 1993a, b, 1997, 1998a, b, 2000a, b, 2002). Najwięcej informacji na temat złóż rud magnetytowo-ilmenitowych „Udry” znajduje się w serijnym opracowaniu „Profile geologiczne otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego — Udry” (Wiszniewska, red., 1998c). W tym samym roku ukazała się także drukowana obszerna monografia na temat całego masywu suwalskiego (Ryka, Podemski, red., 1998).

Na obszarze masywu suwalskiego wykonano prawie połowę wszystkich wierce osi gajnych prekambryjskie podłoże krystaliczne w północno-wschodniej Polsce (Cymerman, 2004).

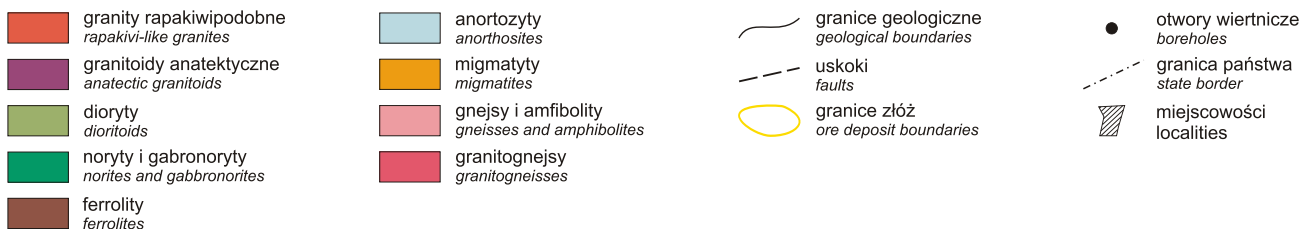
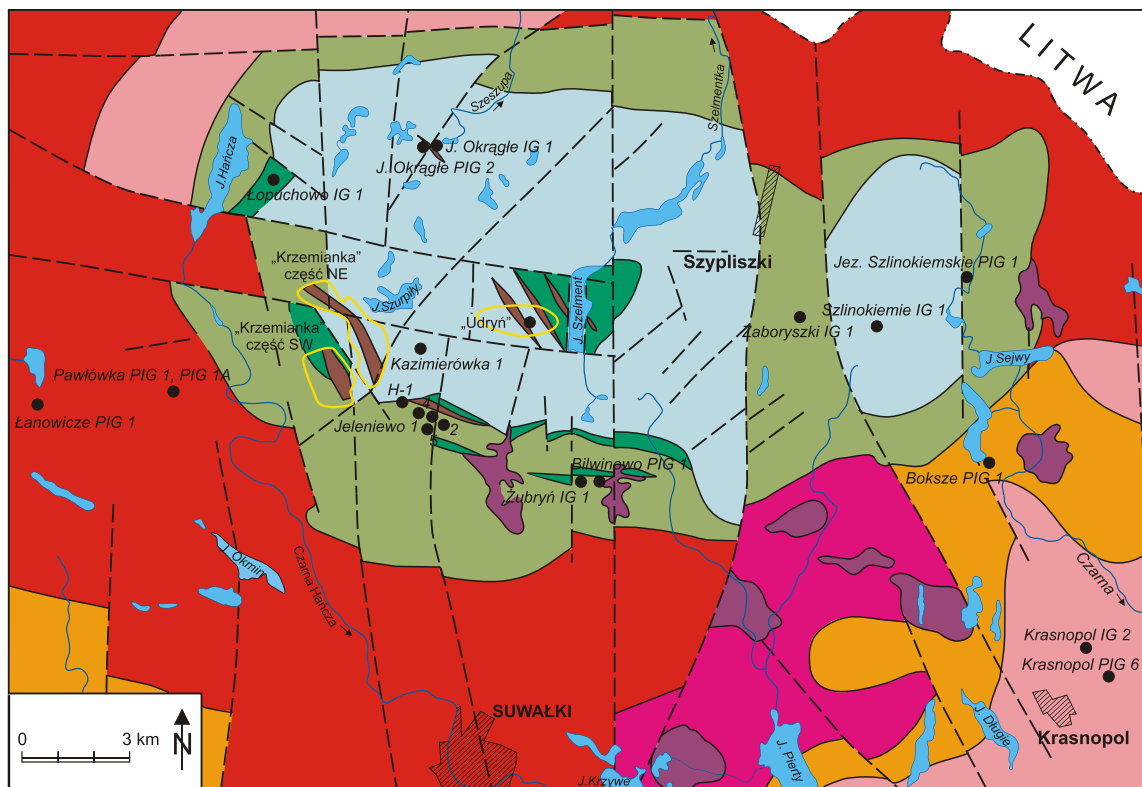


Fig. 1. Mapa suwalskiego masywu anortozytowego (wg Ryki i in. w Kubicki, Ryka, red., 1982; zmodyfikowana)

Geological map of the Suwałki anorthosite massif
(based on Ryka *et al.* in Kubicki, Ryka, eds., 1982; modified)

Jak dot d problematyka tektoniki złó a „Udry ”, jak i złó a „Krzemianka” nie były przedmiotem specjalistycznych bada czy analiz. Wyj tkiem s zagadnienia dotycz ce tektoniki kruchej tych obszarów złó owych, a odnosz ce si do rozwoju sp ka skalnych, ciosu i uskoków (Saternus, 1993, 1998). Dla obszarów złó owych „Udry ” i „Krzemianka” nie wykonano dotychczas adnej analizy strukturalnej, ukierunkowanej na tektonik podatn . Wynikało to z trzech zasadniczych powodów. Po pierwsze, przez kilka dziesi cioleci materiały wiertnicze obszarów złó owych masywu suwalskiego były poufne i niedost pne dla badaczy, niepracuj cych przy dokumentowaniu tych złó . Zreszt dopiero w drugiej połowie lat 80. XX w. w ród polskich tektoników zacz to podkre la konieczno analiz strukturalnych przy intensywnie wtedy jeszcze wykonywanych wierceniach badawczych i poszukiwawczych na terenie naszego kraju (Cymerman, 1986; Mierzejewski, 1986, 1992a, b). Po drugie, materiał wiertniczy nie był nigdzie w Polsce orientowany geograficznie, co powa nie ograniczało mo liwo ci wykona-

nia pełnej analizy strukturalnej rdzeni. I po trzecie, wydawało si , e masyw suwalski zbudowany z zasadowych skał magmowych nie jest obiektem interesuj cym dla prac tektonicznych, bo skały te powinny by ubogie w struktury tektoniczne, a zwłaszcza te powstałe w warunkach podatnych.

Brak danych strukturalnych i kinematycznych utrudnia, a praktycznie uniemo liwia stworzenie wiarygodnego modelu ewolucji tektonicznej całego masywu suwalskiego, w tym tak e uwarunkowa tektonicznych rozwoju mineralizacji rudnych, m.in. na obszarze złó a „Udry ”. Wykonanie szczegółowej analizy strukturalnej całego masywu suwalskiego, a zwłaszcza jego obszarów złó owych było najważniejszym celem zrealizowanego przez autora w latach 2002–2004 projektu badawczego pt.: „Strefy cienia a mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego”. Wcze niej, podobna analiza była wykonana na rdzeniach z archiwalnych wierce nawiercaj cych podło e krystaliczne Polski północno-wschodniej, oprócz masywu suwalskiego (Cymerman, 2004).

ZŁÓ E RUD ILMENITOWO-MAGNETYTOWYCH „UDRY ”

W latach 1964–1983 w centralnej cz ci masywu suwalskiego wykonano 12 otworów wiertniczych w celu rozpoznania i udokumentowania złó a rud ilmenitowo-magnetytowych „Udry ” (Subieta i in., 1971; Subieta, Samociuk, 1985; Wiszniewska, red., 1998c). W otworach tych przewiercono od ok. 360,0 m (otwór Udry IG 1) do prawie 1500,0 m (otwór Udry IG 7) skał krystalicznych (fig. 2; tab. 1). Ł cznie we wszystkich otworach nawiercono prawie 12 600 m skał krystalicznych. Podło e krystaliczne na obszarze złó a „Udry ” wyst puje na gł boko ci od 838,0 m (630,0 m p.p.m.) w otworze Udry IG 7 do gł boko ci 861,4 m (655,9 m p.p.m.) w otworze Udry IG 10. Z 12 archiwalnych otworów materiał wiertniczy jest zachowany prawie w cało ci z sze ciu otworów: Udry IG 5, IG 6, IG 7, IG 8, IG 11 i IG 18 (fig. 1; tab. 1). Najmniej zachowanego materiału wiertniczego pozostało po najstarszych wierceniach takich jak Udry IG 1 (ok. 60%), Udry IG 2 (ok. 60%) i Udry IG 3 (ok. 35%). Autor zbadał ok. 10 000 m rdzenia, zachowanego zarówno w pojedynczych skrzynkach, jak i w paletach z potrójnymi przedziałami o metrowej długo ci. W paletach znajduj si zaledwie wartki rdzeni po ich wyci ciu z macierzystego, zlikwidowanego rdzenia, na ogół o pierwotnej rednicy rdzenia ok. 8,5 cm.

Złó e „Udry ” ma form zbli on do elipsy o długo ci prawie 1,5 km w kierunku WNW–ESE i szeroko ci do ok. 700,0 m (fig. 2). Ciała rudne wyst puj w ród anortozytów, gabronorytów i norytów (fig. 3, 4; tab. 1). Ciała te tworzą pseudopokłady, soczewy, szliry i yły (Subieta, Samosiuk, 1985; Parecki, 1998; Wiszniewska, 2002). Najbogatsze rudy wyst puj w anortozytach, gdzie magnetyty zawieraj jednak najwi cej tytanu. Główne nagromadzenie rud znajduje si na gł boko ci od ok. 800,0 do 1300,0 m p.p.m. (fig. 4). Ł czne zasoby bilansowe złó a „Udry ” oceniano na 263,5 mln ton o zawarto ci 27,8% Fe, 7,4% TiO₂ i 0,27% V₂O₃, a zasoby pozabilansowe na 131,3 mln ton (Subieta, Samosiuk, 1985).

Geometryczne centrum złó a „Udry ” poło one jest ok. 5 km na wschód od wschodnich granic złó a „Krzemianka”. Podło e krystaliczne jest tam przykryte przez utwory dolno- i rodkowokambryjskie, permskie, mezozoiczne i czwartorz dowe, których ł czna mi szo osi ga prawie 880,0 m. W opracowaniach i dokumentacjach złó a „Udry ” przyjmuje si wyst powanie dwóch głównych ciał rudnych. Pierwsze oznaczone numerem 137 (Parecki, 1998), zbudowane jest głównie z rud piroksenowych II stopnia z dwukrotnie wi ksz zawarto ci piroksenów ni rudy plagioklazowe III stopnia. Ciało rudne nr 137 zawiera nieco ponad 47% zasobów bilansowych całego złó a „Udry ”. Drugie, gł bie poło one ciało rudne, oznaczone nr 144, jest oddzielone od ciała nr 137 przez pakiet anortozytów z cienkimi przewarstwieniami norytów. Jest zbudowane przewa nie z rud typu plagioklazowego III stopnia i zawiera ok. 30% zasobów bilansowych złó a „Udry ”. Mi szo ci rud w profilach poszczególnych otworów wiertniczych s bardzo zmienne i wynosz od kilku centymetrów do kilkudziesi ciu metrów (Juskowiak, 1985; 1998a–c; Subieta, Samociuk, 1985; Parecki, 1998).

Obszerna charakterystyka minerałów kruszcowych w poszczególnych otworach z obszaru złó a „Udry ” znajduje si w opracowaniu zbiorczym „Profile gł bokich otworów wiertniczych Pa stwowego Instytutu Geologicznego — Udry ” (Wiszniewska, red., 1998c). W pracy tej podano tak e dokładne wyniki bada geochemicznych i petrograficznych.

W ród skał ze złó a „Udry ” wyst puj głównie anortozyty (prawie 70% rdzeni), mniej liczne s gabronoryty–noryty klinopiroksenowe (ok. 12%), ferrolity (skał magnetytowo-ilmenitowe; ok. 7%) i rudne anortozyty, gabronoryty i noryty (ok. 7%), a podrz dnie pojawiaj si noryty–leukonoryty (ponad 2%) i granitoidy (ponad 2%) (Juskowiak, 1998a, b). Skały te, oprócz granitoidów, wykazuj bardzo

Tabela 1

Podstawowe dane o otworach wiertniczych z obszaru zło a „Udry ”

Basic borehole data from the “Udry ” ore deposit

Nazwa otworu (rok wykonania wiercenia)	Podło e krystaliczne		Strop krystaliniku [m p.p.m.]	Uproszczona litologia (wg Juskowiaka, 1997a)	Gł boko stref rudnych [m] (wg Subieta i in., 1971)		Rodzaj i procent zachowanego materiału wiertniczego
	interwał gł boko ci [m]	mi szo krystaliniku [m]			rudy o zawarto ci Fe <20%	rudy o zawarto ci Fe >20%	
1	2	3	4	5	6	7	8
Udry IG 8 (1978)	848,2–2279, 1	1430,9	647,4	anortozyty; gabronoryty; noryty rudne; ferrolity; granitoidy	891,1–924,8 1022,4–1039,5 1070,2–1074,9 1116,4–1120,0 1176,7–1183,7	1074,9–1116,4 1120,0–1123,8 1130,6–1166,6 1170,9–1176,7 1182,7–1186,5 1196,4–1200,7	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 95%
Udry IG 5 (1975)	856,4–1575, 0	718,8	638,2	anortozyty; gabronoryty; noryty; ferrolity; granitoidy	1331,6–1335,5 1345,0–1345,8 1361,5–1368,8	971,0–973,7 979,8–984,3 1207,4–1247,3 1261,5–1316,1 1340,5–1342,5 1356,8–1360,8 1369,8–1383,8	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 95%
Udry IG 6 (1978)	872,0–2300, 0	1428,0	651,8	anortozyty; granitoidy	brak stref rudnych		całe i miejscami połówki rdzeni ok. 95%
Udry IG 10 (1979)	861,4–2058, 0	1196,0	655,9	anortozyty; gabronoryty; ferrolity; leukonoryty; noryty; granitoidy	893,7–936,1 1022,7–1032,1 1078,0–1079,9 1195,5–1209,4 1214,8–1224,6 1232,6–1234,4 1255,8–1262,8	963,1–1022,7 1032,1–1078,0 1189,5–1195,5 1209,4–12129 1224,6–1232,6 1248,1–1251,8 1262,8–1272,5 1445,8–1454,6 1467,7–1471,0	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 95%
Udry IG 4 (1975)	836,8–2300, 0	1463,1	623,8	anortozyty; ferrolity; gabronoryty; granitoidy	1141,3–1143,1 1170,6–1177,8 1202,0–1204,9 1220,1–1222,8 1429,4–1445,5	1145,5–1167,4 12,42,7–1262,3 1265,8–1278,4 1281,9–1286,2 1289,2–1308,1 1316,0–1323,4 1326,1–1331,3 1345,3–1366,9 1375,6–1415,9 1419,6–1421,3 1424,3–1429,4	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 80%
Udry IG 2 (1965)	860,3–1547, 6	687,3	642,5	anortozyty; ferrolity; noryty; granitoidy	871,3–902,3 1021,3–1023,2 1340,9–1343,8 1363,1–1415,3 1418,7–1421,0 1455,6–1458,1 1497,0–1504,0 1512,2–1514,8	1017,9–1021,3 1090,9–1151,4 1156,2–1185,1 1441,5–1148,1 1458,1–1463,4 1468,4–1478,2 1483,9–1491,3 1507,4–1512,2	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 60%
Udry IG 18 (1983)	840,0–2018, 0	1183,0	640,3	anortozyty; anortozyty rudne; granitoidy	840,3–848,1 1264,4–1294,4 1317,3–1328,7 1332,7–1335,7 1355,8–13809		zbadano połówki rdzeni; cz no- wych skrzy bez podanej gł boko- ci; ok. 5%; wiartki rdzeni w paletach; ok. 35%
Udry IG 3 (1968)	862,5–1601, 7	739,2	661,8	gabronoryty; gabronoryty rudne; granitoidy	1030,8–1049,7 1072,2–1091,7 1099,1–1222,6 1231,4–1235,3 1241,1–1254,6 1442,4–1444,9 1540,3–1545,5	1426,0–1431,8	całe i miejscami połówki rdzeni ok. 35%

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
Udry IG 1 (1964)	839,0–1200, 0	361,0	635,5	anortozyty; noryty; ferrolity; granitoidy	956,7–964,5 968,7–983,7 1012,6–1016,6	964,5–1010,3	całe, połówki i wiartki rdzeni; ok. 60%
Udry IG 11 (1981)	854,1–1885, 1	1031,0	651,7	anortozyty; ferrolity; gabronoryty; granitoidy; leukonoryty; noryty	1107,1–1112,1 1184,8–1193,2 1202,7–1210,1 1267,9–1277,4 1456,7–1456,0 1460,3–1462,0 1475,3–1487,2 1522,0–1547,8 1610,6–1616,2	964,5–968,7 989,1–1005,0 1007,5–1010,3 1115,6–1117,5 1210,1–1267,9 1277,4–1416,7 1457,5–1460,3 1498,1–1503,1 1581,7–1610,6 1616,2–1624,0	wiartki rdzeni; ok. 90%
Udry IG 7 (1978)	826,0–2301, 0	1475,0	627,8	anortozyty; ferrolity; granitoidy; noryty	964,8–966,7 1300,2–1302,3	966,7–992,0 1097,4–1099,9 1110,8–1113,4 1176,0–1181,3 1275,6–1277,9 1328,0–1336,2 1362,7–1404,2 1411,6–1515,4 1425,3–1430,2 1434,9–1441,6 1446,2–1451,0 1690,8–1693,0 1701,7–1705,0	całe i miejscami połówki rdzeni; ok. 95%
Udry IG 16 (1982)	917,8–1781, 3	863,5	647,9	anortozyty; ferrolity; gabronoryty; granitoidy; noryty; leukonoryty	1155,5–1180,7 1192,0–1196,9 1200,6–1203,8 1229,0–1245,8 1462,8–1465,1 1478,8–1482,7 1486,4–1493,5 1502,5–1521,0 1525,6–1535,1	1180,7–1192,0 1196,9–1200,6 1203,8–1218,0 1223,2–1229,0 1245,8–1254,1 1455,9–1460,7 1465,1–1471,4 1482,6–1486,4 1520,9–1525,6 1535,1–1564,1 1579,6–1581,4	zbadano połówki rdzeni; cz w no- wych skrzyniach bez podanej gł bo- ko ci; ok. 25%; wiartki rdzeni w paletach; ok. 90%

cz sto wzajemne przejcia, tworzc szereg odmian przejciowych, jak np. leukogabronoryty, leukonoryty i melanogabronoryty. Wiek izotopowy ustalony metod K-Ar z anortozytów z otworu Udry IG 18 wyinterpretowano metod izochronów na ok. 1320 mln lat, a wiek biotytów z anortozytów, norytu i pegmatytu waha si od 1122 do 1448 mln lat (Jarmołowicz-Szulc, 1998). Oznaczenia metod Re-Os dla „wieku” umiejscawiania intruzji suwalskiej i powstania mineralizacji rudnych Fe-Ti-V i podrzdnej Fe-Cu-Ni-Co, s niepewne i wykazuj niedopasowania Re i Os podczas krystalizacji magnetytu i plagioklazu w masywie suwalskim spowodowane bardzo nisk zawarto ci Re i Os w magnetytach (Morgan i in., 2000). Po wyłczeniu 3 analiz (próby mniej radiogeniczne), przeliczenia „wieku” Re-Os mineralizacji rudnych masywu suwalskiego zmieniły izochron 1536 ± 67 na izochron 1559 ± 37 mln lat (*op.cit.*).

Juskowiak (1998a) wydzielił na obszarze złó a „Udry ” trzy prawie równole nikowe strefy zespołów skalnych: ga-

bronorytowo-norytów na północy złó a, anortozytowo-norytów w rodku i anortozytów na południu. Chocia kilkana cie lat wczesniej (Juskowiak, 1985) zdefiniował te strefy jako: gabronorytowo-rudn , anortozytowo-rudn i anortozytów . Wystpuj ce w tych strefach ró ne asocjacje mineralne wskazuj , e pomi dzy nimi nie ma bezpo-
rednich przej , co jest dowodem na ich granice tektoniczne (uskoki). Przy takim zało eniu uznano , e południowa strefa anortozytowa jest najbardziej wyniesiona i dlatego zostały z niej zerodowane skały stref anortozytowo-rudnej i gabronorytowo-rudnej. Skały z tych ostatnich stref zachowały si na obszarze północnym, który uznano za blok znacznie mniej wyniesiony przez ruchy dyslokacyjne (Juskowiak, 1985, 1998a, b). Do zagadnie tych powrócimy w dyskusji wyników szczegółowej analizy strukturalnej i kinematycznej.

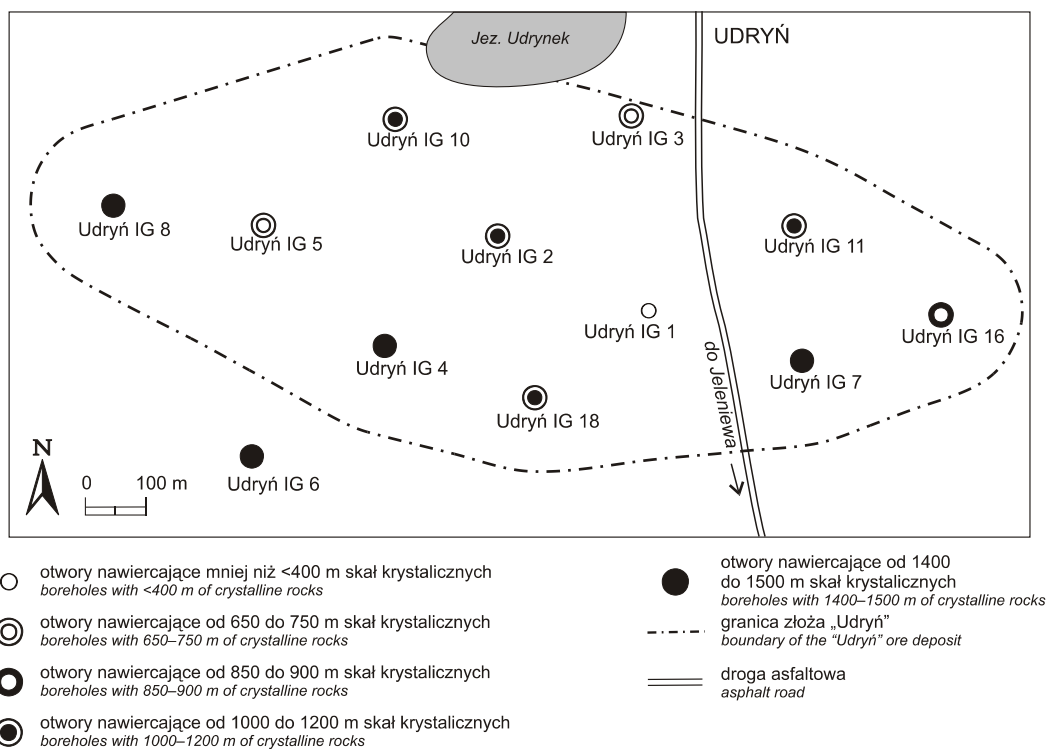


Fig. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych ze złoża „Udryń”

Location of deep boreholes from the “Udryń” ore deposit

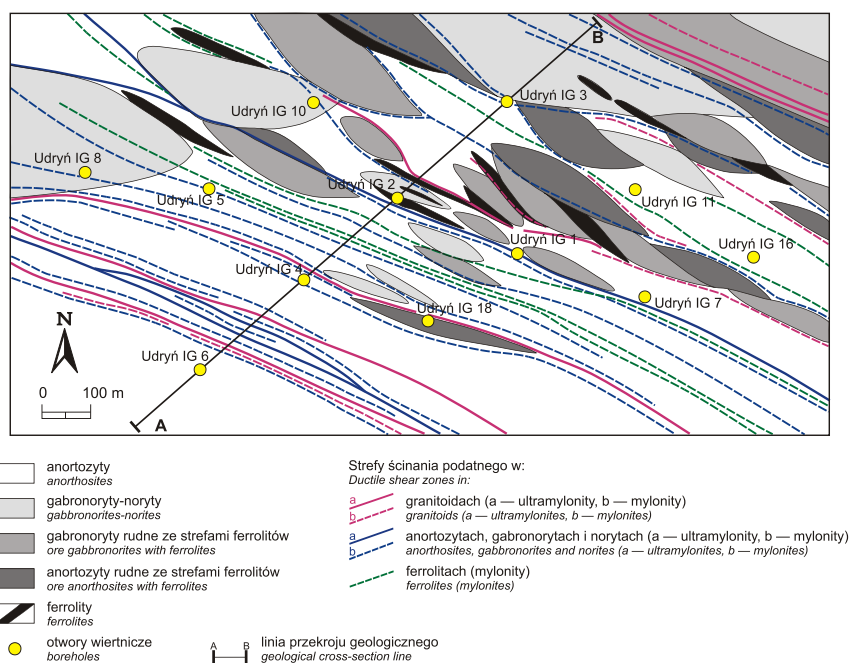


Fig. 3. Szkic geologiczno-strukturalny ze złoża „Udryń”

Geological-structural sketch map of the “Udryń” ore deposit

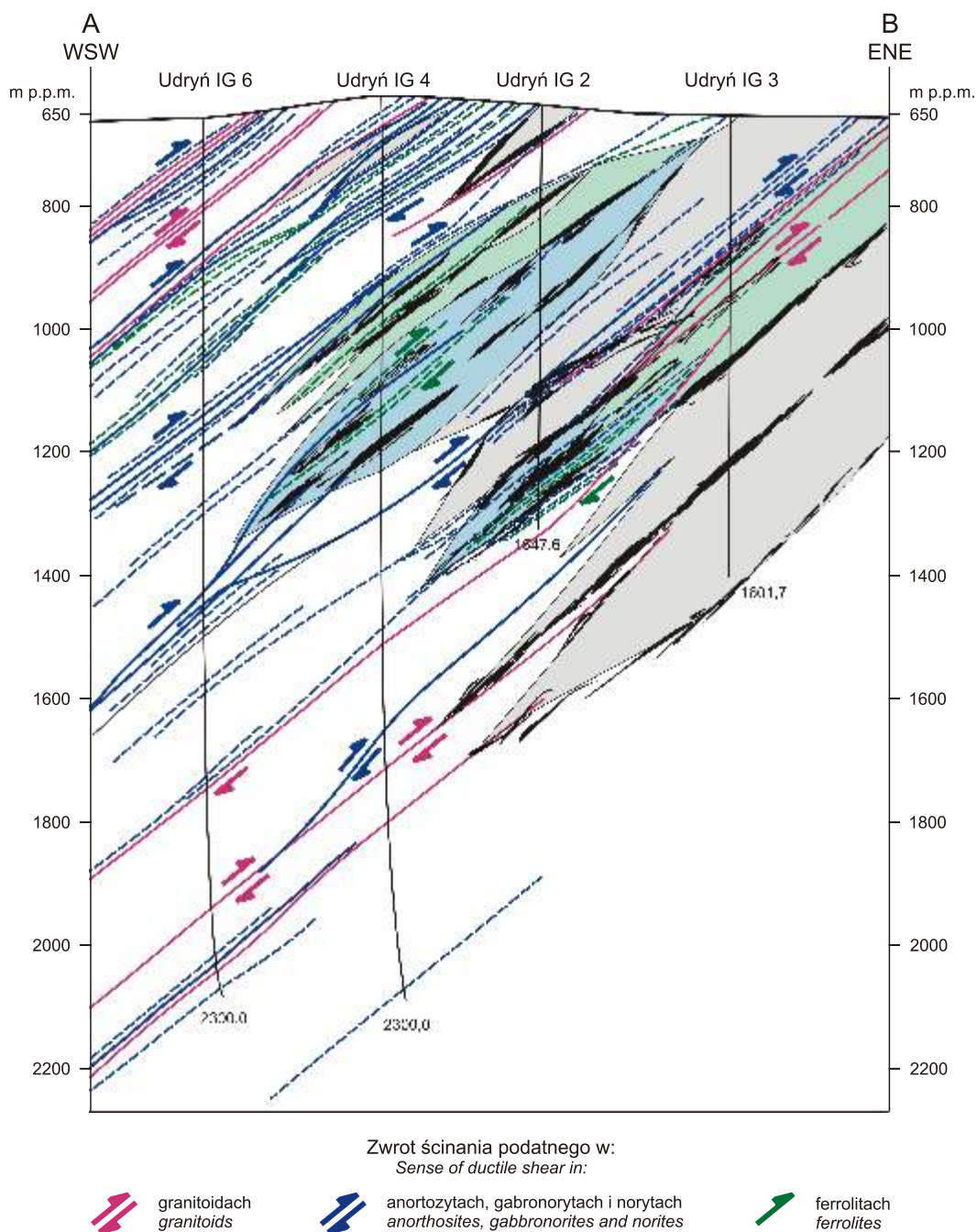


Fig. 4. Przekrój geologiczno-strukturalny przez rdzów cz. złóż „Udry”

Geological-structural cross-section across central part of the “Udry” ore deposit

ANALIZA STRUKTURALNA

Pierwsze szczegółowe badania strukturalne skał krystalicznych ze złóż „Udry” wykonano na archiwalnych materiałach wiertniczych ze wszystkich 12 otworów. Niestety nie udało się jeszcze zbadać całości zachowanego materiału wiertniczego w magazynach CAG PIG w Szurpiłach. Do uzupełniającej analizy pozostały jedynie palety z wiartkami

rdzeni (odcinki o dł. 3,0 m) z otworów Udry IG 16 i IG 18. W ramach grantu badawczego planowano pierwotnie wykonanie analizy strukturalnej rdzeni wiertniczych jedynie z 38 otworów. Ostatecznie analiz tak wykonano dla 98 otworów z całego obszaru masywu suwalskiego. Udało się wykonać badania strukturalne na ok. 10 000 m zachowanych rdzeni

wiertniczych ze zło a „Udry”. Badania te miały na celu podjęcie próby wyjaśnienia genezy mineralizacji rudnych suwalskiego masywu anortozytowego w odniesieniu do procesów tektonicznych, a zwłaszcza rozwoju podatnych stref ciniwania.

STREFY CINIWANIA PODATNEGO

W wyniku szczegółowych badań strukturalnych materiałów wiertniczych ze zło a „Udry” rozpoznano w rdzeniach liczne, a przy tym bardzo heterogenicznie wykształcone strefy ciniwania podatnego. Charakteryzują się one zmiennymi szerokościami, na ogół od kilku do ok. 20 cm, i różnym stopniem wykształcenia (od protomylonitów, poprzez mylonity aż po ultramylonity; tab. 2; tabl. I–V). Heterogeniczne strefy ciniwania podatnego stwierdzono we wszystkich otworach i nawierconych zespołach skalnych ze zło a „Udry” (fig. 3, 4; tab. 2, 3). W 12 otworach rozpoznano łącznie 485 stref z przejawami ciniwania prostego (deformacji rotacyjnej).

Najłatwiej rozpoznawalne są przejawy takiej deformacji w kwaśnych skałach żyłowych (pegmatytach i granitach), gdzie stwierdzono 148 odcinków lub fragmentów rdzeni ze strukturami powstałymi w wyniku ciniwania prostego. Strefy te przekraczają łącznie szerokość co najmniej 54,0 m (suma szerokości interwałów takich stref), podanych w tabeli 2, dla których przyjęto umownie średnie, dziesięciocentymetrowe szerokości dla poszczególnych próbek rdzeni z przejawami deformacji rotacyjnej. W magmowych skałach zasadowych (anortozytach, norytach i gabronorytach) rozpoznano 245 odcinków lub fragmentów rdzeni z objawami deformacji rotacyjnej, o sumarycznej szerokości co najmniej 88,0 m, a w różnorodnych ferrolitów — 92 odcinki lub fragmenty rdzeni z przejawami ciniwania prostego, o łącznie szerokości ok. 41,0 m. Bardzo prawdopodobne jest, że strefy ciniwania podatnego w poszczególnych otworach mogły być dwukrotnie, a może nawet kilkakrotnie więcej, co wynika z niepełnego rdzeniowania otworów, likwidacji wielu odcinków rdzeni, a także pobrania tysięcy próbek do różnego rodzaju analiz (np. 1671 próbek pobranych do badań mikroskopowych; Juskowiak, 1998a), czy też wreszcie zniszczenia wielu stref ciniwania podatnego przez „nałożenie” na nie młodsze strefy kataklazy czy zbrekcjonowania.

Pamiętajcie o tych minimalnych wartościach, obecnie można stwierdzić, że najwięcej przejawów ciniwania prostego (88 odcinków lub fragmentów rdzeni) stwierdzono w otworze Udry IG 6. W otworze tym przejawów takiej deformacji jest ponad dwukrotnie więcej niż w siedmiu otworach Udry IG 4. Obydwa te otwory charakteryzują się zbliżonymi szerokościami przewierconych skał krystalicznych. W otworze Udry IG 7, który nawiercił najwięcej skał krystalicznych (1475,0 m) na obszarze zło a „Udry”, rozpoznano 66 odcinków lub fragmentów rdzeni z przejawami podatnego ciniwania prostego (tab. 2). Najmniej takich przejawów (tylko po 13) stwierdzono w otworze Udry IG 18, dla którego dotychczas zbadano ok. 5% rdzeni otworu oraz w otworze Udry IG 3, gdzie z kolei zachowanych jest ok. 35% materiału wiertniczego.

Ze względu na niepełne dane (brak ponad 2500,0 m rdzeni) nie można w pełni przedstawić rozkładu stref ciniwania

podatnego na obszarze zło a „Udry”. Najliczniejsze przejawy deformacji rotacyjnej w stosunku do długości nawierconego podłoża krystalicznego stwierdzono w otworze Udry IG 1. W otworze tym rozpoznano co najmniej 35 stref ciniwania podatnego w przewierconym interwale głębokości 361,0 m. Wynika z tego, że średnio jedna strefa ciniwania podatnego przypada na 10,3 m profilu tego otworu. Również sto występuje strefy ciniwania podatnego w otworze Udry IG 5 — co najmniej 58 przejawów deformacji rotacyjnej na głębokości 791,0 m; co daje średnio jedną strefę ciniwania podatnego na ok. 13,5 m profilu tego wiercenia. Fakty te sugerują liczniejsze i/lub intensywniejsze przejawy deformacji rotacyjnej w rdkowej części zło a „Udry”. Wyczerpanie te, jak i inne zestawienia statystyczne, nie są jednak do końca wiarygodne, zwłaszcza w świetle braku ponad 20% materiału wiertniczego oraz częściowego zniszczenia podatnych stref ciniwania podatnego przez nałożenie na nie kruche i półkruche strefy kataklazy i zbrekcjonowania skał (tabl. VI). Dlatego ubytki próbek ze zlokalizowanych, na ogół bardzo cienkich — zwłaszcza w przypadku najintensywniej zdeformowanych skał, czyli ultramylonitów, mogą dochodzić nawet do 50% pierwotnego ich stanu. W takiej sytuacji korelacja silnie zróżnicowanych stref ciniwania podatnego, nawet pomiędzy siedzimi otworami na obszarze zło a „Udry” wydaje się być zagadnieniem bardzo niepewnym. Do problemu tego powrócimy w dalszym rozdziale (patrz s. 35).

We wszystkich otworach z obszaru zło a „Udry”, miejscami dobrze zachowana pierwotna foliacja magmowa S_0 (foliacja z płynięcia magmy) w skałach zasadowych jest przejściowa i praktycznie niemożliwa do oddzielenia od foliacji metamorficznej S_M (tabl. V). Może wskazywać to na synchronizację procesów deformacji rotacyjnej i synkinematycznego magmatyzmu zasadowego, przynajmniej w czasie umiejscawiania tych magm w rdkowej części masywu suwalskiego. Foliacja magmowa S_0 w otworach obszaru zło a „Udry” jest określona przez równoległe ułożone, ciemne szliry lub cienkie laminy biotyty i/lub piroksenów, a także minerałów rudnych oraz lokalnym wydłużeniem tabularnych skaleni. Na foliacji S_0 pochodzenia magmowego jest lokalnie nałożona współplanarna foliacja metamorficzna (mylonityczna) S_M , tworząca zło on struktur planarnych (S_{O+M}).

Jak wynika z analizy zgromadzonych danych, dominującą jest foliacja S_{O+M} , czy też foliacja metamorficzna S_M charakteryzuje się najczęściej umiarkowanymi kątami upadu (ok. 40–50°). Tylko lokalnie stwierdza się bardziej strome lub znacznie łagodniejsze kąty upadu foliacji S_{O+M} lub S_M (tab. 3).

Niestety, na powierzchniach foliacji mylonitycznej S_M lub foliacji S_{O+M} , lineacja ziarna mineralnego L_M jest słabo wykształcona. Lineacja ta została uznana za lineację rozciągania (mylonityczną, ekstensyjną; Cymerman, 1989a; Hanmer, Passchier, 1991; Achramowicz, Cymerman, 1992; Hatcher, 1995). Lineacja L_M jest na ogół trudna do rozpoznania, a jej stwierdzenie wymaga nadłupywania lub naciniwania rdzeni w celu uzyskania przynajmniej małego fragmentu powierzchni foliacji metamorficznej S_M lub foliacji S_{O+M} . Lineacja L_M jest zawsze prawie równoległa do kierunku

Tabela 2

Strefy cienia podatnego rozpoznane w otworach ze złó a „Udry ”
Ductile shear zones recognized in boreholes from the “Udry ” ore deposit

Nazwa otworu	Gł boko ci rozpoznanych stref podatnego cienia w rdzeniach (kursyw — interpretacja danych z profili wg Juskowiaka, 1998a) [m]	Rodzaj protolitu ¹⁾	Rodzaj skały mylonitycznej ²⁾	Uwagi x — liczba wyst pie
1	2	3	4	5
Udry IG 8	1005,0–1008,5; 1440,1; 951,3; 1441,6; 2098,8; 951,1; 1319,3; 1441,3; 1466,4; 2098,5–2102,2; 2090,0–2091,4; 1305,0; 1420,0; 1423,0; 1425,0; 1699,0; 1925,0; 1930,0; 1931,8; 2134,4; 1152,0; 1249,2; 1294,0; 1380,0; 1437,9; 1439,1; 1439,4; 1518,4; 1518,8; 1536,2; 1872,5; 1952; 1957,5; 2003,0; 2067,0; 2120,0–2128,0; 1231,0; 1232,0; 1232,2; 1317,4; 1318,5; 1319,5; 1321,5; 1323,3; 1350,2; 1218,8; 1222,0; 1236,0; 1302,0; 1344,0; 1380,5; 1676,8; 2050,0; 1149,0; 1176,4; 1185,8; 1197,5; 1224,6; 1244,5; 1447,6; 1611,9	P G G Gn A i GN A i GN A i GN A (L) Fe i N	PM PM M do UM BM PM M UM PM do M PM do M	niezdeformowane skały yłowe: P 41x G 7x
Udry IG 5	1506,6; 884,7; 904,5; 939,4; 944,3; 951,8; 952,9; 1010,0; 1019,0; 1023,0; 1027,7; 1042,7; 1045,3; 1052,0; 1058,0; 1101,6; 1127,5; 1255,8; 1268,7; 920,7; 928; 953; 954,7; 1023,5; 1023,7; 1268,3; 1506,8; 921,2–921,5; 937,8; 1025,2–1026,5; 922,7; 962,3; 954,7; 991,2; 1202,0; 1440,0; 888,7; 922,0; 939,5; 989,3; 1010,2; 1159,0; 935,0; 937,8; 939,2; 950,0; 992,2; 992,4; 993,5; 1002,0; 1343,5; 939,0; 974,2; 1233,5; 995,3; 996,3; 1352,5; 1352,7	P G G G A i GN A i GN A i GN N Fe i N Fe i A	PM PM M UM PM M UM PM M M	niezdeformowane skały yłowe: P 31x G 19x
Udry IG 6	909,0; 952,8; 953,2; 1081,6; 1087,0–1087,3; 1923,8; 1927,7; 2268,2; 1019,0; 1033,2; 1036,0; 1125,0; 2088,2; 2221,2; 2245,1; 1034,4; 1036,0; 1036,2; 1041,5; 1066,6–1066,9; 1069,2; 952,2–953,4; 1036,5; 1036,2; 1081,8; 2268,4–2269,2; 953,1–953,3; 1928,4–1928,7; 2268,2; 2268,3; 2269,0; 954,0; 1033,0; 1552,8; 1684,0; 1695,0; 1936,0; 1941,0; 2186,6; 2186,8; 2257,0; 903,7; 921,7; 936,0; 953,5; 959,0; 962,2; 1106,2; 1235,5; 1254,0; 1255,0; 1266,6; 1314,5; 1353,0; 1470,7; 1471,0; 1471,5; 1489,0; 1667,0; 1684,0; 1695,0; 1773,0; 1926,3; 1932,0; 2258,0; 2280,0; 904,2; 934,0; 936,0; 1082,1; 1102,9; 1259,5; 1312,5; 1313,0; 1314,0; 1327,5; 1635,7; 1647,5; 2265,3; 938,0; 1164,0; 1183,0; 1342,3; 1379,5; 1794,9; 1088,0–1089,3; 1235,0; 1254,0–1255,0	P G G G Gn A A A A (L) N Fe	PM PM M UM BM PM M UM PM do M M M	niezdeformowane skały yłowe: P 53x G 13x
Udry IG 10	961; 942; 942,8; 1042,5; 961,2–961,9; 963,1–963,4; 1029; 1030,5; 962,0; 1479,5; 934,0; 1030,7; 1501,5; 1111,0; 1502,0; 1502,5; 1503,0; 1540,0; 1872,0; 957,0; 958,0; 1615,0; 1630,0; 963,0; 1457,5; 1465,2; 1467,0–1470,5; 1473,0–1480,0	P G G G A A i GN A i GN A (L) Fe i N	PM PM M UM PM M UM PM do M PM do M	niezdeformowane skały yłowe: P 8x G 5x
Udry IG 4	866,0; 1991,5; 998,8; 999,9; 1085,6; 1094,9; 1096,9; 1097,3; 1119,0; 1132,3; 1132,6; 1133,6; 1625,3; 2272,8; 871,0; 1034,4; 1900,0; 1991,7–1992,1; 902,0–902,5; 991,0–991,8; 1734,5; 997,9; 1005,3; 1684,5; 1725,5; 1879,8; 2273,0; 2300,0; 888,4; 902,4; 976,0; 1624,8; 1725,0; 2284,5; 904,5; 1045,0; 1045,8; 1064,5; 1085,4; 1163,0; 1500,5; 1872,3; 997,0; 943,5; 1132,4; 1520,0	P P G G G A A A GN Fe i GN Fe i A	PM M PM M UM PM M UM UM M M	niezdeformowane skały yłowe: P 22x G 5x w karcie otworu: G 29x P 4x
Udry IG 2	1167,3; 1261,8; 1384,0; 1385,0;	G GD	PM PM	niezdeformowane skały yłowe:

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5
	1200,0; 1306,2–1308,8; 1083,9; 1225,0; 1237,0; 1342,5; 1432,0; 1480,8; 1495,5; 1245,5; 1450,0; 1516,5; 1450,0; 1450,2; 1451,0; 1455,2; 1457,0; 1458,0; 1461,0–1462,0; 1502,0	A A A Fe i A	PM M UM PM do M	P 7x G 12x
Udry IG 18	1325,3; 1325,8; 1526,0; 1325,5; 1527,2; 1323,5; 1325,0; 1309,0; 1310,0; 1318,0; 1323,5; 1364,8; 1365,0	P Gn G A N Fe i A	PM PM do BM M M PM PM do M	niezdeformowane skały yłowe: w karcie otworu: G 34x P 24x
Udry IG 3	1087,2; 1086,0; 1160,0; 1190,0–1190,8; 1117,8–1118,1; 1130,8; 1060,2; 1078,8; 1224,0; 1022,0; 1026,5; 1029,8; 1080,0	P G G G GN GN	PM PM PM do M M do UM PM M	niezdeformowane skały yłowe: P 6x G 5x
Udry IG 1	1080,5; 1108,0–1108,5; 1134,0–1136,3; 1333,2; 862,3; 865,4; 952,4; 1083,0; 858,8; 915,5; 915,8; 920,0; 922,0; 921,5; 924,5; 925,9; 926,3; 1041,3; 1113,5; 1119,2; 944,1; 949,7; 953,4; 1118,3; 891,0–897,9; 956,3; 957,2; 963,0; 976,5; 981,5; 1024,5; 1032,3; 1040,2; 1041,0; 1136,5	P G A A A A (L) N Fe i N Fe i A	PM M PM M UM M do UM M M M do UM	niezdeformowane skały yłowe: P 13x G 5x
Udry IG 11	1760,5; 872,0; 1032,0; 870,4; 906,2–907,0; 1015,0; 1015,2; 1044,0–1048,0; 1145,7; 1650,0; 870,0–871,5; 1089,0; 1110,2; 1430,0; 1549,5; 1554,5; 1625,5; 1641,0; 1668,0; 1014,5; 1686,5; 1180,6; 1196,0; 1416,0; 1419,5; 1431,5; 1517,0	P G G G A A A GN	PM PM M UM PM M UM PM do M	niezdeformowane skały yłowe: P 15x G 1x
Udry IG 7	1120,3; 1582,4; 1627,0–1628,0; 1630,0–1630,4; 860,7–861,0; 898,3; 1057,5; 1057,7; 1120,5; 1458,6–1459,1; 954,3; 1182,0; 1057,6; 1302,2; 1321,2; 994,0; 1270,0; 1279,0; 1280,0; 1287,0; 1319,0; 1341,0; 1346,1; 1459–1468,7; 1958,3; 1958,6; 2138,5; 2233,5; 994,4; 1137,6; 1239,0; 1453,2; 1493,3; 1496,5; 1497,2; 1506,5; 1598,4; 1597,3; 1958,4; 993,0; 1014,0; 1031,0; 1146,0; 1162,3; 1163,0; 1171,0; 1174,8; 1185,5; 1190,5; 1201,2; 1204,0; 1209,7; 1210,6; 1230,0; 1239,0; 1251,0; 1289,4; 1320,6; 1323,0; 1341,0; 1342,2; 1467,0; 1543,3; 1691,5–1693,6; 2059,0	G G G Gn A A Fe i N	PM M UM BM PM M UM PM do M	niezdeformowane skały yłowe: P 30x G 11x
Udry IG 16	1081,7–1084,0; 1143,7–1144,0; 1224,1–1244,4; ok. 1390,0; ok. 1196,6–1197,1; ok. 1551,0; 1427,3–1434,3; 1018,0; 1575,0; 1578,8; 1504,0–1522,0; 1584,0–1585,3; 1186,0; 1188,0; 1067,0; 1069,0; 1224,5; 1316,5; 1327,5; 1338,0; 1346,3; 1361,0; 1372,5; 1374,5; 1378,7; 1709,7–1718,9; 1475,0; 1576,3; 1578,8	G G G Gn A A A (L) N Fe i N	PM M UM BM do M M UM PM do BM PM PM do MM	niezdeformowane skały yłowe: P 3x; w karcie otworu: P 12x; G 15x; zbadano 25% wybranych interwałów

¹⁾ Protolity: P — pegmatyty, G — granity, Gn — gnejsy, A — anortozyty, GN — gabronortyty, A (L) — anortozyty leukokratyczne, Fe — ferrolity (rudy Fe–Ti), N — noryty, GD — granodioryty

Protoliths: P — pegmatites, G — granites, Gn — gneisses, A — anorthosites, GN — gabbronorites, A (L) — leucocratic anorthosites, Fe — ferrolites (Fe–Ti ores), N — norites, GD — granodiorites

²⁾ Skała mylonityczna: PM — protomylonity, M — mylonity, UM — ultramylonity, BM — blastomylonity

Mylonitic rocks: PM — protomylonites, M — mylonites, UM — ultramylonites, BM — blastomylonites

Tabela 3

Dane strukturalne i kinematyczne z otworów z obszaru złó a „Udry ”

Structural and kinematic data of boreholes from the “Udry ” ores

Nazwa otworu	K t y upadu foliacji S_M i/lub S_O [$^\circ$] ¹⁾	K t spadku lineacji L_M na S_M [$^\circ$] ²⁾	Rodzaj deformacji	Rodzaje wska ników cinania podatnego i k t y upadu powierzchni S i C ³⁾	Rodzaje uskóków ⁴⁾	Uwagi
Udry IG 8	S_M/S_O 40–45; lok. do 20 i 60 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	S–C + S~70–75°; C~45–50°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 5	S_M/S_O 35–45; lok. do 10 i 50 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy	S–C + S~35–45°; C~10–20°	lok. liczne U_P i U_O ; rzadsze U_N	lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 6	S_M/S_O 40–45; lok. do 20 i 60 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy; lok. ekstensyjny	S–C + S 50–60°; C 25–35° lok. C'	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. bardzo liczne brekcje tektoniczne i kataklazyty
Udry IG 10	S_M/S_O 30–50; lok. do 20 i 65 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	lok. S–C + S~70–75°; C~40–45°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne i kataklazyty
Udry IG 4	S_M/S_O 30–45; lok. do 20 i 60 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy; lok. ekstensyjny	S–C + S~40–50°; C~20–25° lok. C'	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne i kataklazyty
Udry IG 2	S_M/S_O 35–45; lok. do 20 i 65 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	lok. S–C + S~70°; C~35–45°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 18	S_M/S_O 30–40; lok. do 60 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	lok. S–C + S~45°; C~25°	dominuj U_P ; mniej liczne — U_N i U_O	zbadano tylko 5% rdzeni; lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 3	S_M/S_O 35–50; lok. do ~05 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy potranspresyjny (prawoskr tny)	lok. S–C + S~40°; C~5–15° S~50°; C~15–25°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 1	S_M/S_O 30–40; lok. do 10 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	lok. S–C + S~80°; C~60–65°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne
Udry IG 11	S_M/S_O 35–55; lok. do ~0–05 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy	lok. S–C + S~40°; C~5–10° S~80°; C~10–20°	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne i kataklazyty
Udry IG 7	S_M/S_O 35–50; lok. do 10 i 70 Fe// S_M	~80–100	nasuni ciowy potranspresyjny (prawoskr tny)	S–C + ; S~50°; C~25° nieliczne C'	lok. bardzo liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	lok. brekcje tektoniczne i kataklazyty
Udry IG 16	S_M/S_O 35–50; lok. do ~05 Fe// S_M	~90	nasuni ciowy	lok. S–C + S~50°; C~10–20°	lok. liczne U_P ; rzadsze U_O i U_N	zbadano tylko 25% rdzeni; lok. brekcje tektoniczne i kataklazyty

¹⁾ S_M — foliacja metamorficzna; // — równoległo powierzchni; S_O — foliacja magmowa (z płyni cia); Fe — ferrolity (rudy Fe-Ti)
 S_M — metamorphic foliation; // — parallelism of surfaces; S_O — magmatic foliation (due to flow); Fe — ferrolites (Fe-Ti ores)

²⁾ L_M — lineacja ziarna mineralnego;
 L_M — mineral grain lineation

³⁾ S–C — struktura mylonityczna typu S–C; — porfiroklasty typu ; C' — ekstensyjne pasemka cinania typu C'
S–C — type S–C mylonitic texture; — type porphyroclast; C' — type C' extensional shear bands

⁴⁾ U_P — uskoki przesuwcze; U_O — uskoki zrzutowo-przesuwcze; U_N — uskoki zrzutowe
 U_P — strike-slip faults; U_O — oblique-slip faults; U_N — dip-slip faults

padu foliacji metamorficznej S_M i/lub foliacji złożonej S_{O+M} . Lineacja ta jest na ogół trudna do rozpoznania, co jest wynikiem silnej dynamicznej rekrytalizacji skały. Obecność struktur granoblastyczno-poligonalnych także wskazuje, że w skałach mylonitycznych wtórna rekrytalizacja (wyarżanie, ang. *annealing*), odbywająca się poprzez migrację granic ziarnowych, jest najbardziej efektywnym procesem ich powstawania. Struktury granoblastyczno-poligonalne wskazują zazwyczaj na panujące warunki metamorfizmu wysokotemperaturowego podczas ich rozwoju.

W strefach ccinania podatnego we wszystkich otworach z Udrynia w różnym stopniu są rozwinięte wskaźnikowe struktury asymetryczne (wskaźniki kinematyczne) (np. Simpson, Schmid, 1983; Simpson, 1986; Cymerman, 1989b; Aleksandrowski, 1992; Hatcher, 1995). Występują one głównie w zmylonityzowanych granitoidach, rzadziej w anortozytach, a sporadycznie w norytach i ferrolitach. Najliczniejszą grupę wśród tych asymetrycznych struktur stanowi przede wszystkim struktury mylonityczne typu S-C. Struktury te tworzą na ogół złożoną foliację S_{O+M} lub foliację metamorficzną S_M (tabl. I–IV). Powierzchnie C są zwykle w skłoniach, nieciągłymi strefami ccinania, położonymi równoległe do płaszczyzny ruchu w czasie deformacji rotacyjnej (White i in., 1980; Simpson, 1986; Price, Cosgrove, 1990; Hanmer, Passchier, 1991). Powierzchnie S charakteryzują się penetratywnymi mikrowłóknami, ustawionymi niekiedy pod kątem do powierzchni ccinania C. Rozwój struktury mylonitycznej typu S-C (Berthe i in., 1979; Lister, Snoke, 1984; Vauchez, 1987; Cymerman, 1989b) w warunkach wysokotemperaturowej deformacji rotacyjnej jest trudny do zauważenia w zasadowych skałach masywu suwalskiego ze względu na ich dynamiczną rekrytalizację i procesy wyarżania minerałów w warunkach wysokiej temperatury podczas orogenezy gotyjskiej. W rdzeniach z otworów złoża „Udry” stwierdzono także asymetryczne porfiroklasty skaleniowe i piroksenowe typu (tabl. II, III), sporadycznie natomiast typu , a w obrazie mikroskopowym — skłoniowe mikrowłókna i rybokształtne („rybie”) łuszczyki, głównie w zmylonityzowanych granitoidach. Nielicznie występują asymetryczne, ekstensyjne pasemka ccinania typu C' (tab. 3).

Wskaźnikowe struktury asymetryczne, kluczowe w rozpoznawaniu skał mylonitycznych, umożliwiają także określenie zwrotu ccinania prostego (rotacyjnego) w warunkach podatnych (Simpson, Schmid, 1983; Simpson, 1986; Cymerman, 1989b; Hanmer, Passchier, 1991; Aleksandrowski, 1992; Hatcher, 1995). We wszystkich otworach z obszaru złoża „Udry” wskaźniki kinematyczne dokumentują kompresyjny (nasunięty) reżim tektoniczny z przemieszczeniami typu „strop ku górze” otworu (tab. 3; tabl. I, II, V). Bardzo nieliczne porfiroklasty typu i rzadko spotykane asymetryczne, ekstensyjne pasemka ccinania typu C' wskazują w niektórych miejscach także na składowanie normalnego ccinania podatnego z przemieszczeniami typu „strop ku dołowi” otworu. Taki charakter ccinania podatnego stwierdzono w ładowych ilościach i tylko w dwóch otworach Udry IG 4 i IG 6. W dwóch innych otworach Udry IG 3 i IG 7, obok dominującego deformacji nasuniętej, rozpoznano przejawy deformacji transpresyjnej.

O lewoskrętności lub prawoskrętności deformacji transpresyjnej można mówić tylko w tych przypadkach, gdy rdzenie w skrzynkach nie zostały odwrócone w płaszczyźnie poziomej o 180° . Takie przekręcenie rdzeni do „góry nogami” wydaje się by jednak bardzo prawdopodobne, m.in. ze względu na przecinanie całych rdzeni, a także wielokrotne badanie rdzeni przez różnych specjalistów, czy wreszcie przełożenie czci rdzeni do nowych skrzynek.

STREFY CCINANIA KRUCHEGO

W rdzeniach z otworów złoża „Udry”, oprócz bardzo licznych przejawów podatnej deformacji rotacyjnej stwierdzono także młodsze, zlokalizowane strefy deformacji ścięciowych w warunkach podatno-kruchych i kruchych. Deformacje te doprowadziły do powstania skał kataklastycznych, brekcji tektonicznych, uskoków i spkań skalnych (tab. 3; tabl. VI). Jednak, młodsze strefy ccinania kruchego nie są przedmiotem niniejszej pracy.

Skały kataklastyczne występują w strefach o zmiennej miąższości, przeważnie od kilku do maksymalnie kilkudziesięciu centymetrów. Jednak w rzeczywistości mogą one osiągać znacznie większe miąższości, co obecnie jest trudne do udokumentowania, m.in. ze względu na duże ubytki rdzeni zwłaszcza ze stref kruchych deformacji. Skały kataklastyczne stwierdzono głównie w rejonie zachodniej czci złoża „Udry”, co sugeruje ich lokalny rozwój w kierunku NNE–SSW. Dokumentują to dane z otworów Udry IG 4, IG 6 i IG 10. Podobne struktury kataklastyczne, powstałe w warunkach podatno-kruchych, rozpoznano także w otworze Udry IG 11.

Brekcje tektoniczne stwierdzono we wszystkich otworach z obszaru złoża „Udry”, podobnie jak i różnego typu uskoki. Wśród uskoków zdecydowanie dominują struktury typu przesuwczego, niekiedy są to uskoki zrzutowe i zrzutowo-przesuwcze. Spkań skalne są w różnym stopniu rozwinięte w rdzeniach z analizowanych otworów. Przeważnie nie obserwuje się więcej niż 1–2 spkań na 1 m rdzenia. Na ogół większe nagromadzenia spkań skalnych związane są z rozwojem stref brekcji tektonicznych i stref uskokowych. Wśród spkań przeważają strome i prawie pionowe struktury nieciągłe, konsekwentnie lub obsekwentnie ustawione do foliacji S_M .

PO REDNIA ORIENTACJA STRUKTUR TEKTONICZNYCH W RDZENIACH

Zagadnienia związane z orientacją rdzeni wiertniczych względem północy geograficznej omówiono w pracach Mierzejewskiego (1992b), Łaby (1999) i Cymermana (2004), dlatego nie będą tu szerzej omawiane. Wszystkie próbki rdzeni są zorientowane względem pionu otworu, oprócz stref brekcji tektonicznych, w których na ogół zachowane są zbyt małe fragmenty rdzeni. Przekręcenie rdzenia o 180° względem osi horyzontalnej zmienia zwrot ccinania na przeciwny; dotyczy to przemieszczenia typu przesuwczego. Jednak podatnych stref ccinania typu prze-

suwczego nie stwierdzono w otworach ze złó a „Udry”, w przeciwieństwie do licznych kruchych uskóków przesuwczych. Przekręcenie rdzenia o 180° wzgl. dem. osi horyzontalnej nie zmienia natomiast zwrotu w przypadku struktur nasuniętych (inwersyjnych) i ekstensyjnych (zrzućtych), powstałych zarówno w warunkach podatnych, jak i kruchych. W przypadku przekręcenia rdzenia wokół osi pionowej o 180° wszystkie struktury planarne (oprócz horyzontalnych i pionowych) będą zapadały w przeciwnym kierunku, podobnie jak kierunek nachylenia osi fałdów i lineacji, wergencji fałdów oraz zwroty przemieszczeń normalnych i inwersyjnych. Zmianie nie ulegną natomiast położenie stropu i spłgu warstw, kłty upadu struktur planarnych, kłty nachylenia osi fałdów i lineacji, charakter przemieszczeń (normalny lub inwersyjny) oraz zwroty przemieszczeń przesuwczych.

Rdzenie wiertnicze z otworów ze złó a „Udry” nie były bezpoćrednio zorientowane wzgl. dem. północy. Z kilku metod określenia poćredniej orientacji rdzeni w stosunku do północy geograficznej na obszarze złó a „Udry” wykorzystano cztery metody oparte na: (1) przebiegu anomalii geofizycznych, (2) pomiarach skrzywienia osi otworu, (3) analizie tzw. dysków („złuszcze”) rdzeni oraz (4) rozwinięciu analizy trzech punktów przy konstrukcji przekrojów geologicznych.

Metoda przebiegu anomalii geofizycznych

Metoda ta była już wykorzystana przy konstrukcji map geologicznych krystalicznego podłoża Suwalszczyzny (np. Kubicki, Ryka, red., 1982). Jej podstawę były założenia, że: (1) anomalie magnetyczne i grawimetryczne układają się równolegle do przebiegu struktur tektonicznych oraz (2) anomalie o stromych gradientach odnoszą się do struktur występujących płycej, a anomalie o szerszych odstępach mogłyby być wywołane przez głębsze struktury tektoniczne. Kierunek północy poćrednio określony jest w tej metodzie przez ustalenie biegu foliacji.

Obraz geofizyczny na obszarze złó a „Udry” nie jest zbyt zróżnicowany. Anomalia Udrynia zaznacza się bardzo wyraźnie na tle grawimetryczno-magnetycznej depresji suwalskiej (Ciećła, Wybraniec, 1998a, b). Dodatnia, silnie wydłużona anomalia magnetyczna o stromych gradientach przebiega prawie równoległoko do otworu Udry IG 8 a po otwór Udry IG 16. Z kolei dodatnia i bardziej owalna anomalia grawimetryczna na obszarze złó a „Udry” charakteryzuje się przebiegiem gradientów w kierunku NW-SE. Anortozyty rudne w zachodniej części złó a „Udry” wywołują prawdopodobnie dodatnie anomalie magnetyczne, ale nie powinny powodować znacznej anomalii grawimetrycznej. Wszystkie wiercenia poszukiwawcze na obszarze złó a „Udry” wykonano w obrębie maksimum anomalii magnetycznej Udrynia, ale tylko na zachodnim skrzydle anomalii grawimetrycznej. 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 z Udrynia oraz mapy rozkładu red-

niej warto ci współczynnika Q (Koenigsberga) informują poćrednio o składzie litologicznym skał i ich przebiegu na obszarze złó a „Udry” (Ciećła, Wybraniec, 1998a, b). Dane te wskazują na występowanie w zachodniej i południowej części tego złó a głównie lżejszych anortozytów (o gęstości ok. $2,7 \text{ g/cm}^3$), a norytów (o gęstości ok. $3,0\text{--}3,2 \text{ g/cm}^3$) w części wschodniej i północnej złó a „Udry”.

Metoda skrzywienia osi otworu

Jako krzywizna otworu określa się odchylenie osi wiercenia od pionu, przechodzącej przez punkt początkowy wiercenia. Podczas wiercenia obrotowego grzyder należy do ustawiania się prostopadle do płaszczyzn anizotropii w rozwiercanej skale, czyli równolegle do normalnej płaszczyzn anizotropii (fig. 5). W przypadku skał krystalicznych ze złó a „Udry” będzie to powierzchnie foliacji złóonej S_{O+M} lub foliacji metamorficznej S_M , znacznie rzadziej — foliacji magmowej S_O (z płynięcia magmy). Krzywizna otworów ze złó a „Udry” była mierzona na ogół co 25 m za pomocą inklinometru lub wroskopu (tab. 4).

Aby wykorzystać dane na temat skrzywienia osi otworu do wyznaczenia orientacji powierzchni anizotropii nawiercanej skały, konieczne jest spełnienie kilku warunków. Przede wszystkim odchylenie osi otworu od pionu powinno być skierowane w jednym, stałym kierunku na znacznym odcinku przewierconych skał. Najbardziej wiarygodne dane uzyskuje się w ustalaniu orientacji foliacji wtedy, gdy foliacja S_M i/lub S_{O+M} zapada monoklinalnie w tym samym kierunku, podćrednimi lub stromymi kłtami upadu w interwale głębokości co najmniej kilkuset metrów. Ważne jest też, aby kłt nachylenia osi otworu był jak najwićkszy, co najmniej kilkustopniowy (Mierzejewski, 1992b). W przypadku bardzo stromych lub pionowych upadów foliacji S_M i/lub S_{O+M} przewód wiertniczy może ustawić się równolegle do kierunku upadu tej foliacji (np. w otworze Udry IG 16). W takiej sytuacji nie zmieni to próby wyznaczenia biegu foliacji S_M i/lub S_{O+M} , lecz kierunek upadu tej foliacji będzie mógł się różnić o 180° .

Wykorzystanie danych geofizycznych o skrzywieniu osi otworu w celu orientacji struktur tektonicznych w 12 otworach ze złó a „Udry” dostarcza jednak wielu problemów (tab. 4). Chociaż dla każdego z tych 12 wierćce wykonano pomiary skrzywienia osi otworu w skałach krystalicznych, to dla dwóch z nich (otwory Udry IG 4 i IG 5) ani w karcie otworu, ani w dokumentacji nie podano żadnej wartości azymutu, pomimo wykonania około 80 pomiarów skrzywienia osi otworu. Z kolei, w otworze Udry IG 2 dokonano tylko 4 pomiarów i to do głębokości zaledwie 50 metrów poniżej stropu skał krystalicznych. Dlatego aż w czterech otworach nie można było wykorzystać metody skrzywienia osi otworu do wyznaczenia orientacji foliacji S_M i/lub S_{O+M} .

Metoda określenia orientacji struktur w danym otworze na podstawie skrzywienia otworu może być stosowana tylko dla skał o kłcie upadu foliacji S_M i/lub S_{O+M} wićkszym niż 10° . Warunek ten spełniony jest we wszystkich otworach okolic Udrynia (tab. 3). Podobnie jak warunek przewierce-

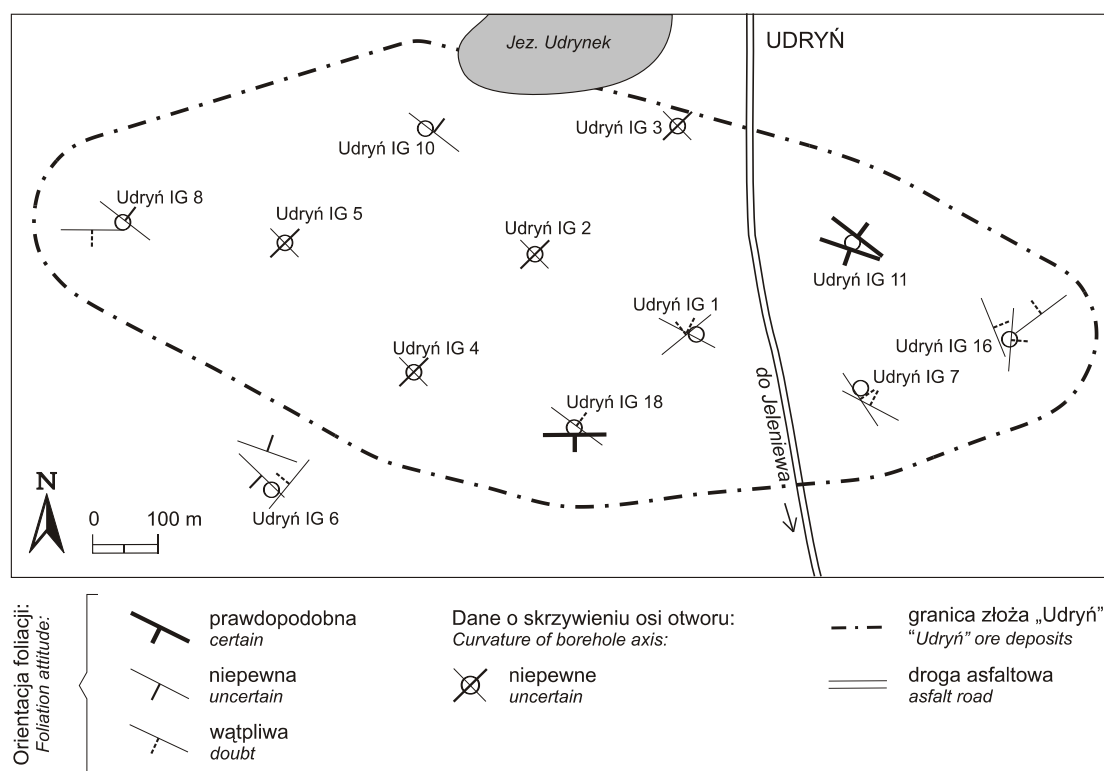


Fig. 5. Orientacja foliacji złoża owej S_M i/lub S_O wyznaczona na podstawie analizy skrzywienia osi otworów wiertniczych

Attitudes of the S_M and/or S_O complex foliation based on analysis of borehole axis curvature

nia w danym otworze co najmniej stu metrowego interwału w skałach krystalicznych. Szczególnie ważne jest aby kąt skrzywienia osi otworu wynosił co najmniej kilka stopni. Im większy jest ten kąt, tym bardziej wiarygodny jest pomiar i możliwe ustalenie orientacji foliacji S_M i/lub S_{O+M}. Warunek ten nie jest spełniony dla dwóch otworów (Udryń IG 1 i IG 2), gdzie maksymalny kąt odchylenia osi od pionu dochodzi tylko do 1°30'. Na skrzywienie osi otworu, a tym samym zmienne wartości kąta azymutu i odlegcia od pionu osi otworu, mają wpływ także zmiany twardości przewierconych skał oraz różne orientacje zlokalizowanych stref uskoku i/lub brekcji tektonicznych.

Dodatkowe komplikacje wynikają z faktu, że dane o azymucie — uzyskane za pomocą inklinometru i wroskopu — różnią się na ogół o kilkadziesiąt stopni (tab. 4). Pomiar za pomocą wroskopu najczęściej wskazuje na biegi foliacji S_M i/lub S_{O+M} w kierunku prawie równoleżnikowym i tylko w jednym otworze (Udryń IG 16) na kierunek zbliżony do południkowego. Bardziej wiarygodne pomiary skrzywienia osi otworu wykonane w różnych otworach wskazują zdecydowanie na biegi foliacji S_M i/lub S_{O+M} w kierunku zbliżonym do NW–SE. Znacznie trudniej od biegu jest ustalić kierunek upadu foliacji S_M i/lub S_{O+M} na obszarze złoża „Udryń”. Na podstawie pomiarów skrzywienia osi otworów wydaje się, że przeważa tam kierunek upadu foliacji S_M i/lub S_{O+M} ku NE (fig. 6; tab. 4).

Analiza wszystkich dostępnych danych archiwalnych na temat skrzywienia osi otworów wskazuje na dominację odchylenia osi wikszości otworów ku SW. Dotyczy to otworów: Udryń IG 6, IG 8, IG 10 i IG 11. Z kolei słabe odchylenia osi otworu ku SE i SSE stwierdzono w otworach Udryń IG 1, IG 2, IG 3 i IG 7, a ku NE w otworze Udryń IG 18. Natomiast w otworze Udryń IG 16 odchylenie osi jest skierowane zarówno ku E, jak i ku W. Niestety, w dokumentacjach otworów Udryń IG 4 i Udryń IG 5, brakuje danych o azymucie ich skrzywienia.

Jednoznaczne wyznaczenie biegu foliacji S_M i/lub S_{O+M} w złożu „Udryń” nie jest łatwe ze względu na różne geofizyczne metody pomiaru krzywizny otworu (fotoinklinometry magnetyczne różnego typu i wroskop; por. tab. 5). Na skrzywienie osi otworu, a tym samym na zmienne wartości kąta azymutu i kąt odlegcia osi otworu od pionu w złożu „Udryń” miały wpływ, obok zmian twardości skał, zmieniające się sto pakiety skał (naprzemianległość ferrolitów, anortozytów i norytów), a także lokalnie liczne i czasem większe strefy uskoku i/lub brekcji tektonicznych. Wpływ na odchylenia w skrzywieniu osi otworów w okolicy Udrynia miały też wpływ liczne i różnie zorientowane — od prawie horyzontalnych po pionowe — nie zdeformowane żyły pegmatytów i rzadziej granitów. W otworze Udryń IG 6 stwierdzono a 53 żyły pegmatytów, a w sąsiednim otworze Udryń IG 8 — 41 żył (tab. 2).

Tabela 4

Dane geofizyczne o skrzywieniu osi otworów wiertniczych ze złó a „Udry ”
 Geophysical data of curvature of borehole axes from the “Udry ” ore deposit

Nazwa otworu	Strop podło a krystalicznego–gł boko ko cowa otworu [m]	Aparatura pomiarowa	Skrzywienie osi otworu na podstawie danych geofizycznych ze skał krystalicznych			
			gł boko pomiarów [m]	azymut skrzywienia / k t nachylenia otworu [°]	liczba pomiarów	wnioskowana orientacja foliacji S_M (bieg/kierunek upadu)
Udry IG 8	848,2–2279,1	yroskop IG-50	850,0–2275,0	zmienne	60	
		yroskop IG-50	1000,0–2025,0	178–260/1°30'–6°30'	56	NW–SE/NE
		yroskop IG-50	2075,0–2275,0	330–025/3°–4°30'	11	W–E/S
		IK-2 nr 689	850,0–2275,0	zmienne	60	
		IK-2 nr 689	1250,0–2000,0	230–270/4°–7°	30	NNW–SSE/ENE
		IK-2 nr 689	2025,0–2275,0	300–035/2°30'–6°	12	W–E/S
Udry IG 5	858,2–1575,0	IK-2 nr 689	875,0–1575,0	brak azymutu/1°–4°	32	
Udry IG 6	872,0–2300,0	IK-2 nr 689	875,0–2125,0	zmienne	50	niepewna
		IK-2 nr 689	875,0–1125,0	205–025/1°–2°30'	11	NW–SE/SW
		IK-2 nr 689	1150,0–1675,0	015–065/1°30'–2°	21	NE–SW/NW
		IK-2 nr 689	1700,0–2025,0	090–190/1°30'	13	WNW–ESE/NNE
		IK-2 nr 689	2050,0–2125,0	185–215/2°15'–3°	4	
Udry IG 10	861,4–2058,0	yroskop IG-50	875,0–2025,0	199–224/0°30'–10°30'	49	WNW–ESE/NNE
		IK-2 nr 257	925,0–2025,0	195–255/0°30'–11°	47	NW–SE/NE
Udry IG 4	836,8–2300,0	IK-2 nr 684	875,0–2025,0	brak azymutu/0°30'–2°30'	48	
Udry IG 2	860,3–1547,6	AJS/L-51M nr 937	875,0–910,0	139–146/1°–1°30'	4	niepewna
Udry IG 18	840,3–2018,0	IK-2 nr 689	875,0–1665,0	zmienne/0°30'–3°	34	niepewna
		IK-2 nr 689	1025,0–1665,0	040–070/1°–3°	28	NW–SE/NE
		IK-2 nr 731	1600,0–2015,0	320–040/3°–5°	20	W–E/S
		yroskop IG-50	1600,0–2015,0	318–025/3°30'–5°	20	W–E/S
Udry IG 3	862,5–1601,7	IK-2	875,0–905,0	075–100/1°30'–2°	5	niepewna
		IK-2	925,0–1390,0	014–193/1°30'–3°	20	niepewna (zmienna?)
		IK-2	1400,0–1590,0	101–299/0°30'–2°30'	9	niepewna (zmienna?)
Udry IG 1	838,0–1200,0	fotoinklinometr nr 864	840,0–1195,0	166/6,5 m	21	WSW–ENE/NNW
			880,0–1080,0	320–008/0°15'–3°	12	ENE–WSW/SSE
			1100,0–1195,0	180–227/0°15'–3°	7	WNW–ESE/NNE
Udry IG 11	854,1–1885,1	yroskop IG-50	875,0–1890,0	zmienne	44	niepewna
		yroskop IG-50	1000,0–1890,0	352–030/1°–5°45'	39	WNW–ESE/SSW
		IK-2 nr 257	875,0–1890,0	zmienne	44	niepewna
		IK-2 nr 257	1100,0–1600,0	220–255/2°–5°	21	NW–SE/NE
		IK-2 nr 257	1625,0–1880,0	270–295/5°30'–5°45'	13	NNE–SSW/ESE
Udry IG 7	826,0–2301,0	yroskop IG-50	850,0–1900,0	143–200/1°–8°30'	43	ENE–WSW/NNW
		IK-2 nr 731	850,0–1680,0	190–275/0°30'–8°45'	38	NW–SE/NE
		IK-2 nr 257	1625,0–2290,0	240–270/8°30'–11°	30	NNW–SSE/ENE
Udry IG 16	917,8–1781,3	yroskop IG-50	925,0–1780,0	zmienne	36	niepewna
		yroskop IG-50	1075,0–1200,0	121–141/1°30'–3°	6	NE–SW/NW
		yroskop IG-50	1225,0–1780,0	073–107/3°30'–8°	24	N–S/W
		IK-2 nr 689	850,0–1665,0	zmienne	35	niepewna
		IK-2 nr 689	1025,0–1665,0	035–080/1°30'7°30'	27	NNW–SSE/WSW
		KIT nr 209	925,0–1780,0	225–300/1°30'–7°30'	35	N–S/E

pogrubione napisy — bardziej wiarygodne dane; pochylone — mniej wiarygodne dane

words in bold — very certain data; in italic — uncertain data

Tabela 5**Dyski („złuszczenia”) w otworach wiertniczych ze złoża „Udry ”**

Discs (horizontal fractures) data of boreholes from the “Udry ” ore deposit

Nazwa otworu	Gł boko wyst powania dysków [m]	Liczba dysków	Rodzaj dysku	Orientacja osi σ_1 na-pr enia głównego do biegu foliacji S_M i/lub S_O w płaszczyźnie horyzontalnej	Stopie wiarygodno ci pomiarów 1 — pewny; 2 — niepewny; 3 — w tliwy	Przybli ony bieg foliacji S_M i/lub S_O
1	2	3	4	5	6	7
Udry IG 8	1210,5–1212,0 1270,0–1270,0 1273,0–1273,5 1461,0–1461,5 ok. 1499,0–1503,0 ok. 1510,0–1507,0 ok. 1825,0–1830,0 ok. 1810,0 ok. 1998,0–2000,0 ok. 1079,0–2083,0 2120,0–2127,5 2133,5 ok. 2143,0–2146,0 2174,3–2174,5 ok. 2181,0–2184,0 2201,0–2203,5 2225,5–2227,0 2230,0–2231,0 2235,0–2238,0 ok. 2242,0–2243,0	kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t kilkaset kilka ok. 100 kilkadziesi t kilkaset 4 100 7 ok. 100 kilkaset kilkaset kilkaset kilkadziesi t kilkadziesi t	całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe + ½ całe całe całe całe całe całe	~prostopadła sko na (50–60) sko na (50–60) sko na sko na sko na sko na (45) sko na sko na ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła	3 1–2 1–2 3 3 3 3 1 2–3 2–3 3–2 2–3 3 3 3 3–2 3–2 3 3 3–2 3–2	<i>W-E</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> <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> <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> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i> <i>W-E</i>
Udry IG 5		brak dysków				
Udry IG 6	1611,4–1614,0 ok. 1880,0–1887,0 1918,5–1905,0 ok. 1922,0–1924,0 1960,5–1961,5 1964,0–1966,2 1969,2–1970,2 1979,0–1981,0 2063,0–2064,0 2070,0–2070,8 2078,5–2079,7 2087,4–2087,8 2097,5–2098,6 2092,5–2093,3 2112,5–2116,4 2156,5–2156,7 2173,0–2180,5 2206,5–2209,8 ok. 2216,0–2217,0 ok. 2223,0–2224,0 2242,0–2242,7 2224,5–2225,7 2251,0–2251,5	ok. 100 kilkaset ponad tysi c ok. 1000 dziesi tki dziesi tki dziesi tki ok. 200 dziesi tki dziesi tki dziesi tki dziesi tki dziesi tki dziesi tki kilkaset dziesi tki kilkaset kilkaset 8 kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t kilkadziesi t	całe całe całe + ½ całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe całe + ½ całe całe całe całe	sko na (60–90) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła sko na (50–75) ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła sko na ~prostopadła ~prostopadła ~prostopadła sko na sko na ~prostopadła	1–3; 1; 3 2–3; 1–2 1–3 1–3 2–3 2–3 1–3 2–3 3 3 3 3–2 3 3 2–3 3 2–3 2–3 2–3 2–3 2–3 2–3 1–2	<i>NW-SE/NE-SW</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> <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> <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> <i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i> <i>W-E</i>
Udry IG 10		brak dysków				

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7
Udry IG 4	1500,8–1501,9	ok. 20	całe	~prostopadła	2–3	<i>W-E</i>
	ok. 1834,0–1836,0	ok. 200	całe	~prostopadła	1–2	<i>W-E</i>
	ok. 1981,0–1982,0	12	całe	~prostopadła	2–3	<i>W-E</i>
	2066,0–2068,5	ok. 50	całe	~prostopadła	1–3	<i>W-E</i>
	2085,2–2085,5	ok. 50	całe	~prostopadła	1–2	<i>W-E</i>
	ok. 2187,0–2189,0	ponad 100	całe + ½	~prostopadła	1	<i>W-E</i>
	2268,4–2269,6	ok. 60	całe	~prostopadła	1–3	<i>W-E</i>
Udry IG 2		brak dysków				
Udry IG 18	1623,5–1625,3	ok. 150	całe + ½	sko na (40–70)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1708,5–1710,5	ok. 100	całe + ½ + ¼	sko na	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1785,0–1787,0	ok. 100	całe + ½ + ¼	sko na (60–90)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1802,3–1804,0	kilkadziesi t	całe + ½	sko na (50–80)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1931,0–1931,4	ok. 50	całe + ½	sko na (40–70)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1938,0	4	całe	sko na (60–90)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1990,0–1990,3	ok. 40	całe + ½	sko na (40–80)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
Udry IG 3	ok. 1156,8	4	całe	sko na (40–60)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
Udry IG 1		brak dysków				
Udry IG 11	1681,0	7	całe + ½	sko na (40)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1728,5	6	całe	sko na	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1742,0–1744,5	ok. 100	całe + ½ + ¼	sko na (60)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1797,0–1801,4	kilkadziesi t	całe + ½ + ¼	sko na (40–50)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 1793,0–1794,0	kilkadziesi t	całe + ½	sko na (40–50)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1791,0–1791,6	kilkadziesi t	całe + ½	sko na (40–50)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1769,0–1780,2	ok. 50	całe + ½	sko na (40–50)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
Udry IG 7	1521,6	7	całe	sko na (40–50)	2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1534,0	6	całe	sko na	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1572,0–1572,3	ok. 30	całe	sko na (75–85)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1691,5–1692,5	12	całe	sko na (60–90)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1764,0–1764,6	ok. 20	całe	sko na (45–70)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 1864,0–1865,0	ok. 50	całe	sko na	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1892,0–1892,5	25	całe	sko na (60–90)	2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 1895,0	6	całe	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
	1953,0–1958,0	kilkadziesi t	całe	sko na (45–50)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 1964,0–1965,0	kilkadziesi t	całe	sko na (45–50)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1974,0–1976,5	40–50	całe	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
	2000,0–2005,0	kilkadziesi t	całe	sko na (45–50)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 2009,0	7	całe	sko na (45–75)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	2015,5–2017,5	ok. 100	całe + ½	sko na (45–60)	2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	2025,0–2028,0	kilkaset	całe	sko na (50–85)	2–3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 2134,0	4	całe	sko na	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	2156,0–2156,4	15	całe	sko na (45–50)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	ok. 2178,0	8	całe	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
	ok. 2178,0–2210,0	kilkaset	całe	sko na (70–80)	3	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	2222,6–2223,6	kilkadziesi t	całe + ½	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
	ok. 2242,0–2243,0	kilkadziesi t	całe	~prostopadła	3–2	<i>W-E</i>
	ok. 2250,0–2251,0	ok. 100	całe	~prostopadła	3	<i>W-E</i>
Udry IG 16	1573,8–1577,2	kilkaset	całe + ½ + ¼	sko na (60–90)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>
	1584,0–1585,3	kilkadziesi t	całe + ½ + ¼	~prostopadła	3–2	<i>W-E</i>
	1589,2–1592,5	kilkadziesi t	całecałe + ¼	sko na (50–75)	3–2	<i>NW-SE</i> lub <i>NE-SW</i>

pochyłone napisy — mniej wiarygodne dane

in italic words — uncertain data

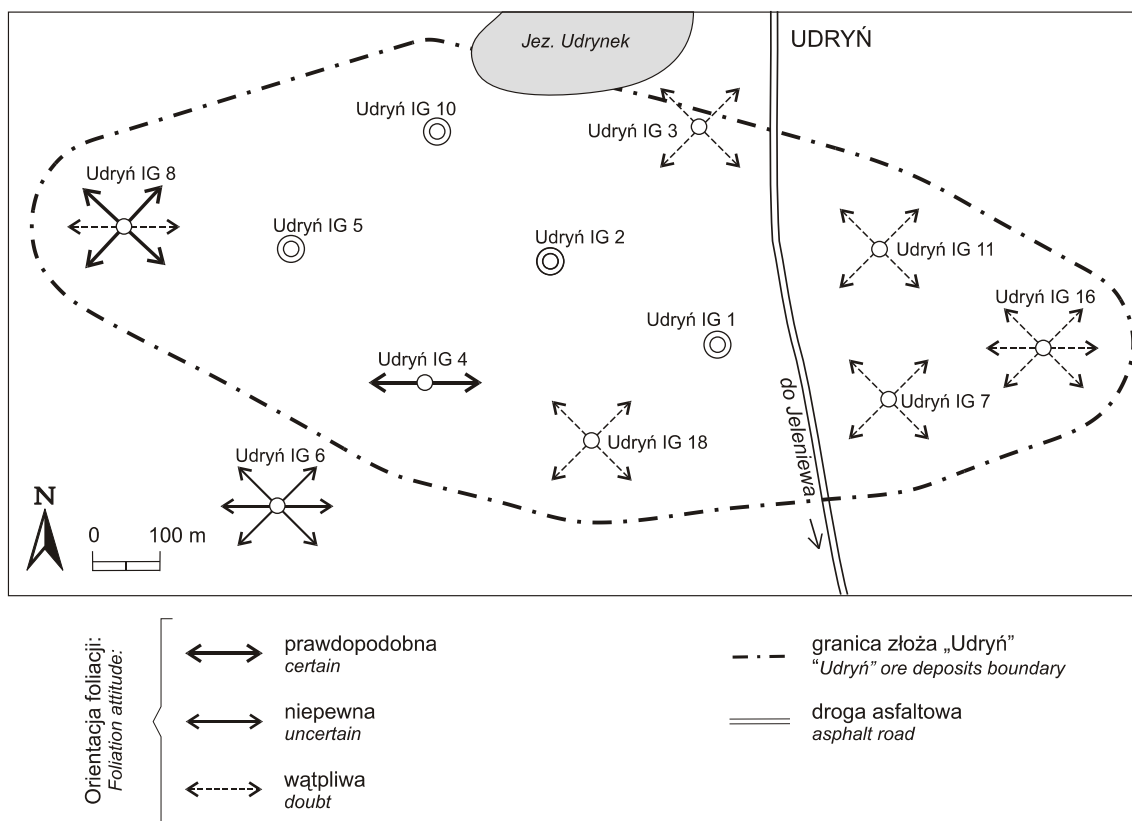


Fig. 6. Orientacja foliacji S_M i/lub S_O wyznaczona na podstawie analizy dysków („złuszczenia rdzeni”)

Attitudes of the S_M and/or S_O complex foliation based on analysis of drill-core discs (sub-horizontal fracture cleavage)

Metoda analizy dysków („złuszcze ”) rdzeni

Dane o po redniej orientacji rdzenia wykonane na podstawie bada tzw. dysków, czyli prawie horyzontalnych złuszcze rdzenia (kliwa u sp kaniowego), z okolic Udrynia s bardzo liczne, ale sporadycznie o du ym stopniu wiarygodno ci (tab. 5). Metoda ta polega na ustaleniu rygienki (wkl sło ci) na horyzontalnej powierzchni przynajmniej kilku przylegaj cych ci le do siebie cienkich płytek (dysków) rdzenia (np. Bankwitz, Bankwitz, 1993; Jarosi ski, 1994; Saternus, 1998). Ten rodzaj horyzontalnych sp ka (kliwa u sp kaniowego) był indukowany na rdzeniach naciskiem przewodu wiertniczego. Złuszczenia rdzenia (dyski) charakteryzuj si do regularnym, falistym kształtem z centraln wkl sło ci . Rygienka ta jes zgodna z horyzontaln orientacj najwi kszej osi H_{max} współczesnego pola napr enia regionalnego ($H_{max} > v > H_{min}$). Z kolei znaj c współczesny stan pola napr enia w NE Polsce (o H_{max} współczesnego pola napr enia jest zorientowana prawie południkowo; Jarosi ski, 1999), mo na w przybli eniu, w kierunku południkowym, równole nikowym lub sko nym, wyznaczy orientacje badanych fragmentów rdzenia wzgl dem kierunku N–S. Niestety, za pomoc tej metody nie mo na wyznaczy jednoznacznie północy geograficznej. Północ mo e znajdowa si albo na jednym albo na drugim kra cu rygienki. Dane o orientacji foliacji S_M i/lub S_{O+M} z okolic

Udrynia wyznaczone na podstawie zbadania tysi cy dysków (złuszcze rdzeni) zestawiono na figurze 6 i w tabeli 5.

Problem z wykorzystaniem danych o dyskach do wyznaczenia orientacji foliacji S_M i/lub S_{O+M} komplikuje fakt, e dyski powstały w otworach na wi kszych gł bokościach i na ogół w masywnych i izotropowych anortozytach, które nie s zdeformowane lub s zdeformowane niekoaksjalnie tylko w niewielkim stopniu. Dlatego przy stosowaniu tej metody pojawił si problem ze znalezieniem foliacji S_M i/lub S_{O+M} w cze ciach rdzeni z dyskami.

W zło u „Udry ” najliczniejsze i najbardziej wiarygodne wydad si by sko ne orientacje biegu regionalnej foliacji S_M i/lub S_{O+M} wzgl dem prawie południkowego kierunku horyzontalnej osi H_{max} współczesnego pola napr enia regionalnego w północno-wschodniej Polsce. Taka sko no orientacji biegu foliacji S_M i/lub S_{O+M} nie mo e by jednak jednoznacznie zinterpretowana. Biegi tej foliacji mog mie kierunek NE–SW lub te NW–SE. Takiej dwuwariantowej interpretacji biegu foliacji S_M i/lub S_{O+M} nie ma w przypadkach prawie prostopadłego ustawienia osi H_{max} wzgl dem biegu omawianej foliacj, gdzie jednocze niei bieg foliacji S_M i/lub S_{O+M} b dzie prawie równole nikowy.

Dane o przebiegu foliacji S_M i/lub S_{O+M} na obszarze zło a „Udry ”, wyznaczone na podstawie dysków, potwierdzaj dane o orientacji tej foliacji ustalone na podstawie skrzywienia osi otworu. Wszystkie zgromadzone informacje

o orientacji foliacji S_M i/lub S_{O+M} (analizy map grawimetrycznych, magnetycznych, skrzywienia osi otworów i dysków) sugeruj najczciej biegi tej foliacji w kierunku NW-SE, ale o zmiennych kierunkach linii upadów: albo ku NE albo ku SW. O wła ciwej interpretacji kierunków linii upadów foliacji S_M i/lub S_{O+M} zadecyduje metoda analizy co najmniej trzech siednich otworów przy konstrukcji przekrojów geologicznych.

Metoda przekrojów geologicznych

Wykonanie na podstawie danych z 12 otworów przekrojów geologicznych, zorientowanych w czterech kierunkach: N-S, W-E, NW-SE i NE-SW, umo liwiło wybranie najbardziej prawdopodobnego kierunków linii upadów regionalnej foliacji S_O i/lub S_M w zło u „Udry”. Było to mo liwe do wykonania poniewa poszczególne otwory oddalone s od siednich o ok. 250,0 m i w dodatku zlokalizowane s w poprzecznej siatce krzyuj cych si kierunków NE-SW i NW-SE. Jednak nieregularno form w jakich wystuj , m.in. ciał rudnych, powoduje ogromne trudno ci w korelacji nawet mi dzy najbli szymi otworami. Juskowiak (1998c) podkre la, e „zmiennoprofilu otworów w strefach anortozytowo-rudnej i gabronorytowo-rudnej (ró na mi szo , liczba i sekwencja zespołów skalnych) nie pozwala na bezpo redni korelacji zespołów. wiadczy to o skomplikowanej tektonice uskokowej uko nej „...do [...] kierunku równole nikowego, która powoduje podział struktury Udrynia na licznie wzajemnie poprzesuwane bloki tektoniczne...”. Wcze niej podobne wnioski przedstawili Subieta i Samosiuk w dokumentacji C_1 zło a „Udry” (1985). Zró nicowana budowa geologiczna zło a „Udry” spowodowana jest pierwotn niejednorodno ci samej intruzji, jak i przede wszystkim silnymi procesami tektonicznymi, zwi zanymi z synkinematycznym umieszczaniem magm zasadowych w rodkowej cz ci skorupy, a dodatkowo tak e post-magmowymi procesami podatnego i kruche cinania.

Geofizyczne badania otworowe wskazuj na znacznie bardziej zró nicowany charakter profilu otworu ni to wynika z opisu rdzeni i bada laboratoryjnych (Kurbiel, Szewczyk, 1985). Szereg niezgodno ci mi dzy profilami geologicznymi a geofizycznymi opisano m.in. w otworze Udry IG 10 poni ej gł boko ci 1614,0 m. W otworze Udry IG 7 na odcinku 1122,0–1124,0 m, wedlug danych geofizyki otworowej, miałaby wystowa bogata ruda Fe, natomiast w profilu geologicznym opisano tam anortozyty.

W wietle analizy wykonanych przekrojów geologicznych w ró nych kierunkach i dla wszystkich otworów, najbardziej wiarygodny okazał si kierunek upadu foliacji S_O i/lub S_M ku SW na całym obszarze zło a „Udry”. Kierunek ten potwierdza najlepsza korelacja pomi dzy otworami zarówno stref wyst powania zespołów skalnych o podobnych asocjacjach mineralnych, jak i poszczególnych pakietów mineralizacji rudnych, a tak e po raz pierwszy rozpoznanych stref cinania podatnego pomi dzy najbli szymi otworami.

Bieg foliacji S_O i/lub S_M zło a „Udry” w kierunku WNW-ESE, wyznaczony w najbardziej pewny sposób (na podstawie przekrojów geologicznych) jest zbli ony do kie-

runku NW-SE, sugerowanego wcze niej przez Kubickiego i Ryk (1982), Subieta i Samociuka (1985). Ci ostatni, konstruuj c model budowy geologicznej obszaru zło a „Udry”, wykonali tak e seri ró nych przekrojów geologicznych. Parecki (1998) podał kierunek prawie równole nikowy, a Wiszniewska (1998c) kierunek NE-SW z upadem ku SE. Cymerman (2004) pocz tkowo zakładał, e kierunek upadu foliacji S_O i/lub S_M jest prawdopodobnie odwrotny ni dotychczas zakładano na obszarze zło a „Udry”. Oznaczałoby to upady foliacji skierowane ku NNE, a nie jak dotychczas przyjmowano ku SW (Subieta, Samociuk, 1985) lub S (Parecki, 1998). Konstrukcja foliacji S_O i/lub S_M ustalona na podstawie analizy pomiarów skrzywienia osi otworu, orientacji wkł sło ci (rynienek) na powierzchni „dysków” rdzeni oraz korelacji przekrojów geologicznych, wskazuje, e orientacja foliacji, na obszarze zło a „Udry”, przebiega w kierunku NNE lub NE.

Bieg foliacji S_O i/lub S_M na obszarze zło a „Udry”, a tak e ciał rudnych (ferrolitów) i kontaktów litologicznych w prawdopodobnym kierunku WNW-ESE i z upadem ku SSW pod umiarkowanymi dobrze dokumentuje przekroje geologiczne. Na przekrojach wykonanych w kierunku WNW-ESE zaznacza si prawie horyzontalne uło enie ciał rudnych i ró nych zespołów skalnych. Z kolei na przekrojach geologicznych prostopadłych do tego kierunku, czyli w kierunku WSW-ENE, potwierdza si korelacja litologii skał i pakietów (ciał) rudnych. Sytuacja obrazuje przekrój geologiczny przechodz cy od otworu Udry IG 6 do Udry IG 3 (fig. 4).

Na przekroju tym zaznaczono odmiennymi kolorami strefy cinania podatnego wykształcone w granitoidach, w skałach zasadowych (nierozdzielone w anortozytach, gabronorytach i norytach) i w ferrolitach. Na ogół strefy te daj si dobrze korelowa w siednich otworach, a nawet w skali szczegółowej mapy (fig. 3). Mapa stropu podło a krystalicznego obszaru zło a „Udry” jest *de facto* map ci cia na poziomie ok. 650 m p.p.m. i jest obarczona nieco wi kszyimi bł dami ni z gł bszych poziomów, m.in. ze wzgl du na fragmenty silnie zwietrzałych skał i niepełne ich rdzeniowanie.

Na nowej mapie geologicznej zło a „Udry” (fig. 3) — w du ej cz ci hipotetycznej — zauwa alne s makrosoczewy, rzadziej makrorzeczona gabronorytów z norytami, gabronorytów rudnych i anortozytów rudnych umieszczonych po ród anortozytów o ró nej wielko ci i odmiennym stopniu spłaszczenia. Znacznie cie sze i ostro wyklinowuj ce si pokłady ferrolitów s wyci gni te równolegle do przebiegu podatnych stref cinania.

Podsumowuj c rozwa ania na temat korelacji ciał rudnych, zespołów skalnych i stref cinania podatnego z 12 otworów okolic Udrynia mo na stwierdzi, e mo liwa jest korelacja profili litologiczno-mineralogicznych pomi dzy siednimi otworami, o ile zało y si regionalny w skali upadu foliacji ku SW pod ktem zbli onym do 40–50°. Du a zmiennos ci pakietów rudnych, jak i zespołów skalnych, a tak e ich wielokrotne powtarzanie si w profilach otworów, mo e by wytłumaczona rozwojem silnie heterogenicznych stref cinania o cechach podatnych nasuni .

CHARAKTER DEFORMACJI

We wszystkich zbadanych rdzeniach z 12 otworów wiertniczych lokalnie stwierdzono występowanie licznych struktur tektonicznych wskazujących w ogromnej większości na dominację reżimu kompresyjnego (tab. 3). Podczas tego reżimu doszło do silnie heterogenicznej deformacji i zlokalizowania procesów ścinania prostego. Deformacja ta spowodowała rozwój cienkołuseczkowej tektoniki nasunięciowej (D_1) z kierunkiem transportu tektonicznego w jej położonych domenach skalnych (łusek) generalnie ku NE („góra” ku NE). Ten typ tektoniki, dopiero niedawno rozpoznany, jest cechą charakterystyczną dla praktycznie całego prekambryjskiego krystalicznego podłoża Polski północno-wschodniej (Cymerman, 2004).

Na podstawie zależności między orientacją przestrzenną foliacji S_0 i/lub S_M i lineacji L_M można w skałach krystalicznych okolic Udrynia wydzielić jedynie domeny frontalne i/lub spągowe/stropowe, w których lineacja mineralna L_M jest zorientowana mniej lub bardziej równoległe do kierunku upadu foliacji S_M lub S_{0+M} . W domenach tych doszło do przemieszczenia prawie wyłącznie typu nasuwczego, bardzo rzadko zrzutowego. W zbadanych 12 otworach nie udało się stwierdzić ani domen lateralnych (bocznych) ani też domen po rdniach, trudna jest identyfikacja lineacji ziarna mineralnego L_M w skałach zasadowych masywu suwalskiego oraz, prawdopodobnie, silnego wydłużenia soczew i makrozwrzecion w płaszczyźnie nie ruchu. W takiej sytuacji boczne pochyłości ci stanowiąby zaledwie niewielki procent całości struktur nasunięciowych.

Jeżeli taka interpretacja tektoniczna jest poprawna, to również liczne występowanie rud magnetytowo-ilmenitowych w złożu „Udry” znajdowałyby się głównie w domenach frontalnych i/lub spągowych w szeregu (co najmniej kilkunastu) ponasuwanych na siebie ku NE pakietów łusek, przypominających zatopy rzeczne. Łuski o różnych wymiarach utworzyły stos (zator) domen strukturalnych w okolicy Udrynia w rodkowej części masywu suwalskiego. Prawdopodobnie znaczna część tego „zatoru” z ciałami rudnymi została zerodowana, a strefa rudna uległa spłyceniu dalej ku NE, już na obszarze nierozpoznanym otworami. Z kolei

główna strefa rudna nie powinna się kontynuować w głąb ku SW. W takim ujęciu perspektywiczne i płytko zalegające ciała rudne powinny kontynuować się zarówno ku NW, gdzie zostały one prawdopodobnie nawiercone w otworach Jezioro Okrągłe IG 1 i IG 2, jak i ku SE na obszar zupełnie nierozpoznanym otworami. Taka interpretacja geometryczna ciał rudnych poparta jest mapami lokalnych anomalii grawimetrycznych i magnetycznych rodkowej części masywu suwalskiego (Cielak, Wybraniec, 1998a, b).

Przy wyznaczonym po rednio biegu foliacji S_0 i/lub S_M w kierunku NW–SE i upadzie ku SW oraz udokumentowanym we wszystkich 12 otworach z obszaru złoża „Udry” kompresyjnym (nasunięciowym) reżimem deformacji, należy zakładać transport tektoniczny w jej położonych domenach (pakietów) skalnych generalnie ku NE w rodkowej części suwalskiego masywu anortozytowego. W takim przypadku udokumentowane złoża rud magnetytowo-ilmenitowych „Udry” znajdowałyby się strukturalnie poniżej podobnego złoża a rud „Krzemianka”, położonego kilka kilometrów dalej ku SW.

Prawdopodobny kształt trójwymiarowy podatnych pakietów nasunięciowych w rodkowej części suwalskiego masywu anortozytowego jest zbliżony do form wrzeciona lub soczewy, przynajmniej do głąbokości ok. 1500,0 m. Głębiej mogą pojawić się także w kształcie struktury zbliżonej do typu listrycznego. Struktury takie wykazują małe kąty upadu spągowej powierzchni nasunięcia wraz z głąbokością. Taka interpretacja geometryczna jest zgodna ze zmianami w orientacji powierzchni anizotropii skały, czyli stopniowym spłaszczaniu foliacji, co jest wynikiem malejących wraz z głąbokością naprężeń dyferencjalnych. Prawdopodobnie znaczny udział miały także procesy zmniejszania deformacyjnego w wyniku powstania słabszych reologicznie powierzchni anizotropii wywołanych procesami topienia częściowego. Naprężenia dyferencjalne były znacząco obniżane w miejscach pojawienia się stopu granitowego. We wszystkich otworach występują, co kilka do kilkunastu metrów, żyły granitowe, które w większości uległy jeszcze słabym deformacjom rotacyjnym (tab. 2).

DYSKUSJA

Pierwsza analiza strukturalna i kinematyczna krystalicznych skał prekambryjskiego podłoża w okolicy Udrynia daje nowe dane o rozwoju całego masywu suwalskiego (fig. 1). Wyniki tej analizy ze złoża „Udry”, znajdujących się w rodku tego masywu, muszą być uwzględnione w nowym modelu ewolucji masywu suwalskiego. Rozpoznając po raz pierwszy cienkoskorupowy (łuskowy i/lub płaszczowinowy) tektonik okolic Udrynia należy zauważyć, że nie można jeszcze ustalić, czy główna mineralizacja magnetytowo-ilmenitowa powstała przed, czy też w czasie heterogenicznego podatnego ścinania prostego. O drugiej możliwości wiadczą przede wszystkim ferrolity, które lokalnie są silnie zdeformowane w warunkach ścinania prostego. Juszkowiak

(1985) zauważył w obrazie makroskopowym, obok bezładnych tekstur, także kierunkowe tekstury gabronorytów, norrytów i ferrolitów. W opisie płytek cienkich z tych skał przytaczał także dynamiczne odkształcenia pręcików i lametek bliźniaczych w plagioklazach. Badacz ten doszedł do wniosku, że ferrolity podlegały złożonym procesom metasomatycznym w warunkach dynamometamorficznych, o czym świadczą także odkształcenia skaleni, a także powstanie amfibolu, biotytu i chlorytu. Zauważył także, że w niektórych strefach silniej zaznaczają się przeobrażenia diaforyczne z powstaniem m.in. serycytu, muskowitu i chlorytu. Równoległa orientacja ciał ferrolitowych oraz rozmieszczenie pierwiastków wskazuje na procesy rozdzielenia roztworów

niemieszalnych (Wiszniewska, 1998a, 2002). Powstanie minerałów kruszcowych miało być złożonym procesem generującym powstanie dwóch różnych zespołów mineralnych z tej samej magmy macierzystej (Speczik i in., 1988).

Powstanie silnie heterogenicznych skał mylonitycznych w warunkach podatnego cienia prostego miało miejsce w czasie nasunięcia (lokalnie może słabo transpresyjnej) deformacji. Jak wynika z analizy strukturalnej i kinematycznej liczne występowanie rud ilmenitowo-magnetytowych (ferrolitów) na obszarze złó a „Udry” znajdują się głównie w domenach frontalnych i/lub spągów szeregu łusek ponasuwanych ku NE. Do przemieszczania szeregu domen skalnych (podatnych pakietów nasunięcia) najprawdopodobniej w formie cienkich łusek generalnie ku NE w czasie głównej deformacji kompresyjnej D1 doszło w warunkach amfibolitowej i granulitowej (?) facji metamorfizmu regionalnego. Do tej deformacji, zlokalizowanej w warunkach podatnych, doszło prawdopodobnie podczas orogenezy gotyjskiej, ok. 1,5 mld lat temu. Wiek krystalizacji masywu suwalskiego i związanych z nim rud Fe–Ti–V oznaczono izochronami metod Re–Os na 1556 ± 94 mln lat (złó e „Udry”) i na 1559 ± 37 mln lat (złó e „Krzemianka”) (Wiszniewska, 2002).

Znacznie lepiej zlokalizowane procesy cienia prostego w warunkach podatno-kruchych i/lub kruchych są związane z odwróconym lub znacznie rzadziej, z normalnym, uskokożaniem w czasie młodszych deformacji D2. Deformacje te odbyły się podczas późniejszych zjawisk, prawdopodobnie w różnym czasie, już w okresie kratonizacji masywu. Rozwój tych młodszych, poligenicznych struktur tektonicznych będzie przedmiotem odrębnej publikacji z obszaru całego masywu suwalskiego.

Nowy model tektoniczny, eksponujący rolę procesów dynamometamorficznych w ewolucji masywu suwalskiego jest w wyraźnej sprzeczności z zakładanym dotychczas modelem diapirowego pochodzenia tego masywu (np. Juskowiak, 1993; Wiszniewska, 2002). Diapirowy kształt zasadowej intruzji suwalskiej pierwszy zaproponował Znosko (1965), a jego opis był opublikowany w Przewodniku 45 Zjazdu PTG (Znosko, 1973). Juskowiak (1993) zakładał dwudzielny masywu suwalskiego ze starszą metamorficzną osłoną, zbudowaną z diorytoidów i gabronorytów oraz młodszych anortozytów i norytów wypiętrzonych lub wyniesionych jako diapir. Model diapirowej intruzji suwalskiej uwidocznił się przede wszystkim z analizy materiałów kartograficznych, które były wykonane na podstawie założonego modelu genetycznego.

Dotychczas opublikowano jedną mapę geologiczną intruzji suwalskiej, w obrębie której występuje złó e „Udry”, w skali 1:100 000 autorstwa Ryki, Subiety, Kubickiego i Kurbiela (Kubicki, Ryka, red., 1982). Na mapie tej zaznaczono trzy pasy ferrolitów wycięgniętych NW–SE z kierunkiem upadu skał ku SW, zgodnie z zakładanymi granicami anortozytów z norytami i gabronorytami (fig. 1). Wcześniej jeden ze współautorów tej mapy (Subieta, 1973) wydzielił tak i trzy cienkie pasy równoległych ciał ferrolitów, ale o rozciągnięciu równoległym. Ten sam kierunek ciał rudnych znajduje się w pracach Pareckiego (1998) i Wiszniewskiej (2002). Jednak taki kierunek strukturalny jest nie do przy-

cia zarówno w świetle korelacji litologicznych i złożonych (tab. 1) między otworami, jak i przede wszystkim na podstawie korelacji stref cienia podatnego pomiędzy otworami z obszaru złó a „Udry”. Upadek foliacji złożonej S_{O+M} ku SW wyznaczony na podstawie korelacji strukturalnych, litologicznych i złożonych potwierdzają niezależnie jeszcze dwie inne metody: analiza skrzywienia osi otworu oraz badania dysków („złuszczone” rdzeni).

Nowy przekrój geologiczny A–B (fig. 4), przebiegający w kierunku SSW–NNE, wykonany na podstawie danych z czterech otworów: Udry IG 6, IG 4, IG 2 i IG 3, jest prawie prostopadły do najbardziej prawdopodobnych granic litologicznych i biegu foliacji metamorficznej S_M lub złożonej S_{O+M} . Przy konstrukcji przekroju A–B wykorzystano także z prostopadłego rzutowania profili innych otworów położonych poza tym przekrojem. Wszystkie te dane umożliwiły skonstruowanie w miarę wiarygodnego przekroju A–B geologiczno-złożono-strukturalnego przez całe złó e „Udry”. Stopień wiarygodności na tym przekroju maleje wraz z głębią i przesuwaniem się ku SW.

Przy umiarkowanym upadzie granic litologicznych i foliacji metamorficznej S_M lub złożonej S_{O+M} ku SW, dane z profili 12 otworów ze złó a „Udry” dają możliwość przedstawienia mapy geologicznej stropu podłoża krystalicznego na głębokości ok. 650 m p.p.m. Na odkrytej mapie geologicznej z elementami strukturalnymi (fig. 3) zaznaczają się do dobrze, przy niepewnych jednak danych, prawie równoległe biegi stref cienia podatnego w kierunku WN–ESE. Strefy te są szczególnie liczne w rowkowej i SW części obszaru złó owego „Udry”.

Udokumentowanie po raz pierwszy podatnych stref cienia oraz nasuwczego (kompresyjnego) charakteru deformacji w zmieniających się warunkach wysokich ciśnienia i temperatur (np. Wiszniewska, 2002), czyli w warunkach metamorficznych, wnosi wiele nowego do dyskusji na temat genezy masywu suwalskiego. Subieta w opracowaniach archiwalnych (Subieta, Samociuk, 1985), a także Juskowiak (1971, 1993), Kubicki i Siemtkowski (1979) oraz Ryka (1998) przyjmowali, że masyw suwalski jest zasadowo intruzją typu syntektonicznego, powstał w strefie dużej, równoległej rozłamu tektonicznego. Po części jest to zgodne z wynikami analizy strukturalnej i kinematycznej z obszaru złó a „Udry”. Dotyczy to syntektonicznego charakteru tej intruzji. Nie ma natomiast dowodów na równoległy rozłam tektoniczny. W rowkowej części masywu suwalskiego doszło do heterogenicznych deformacji typu cienia prostego z nasuwaniem łusek (domen strukturalnych) ku NE.

Duchesne i inni (1999) zaproponowali nowy model geotektoniczny dla genezy masywów anortozytowych, który jest zmodyfikowaną wersją modelu Anderssona i innych (1996). Model ten, dla którego zaproponowano nazwę „języczka skorupowa” (ang. *crustal tongue melting*), bardzo dobrze pasuje do nowych obserwacji strukturalnych i kinematycznych ze złó a „Udry”. Dotyczy to przede wszystkim roli głębokich struktur tektonicznych na rozwój różnych magm i sposobie ich umiejscawiania. Dodatkowo dane izotopowe i geochemiczne potwierdzają dolnoskorupowe pochodzenie magm maficznych masywu suwalskiego (np. Wiszniewska, 2002). Masyw ten

powstał w wyniku przetopienia dolnej, maficznej skorupy kontynentalnej, która w formie „plastrów” lub „j zorów” suchej maficznej materii typu gabronorytów lub jotunitów była podsuwana, a zarazem pogrążana w astenosferze razem z płaszczem kontynentalnej litosfery podczas kolizji terranów. Wzdłuż stref kolizyjnych, uznanych za strefy osłabienia, przemieszczały się magmy o różnym składzie, powstałe w wyniku procesów anateksis. Nowy model generalnie zbliżony jest do wcześniejszych sugestii polskich badaczy, że masyw suwalski miał powstać w wyniku dyferencji magmy zasadowej i uformował się ostatecznie w wyniku procesów pomagmowych i metasomatycznych (np. Kubicki, Siemiatkowski, 1979; Kurbiel, Siemiatkowski, Subieta, 1979).

Z anortozytami i norytami masywu suwalskiego współwystępują rudy tytanomagnetytowe, związane genetycznie z tym samym rodzajem magmowym (np. Wiszniewska, 2002).

Wiszniewska (2002) wyróżniła dwa główne etapy utworzenia się mineralizacji kruszcowych w masywie suwalskim — magmowy i pomagmowy. Przyznaje ona także, że „...umiejscowienie i formy ciał rudnych w anortozytowym masywie suwalskim są w dużym stopniu związane ze strefami rozłamów tektonicznych...” (Wiszniewska, 2002, str. 83). Wcześniej Kubicki i Siemiatkowski (1979) uważali, że „...ferrolity z obszaru złóż „Udry” i „Krzemianka” są pochodzenia magmowego i uformowały się w dwóch etapach, a w ród ferrolitów wydzielić można dwa typy okruszcowania: główny — typu akumulacyjnego i podrzędny — typu iniekcyjnego. Badacze podkreślili znaczenie procesów dynamometamorficznym na koncentrację ciał rudnych. Prawie tak samo uważał Speczik i inni (1988). Analiza strukturalna z obszaru złóż „Udry” wskazuje na znaczący wpływ stref ścinania podatnego na formy i rozmieszczenie ciał rudnych tego złóża.

WNIOSKI

Pierwsza, szczegółowa analiza strukturalna i kinematyczna skał krystalicznych z obszaru złóż „Udry” umożliwiła rozpoznanie procesów podatnego ścinania prostego. Ścinanie to doprowadziło do rozwoju silnie zrośniętych pod względem stopnia intensywności i miąższości skał mylonitycznych. W skałach tych zanotowano występowanie licznych wskaźników strukturalno-kinematycznych, wykształcone jako asymetryczne struktury, głównie struktury mylonitycznej typu S-C. Wykonana analiza udokumentowała w skałach zasadowych rodzkojęć z masywu suwalskiego rozwój podatnych, nasuniętych łusek i/lub imbrykacji.

Na podstawie danych z 12 otworów z obszaru złóż „Udry” oraz analizy całego zgrupowanego i zinterpretowanego m.in. za pomocą szeregu profili geologicznych i strukturalnych udało się określić kierunek transportu tektonicznego ku NE przy zakładanym i częściowo udokumentowanym upadzie foliacji S_{O+M} ku SW oraz nachyleniu lineacji L_M w kierunku równoległym lub zbliżonym do kierunku upadku foliacji S_{O+M} , czyli ku SW. Wyznaczony kierunek transportu tektonicznego generalnie ku NE w okolicach Udrynia jest zbliżony do kierunku transportu ku NE ustalonym na obszarach średniego złóża Fe–Ti–V „Krzemianka”, czy też w okolicach Jeleniewa (Cymerman, prace w przygotowaniu do druku).

Liczne występowanie rud ilmenitowo-magnetytowych w okolicy Udrynia, prawdopodobnie znajdują się głównie w domenach frontalnych i/lub spągowych szeregu łusek ponasuwanych ku NE. Do przemieszczania szeregu domen skalnych (podatnych pakietów nasuniętych w formie cienkich łusek) ku NE w czasie deformacji kompresyjnej D_1 doszło w warunkach amfibolitowej i granulitowej (?) facji metamorfizmu regionalnego podczas orogenezy gotyjskiej, to jest ok. 1,5 mld lat temu. W większym stopniu lokalnie rozwinęły się i młodsze były procesy kompresyjne i ekstensyjne, które były związane już z warunkami podatno-kruchymi i kruchymi w czasie młodszych deformacji.

Przedstawiony nowy model tektoniczny podkreśla, aby może dominującą rolę procesów dynamometamorficznym (stref ścinania podatnego) w ewolucji zasadowego masywu suwalskiego. Rozwój tych silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego wpływał na rozmieszczenie i formy ciał rudnych na obszarze złóż „Udry”.

Podziękowania. Pani Irenie Frtaczak dziękuję za przygotowanie graficzne figur.

Praca powstała jako rezultat projektu badawczego „Strefy ścinania i mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego” nr KBN 8 T12B 001 21 w latach 2001–2004.

LITERATURA

- ACHRAMOWICZ S., CYMERMAN Z., 1992 — Struktury liniowe głównie w skałach metamorficznych. W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej (red. M.P. Mierzejewski). *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 96–104.
- ALEKSANDROWSKI P., 1992 — Uskok i strefy ścinania. W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej (red. M.P. Mierzejewski). *Instr. Met. Bad. Geol.*, **51**: 105–115.
- 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.

- BANKWITZ P., BANKWITZ E., 1993 — Stress analyses on KTB drill cores derived from fractographic features. KTB Report, 93–3. Giessen.
- 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.
- CIE LA E., WYBRANIEC S., 1998a — Wyniki bada geofizycznych. W: Udry (opracowanie zbiorcze) (red. J. Wiszniewska). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**: 129–135.
- CIE LA E., WYBRANIEC S., 1998b — Geophysical studies of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 27–38.
- CYMERMAN Z., 1986 — Propozycja zapisu tabelarycznego obserwacji tektonicznych rdzeni wiertniczych ze skał metamorficznych. *Prz. Geol.*, **34**, 10: 590–595.
- CYMERMAN Z., 1989a — Charakterystyka i znaczenie lineacji ekstensyjnej. *Prz. Geol.*, **37**, 10: 488–494.
- CYMERMAN Z., 1989b — Określanie zwrotu cienia. *Prz. Geol.*, **37**, 12: 605–613.
- CYMERMAN Z., 2004 — Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **180**: 1–129.
- DUCHESNE J.C., LIÉGEOIS J.P., VANDER AUWERA J., LONGHI J., 1999 — The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, **11**: 100–105.
- HANMER S., PASSCHIER C.W., 1991 — Shear sense indicators: a review. *Geol. Survey Canadian Paper*, **90–17**: 1–72.
- HATCHER R.D., JR., 1995 — Structural Geology. Principles, concepts, and problems. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 2nd Edition. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1–466.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1990 — Geochronological data on the Suwałki Anorthosite Massif. *Arch. Miner.*, **44**, 2: 59–68.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1998 — Wyniki bada geochronologicznych skał z otworów Udry IG 16 i IG 18. W: Udry (opracowanie zbiorcze) (red. J. Wiszniewska). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**: 127–128.
- JAROSI SKI M., 1994 — Metody pomiaru współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głąbokich otworach wiertniczych. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 564–569.
- JAROSI SKI M., 1999 — Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głąbokich otworach wiertniczych w Polsce metodami analizy struktur *breakouts*. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **56**: 1–144.
- JUSKOWIAK O., 1971 — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 7–172.
- JUSKOWIAK O., 1985 — Badania petrograficzne skał prekambryjskich rejonu Udrynia. W: Dokumentacja geologiczna złó a rud elaza, tytanu i wanadu. T.2. Badania laboratoryjne. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- JUSKOWIAK O., 1993 — Podło krystaliczne Suwalszczyzny. W: Przewodnik LXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej, 9–12 września 1993: 16–28.
- JUSKOWIAK O., 1998a — Occurrence, structure and mineral diversity of rocks from the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 53–80.
- JUSKOWIAK O., 1998b — Prekambr. Udry 16. W: Udry (opracowanie zbiorcze) (red. J. Wiszniewska). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**: 22–27.
- JUSKOWIAK O., 1998c — Charakterystyka zespołów skalnych z otworów struktury Udrynia. W: Udry (opracowanie zbiorcze) (red. J. Wiszniewska). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**: 44–82.
- KOZŁOWSKA A., 1989 — Występowanie i geneza millerytu w skałach suwalskiego masywu zasadowego. *Arch. Miner.*, **43**, 2: 91–99.
- KOZŁOWSKA A., WISZNIEWSKA J., 1990 — Aspekty genetyczne tekstur i struktur minerałów kruszcowych w masywie suwalskim. *Arch. Miner.*, **44**, 2: 69–87.
- KRZEMIŃSKI L., 1990 — Plagioclase-quartz symplectites in anorthosites of the Suwałki massif (NE Poland). *Arch. Miner.*, **44**, 2: 37–46.
- KUBICKI S., 1984 — Mineralisation in the crystalline basement of north-eastern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 49–54.
- KUBICKI S., SIEMIŃSKI J., 1979 — Mineralizacja kruszcowa suwalskiego masywu zasadowego. *Biul. Inst. Geol.*, **316**: 5–136.
- KUBICKI S., RYKA W. (red.), 1982 — Atlas geologiczny podło krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUCHA H., KWIECISKA B., PIETRZYŃSKI A., WIECZOREK A., 1979a — On the genesis of graphite from basic rocks of NE Poland. *Miner. Pol.*, **7**: 27–31.
- KUCHA H., PIETRZYŃSKI A., SALOMON W., 1979b — Wyniki bada geochemiczno-mineralogicznych magnetytów ze skał zasadowych NE Polski. *Pr. Miner. Komis. Nauk Miner. PAN Krak.*, **54**: 41–47.
- KUCHA H., PIETRZYŃSKI A., SALOMON W., 1978 — Geochemical and mineralogical study of sulphide minerals occurring in magnetite rocks of NE Poland. *Miner. Pol.*, **8**, 2: 23–31.
- KURBIEL H., SIEMIŃSKI J., SUBIETA M., 1979 — Wyniki bada geofizyczno-geologicznych w rejonie Suwałk. *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 87–101.
- KURBIEL H., SZEWCZYK J., 1985 — Dokumentacja geologiczna złó a rudy elaza, tytanu i wanadu Udry ; kat. zasobów C₂, T.3. Badania geofizyczne. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- LISTER G.S., SNOKE A.W., 1984 — S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617–638.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1986 — Nasunięcie i uskóś przesuwczy na granicy między Kotliną Jeleniogórską a Pogórzem Karkonoskim. *Prz. Geol.*, **34**, 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.
- 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**, 5: 391–401.
- NEJBERT K., SPECZIK S., 1992 — Spinele szeregu spinelhercynit z magnetytów i ilmenitów intruzji suwalskiej. *Arch. Miner.*, **48**, 1/2: 61–80.

- NEJBERT K., WISZNIEWSKA J., 1994 — The ore mineralisation in the Jezioro Okragłe region, Suwałki anorthosite massif (NE Poland). *Arch. Miner.*, **50**, 1: 13–32.
- PARECKI A., 1998 — Geological structure of the Krzemianka and Udry deposits. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 123–135.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W., 1990 — Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press.
- RYKA W., 1993 — Fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 546–551.
- RYKA W., 1998 — Views on the origin of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 161–182.
- RYKA W., PODEMSKI M., red., 1998 — Geology of the Suwałki Anorthosite Massif (Northeastern Poland). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 5–194.
- SATERNUS A., 1993 — Drobne struktury tektoniczne w rdzeniach wiertniczych ze skał masywu suwalskiego i jego otoczenia. W: Przewodnik LXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej, 9–12 września 1993.
- SATERNUS A., 1998 — Results of mesostructural investigations. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 117–121.
- SIEMI TKOWSKI J., 1970 — Automorficzne wrostki tytanonowych magnetytów w piroksenach skał masywu suwalskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 1: 1–8.
- SIEMI TKOWSKI J., 1976 — Grafit w skałach suwalskiej intruzji norytowo-anortozytowej. *Prz. Geol.*, **24**, 4: 212–213.
- 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.
- SPECZIK S., WISZNIEWSKA J., NIE EK E., 1980 — O mineralizacji kruszcowej intruzji suwalskiej w rejonie Udrynia. *Arch. Miner.*, **36**, 1: 85–97.
- SPECZIK S., WISZNIEWSKA J., DIEDEL R., 1988 — Minerals, exsolution features and geochemistry of Fe-Ti ores of the Suwałki District (North-East Poland). *Miner. Deposita*, **23**, 3: 200–210.
- SUBIETA M., i in., 1971 — Dokumentacja geologiczna w kat. C₂ zło a rud elaza, tytanu i wanadu Krzemianka. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- SUBIETA M., SAMOCIUK S., 1985 — Dokumentacja geologiczna zło a rudy elaza, tytanu i wanadu Udry ; kat. zasobów C₂. Tom I. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- NIE EK E., WISZNIEWSKA J., 1981 — Mineralizacja na kontaktach z granitoidami i w strefach sp ka w rejonie Udrynia. *Prz. Geol.*, **29**, 6: 281–293.
- VAUCHEZ A., 1987 — The development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**: 137–156.
- 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**, 1/2: 175–187.
- WISZNIEWSKA J., 1993a — Zło e rudy ilmenitowo-magnetytowej Udry (suwalski masyw anortozytowy). *Prz. Geol.*, **41**, 8: 565–567.
- WISZNIEWSKA J., 1993b — Mineralizacja kruszcowa w skałach masywu suwalskiego. W: Przewodnik LXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej, 9–12 września 1993: 29–36.
- WISZNIEWSKA J., 1997 — Nelsonity suwalskie — nowe dane mineralogiczne i geochemiczne. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 883–892.
- WISZNIEWSKA J., 1998a — Charakterystyka minerałów kruszcowych w poszczególnych otworach. W: Udry (opracowanie zbiorcze; red., Wiszniewska, J.). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**: 90–100.
- WISZNIEWSKA J., 1998b — Mineralogy of Fe-Ti-V ores of the Suwałki Anorthosite Massif (SAM), northeast Poland. In: Geology of the Suwałki Massif — NE Poland (eds., W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Pa st. Inst. Geol.*, **161**: 137–150.
- WISZNIEWSKA J. (red.), 1998c — Udry (opracowanie zbiorcze). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **90**.
- WISZNIEWSKA J., 2000a — Strontium isotope ratios and REE geochemistry in the Suwałki anorthosites, NE Poland. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 183–186.
- WISZNIEWSKA J., 2000b — Zastosowanie metody izotopowej Re-Os w badaniach złó rud metali. *Pr. Spec. PTM*, **16**: 105–119.
- WISZNIEWSKA J., 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biul. Pa st. Inst. Geol.*, **401**: 1–96.
- WYBRANIEC S., CIE LA E., PETECKI Z., 1993 — Badania geofizyczne obszaru suwalskiego. W: Przewodnik LXIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej, 9–12 września 1993: 16–28, Pa stw. Inst. Geol.
- ZNOSKO J., 1965 — Perspektywy wyst powania rud metali w masywie suwalskim. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZNOSKO J., 1973 — Budowa geologiczna północno-wschodniej Polski. W: Przewodnik XLV Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej: 11–25. Wyd. Geol.
- ZNOSKO J., 1973 — Jak odkryto suwalskie magnetyty. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 552–558.
- ABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górno l skiego i małopolskiego. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

SUMMARY

The Suwałki anorthosite (basic) massif occurs in northeastern Poland as a tectonic unit of the Precambrian East European Craton (Fig. 1). It is overlain totally by a thick sedimentary cover. The Suwałki massif is well visible on gravimetric and magnetic maps of local anomalies. In 1962,

the Udry IG 1 drilling encountered anorthositic rocks with magnetite-ilmenite ore deposits, intercalated with norites at the depth of around 850.0 m. During the 1963–1983 period, 12 boreholes were drilled in the Udry area to the depth of 1200.0–2300.0 m (Table 1, Fig. 2). Approximately 250 mi-

lion tons of the Fe-Ti-V ore reserves were estimated in the area. The well developed magnetic anomalies are generally related to Fe-Ti-V ore mineralisation.

Detailed structural analysis of archival non-oriented drill cores (*ca.* 10,000 meters) from 12 deep boreholes (Table 1-3) from the “Udry ” Fe-Ti-V ore deposits has been carried out. The results of the first, detailed structural analysis with kinematic elements of crystalline rocks from the Udry ” ore show that the ductile shear zones developed at a wide range of scales, locally from tens metres thick belts down to a few millimetre thin laminae, and mineral grain sizes that produced different mylonitic rocks with a range of textures from protomylonites to ultramylonites (Table 2; Plate I-V). More brittle structures, like pseudotachylite thin veins, cataclasites and microbreccia are present locally in drill cores of some wells (Plate VI).

Special attention is paid to the recognition of ductile shear zones in preserved drill cores, to probably more than 485 zones (Table 2), to the attitudes of the S_M mylonitic foliation and the L_M stretching (mineral) lineations, and to kinematic indicators (Table 3, Plates I-V). In all the boreholes studied, the dip angle of the S_M mylonitic foliation and/or S_O magmatic foliation is about 50–60° with approximately dip-parallel L_M stretching lineations. Kinematic indicators with different degrees of certainty have been recognized locally in each borehole (Table 3; Plates I-V). Significant grain-size reduction is evident in the drill-cores along with asymmetric porphyroclasts and S-C fabrics. The -type feldspar porphyroclasts form from both microcline and plagioclases are the most common type of kinematics indicators. S-C type structures are frequently observed especially in microscope studies of oblique microfabrics (Plate III).

The results of the structural analysis made it possible to establish the direction of tectonic transport and deformation regimes in individual boreholes and the “Udry ” ore deposits. Almost all shear sense indicators show reverse sense of ductile movements with the top approximately to the NE (Table 3; Plates I-V).

A compilation of the borehole axis curvature from 8 deep wells is presented in Table 4. These borehole data may be

useful in the determination of the S_M mylonitic foliation and/or S_O magmatic foliation attitudes from the Udry vicinity. However, there are some problems in the reliability of the S_M mylonitic foliation attitudes using curving axis of boreholes or drill-core discs (sub-horizontal recent fracture cleavage) analysis (Table 5). The other method is a correlation between geological-structural cross-sections based on borehole data (Fig. 4). All these data indicate that the dominant strike of the S_M foliation is oriented approximately NW-SE to WNW-ESE (Fig. 5). If the measurement of the S_M foliation attitude was accurate then ductile thrusting with prevailing NEwards tectonic transport should be a typical feature of structural domains situated in the southwestern part of the Suwałki anorthosite massif. In the domains situated west, south and east of this massif the displacements were towards the NE.

In general, the southwestern part of the Suwałki anorthosite massif is characterized by the development of ductile thrust sheets displaced mainly towards the NE, some of them are similar to a pop-up geometry (antiformal stack). It is quite probable that frequent occurrences of ilmenite-magnetite ores near Udry are situated mainly in frontal and/or bottom domains of thrust sheets displaced towards the NE. The development of strongly heterogeneous ductile shear zones controlled the distribution and shapes of ore deposits in this area.

Development of the structures in the southwestern part of the Suwałki anorthosite massif was characterized by two tectonic processes: a compressional to weakly transpressional regimes of deformation during the Gothian orogeny (*ca.* 1.5 Ga) with the formation of thin ductile thrust sheets displaced generally towards NE, and a later extensional deformation (late- or post-Gothian). These more localised and younger tectonic structures were connected with ductile-brittle and brittle conditions during the development of fault rocks.

TABLICA I

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźników kinematycznych z rdzeni z otworów wiertniczych ze złoża „Udry”.
Strzałki oznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill-cores. Boreholes from the “Udry” ore deposit.
Arrows indicate the sense of ductile shearing

- a. Podatne strefy ścinania w norycie (głębokość 903,7 m), granicie (głębokość 952,2 m) i anortozycie (głębokość ok. 934,0 m) o zwrocie przemieszczenia „strop ku górze otworu”. Otwór Udry IG 6. Skala biało-czerwona — 4 cm. Strop rdzeni na górze zdjęcia
Ductile shear zones in norite (depth 903.7 m), granite (depth 952.2 m) and anorthosite (depth ca. 934.0 m) with a reverse sense of displacement. Udry IG 6 borehole. White-red scale bar — 4 cm. Top of drill-core on the top of photograph
- b. Prawoskrętna strefa ścinania o zwrocie przemieszczenia „strop ku górze” w granicie i leukogabbronoricie. Otwór Udry IG 4; głębokość 997,5 m. Skala biało-czerwona — 4 cm
Ductile shear zone with reverse sense of displacement in granite and leukogabbronorite. Udry IG 4 borehole; depth 997.5 m. White-red scale bar — 4 cm

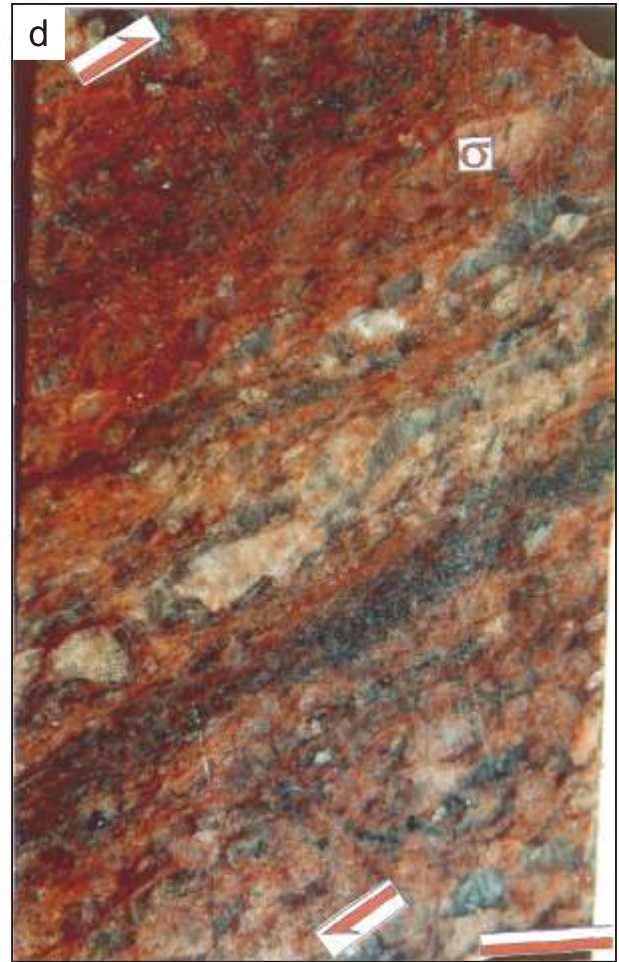
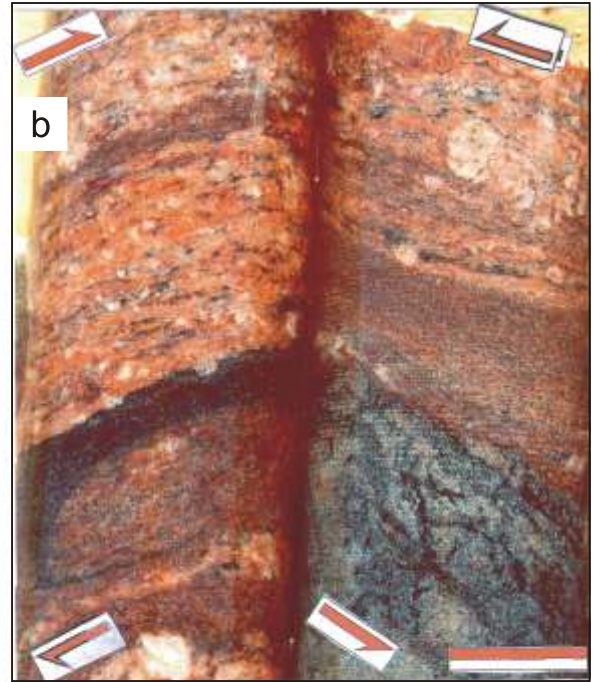


TABLICA II

Przykłady podatnych stref ścinania i wskaźników kinematycznych z rdzeni z otworów wiertniczych ze złoża „Udry”.
Strzałki oznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of ductile shear zones and kinematic indicators from drill-cores. Boreholes from the “Udry” ore deposit.
Arrows indicate the sense of ductile shearing

- a. Podatne strefy ścinania w mylonitach i ultramylonitach granitowych (głębokości 2268,1 i 2268,3 m) oraz w protomylonicie granitu drobnokrystalicznego (głębokość 2268,8 m). Zwroty przemieszczenia — „strop ku górze otworu”. Otwór Udry IG 6. Skala biało-czerwona— 4 cm. Strop rdzeni na górze zdjęcia
- Ductile shear zones in granite mylonites and ultramylonites (depth 2268.1 and 2268.3) and in protomylonites of fine-grained granites (depth 2268.8 m). Reverse sense of shearing. Udry IG 6 borehole. White-red scale bar — 4 cm. Top of drill-core on the top of photograph
- b. Podatne strefy ścinania w mylonitach i ultramylonitach powstałych kosztem protolitu granitowego (głębokości 952,8 i 953,5 m) oraz w protolocie anortozytowym (głębokość 953,5 m). Zwroty przemieszczenia — „strop ku górze otworu”. Otwór Udry IG 6. Skala biało-czerwona— 4 cm. Strop rdzeni na górze zdjęcia
- Ductile shear zones in mylonites and ultramylonites developed from granite protolith (depths 952.8 and 953.5 m) and in anorthosite protomylonite (depth 953.5 m). Reverse sense of shearing. Udry IG 6 borehole. White-red scale bar — 4 cm. Top of drill-core on the top of photograph
- c. Prawoskrętna strefa ścinania o zwrocie przemieszczenia „strop ku górze” w ultramylonicie i mylonicie pogranitowym. Otwór Udry IG 16. Głębokość nieznana; skrzynka z rdzeniem numer 630. Skala biało-czerwona— 1 cm
- Ductile shear zone with reverse sense of shearing in ultramylonite and granite mylonites. Udry IG 16 borehole. Unknown depth; 630 number of box with drill-cores. White-red scale bar — 1 cm
- d. Mylonit pogranitowy. Zwroty przemieszczenia — „strop ku górze otworu”. Porfiroblast typu . Otwór Udry IG 7. Skala biało-czerwona— 1,5 cm. Strop rdzeni na górze zdjęcia
- Granite mylonites. Reverse sense of shearing. -type of porphyroblast. Udry IG 7 borehole. White-red scale bar — 1.5 cm. Top of drill-core on the top of photograph

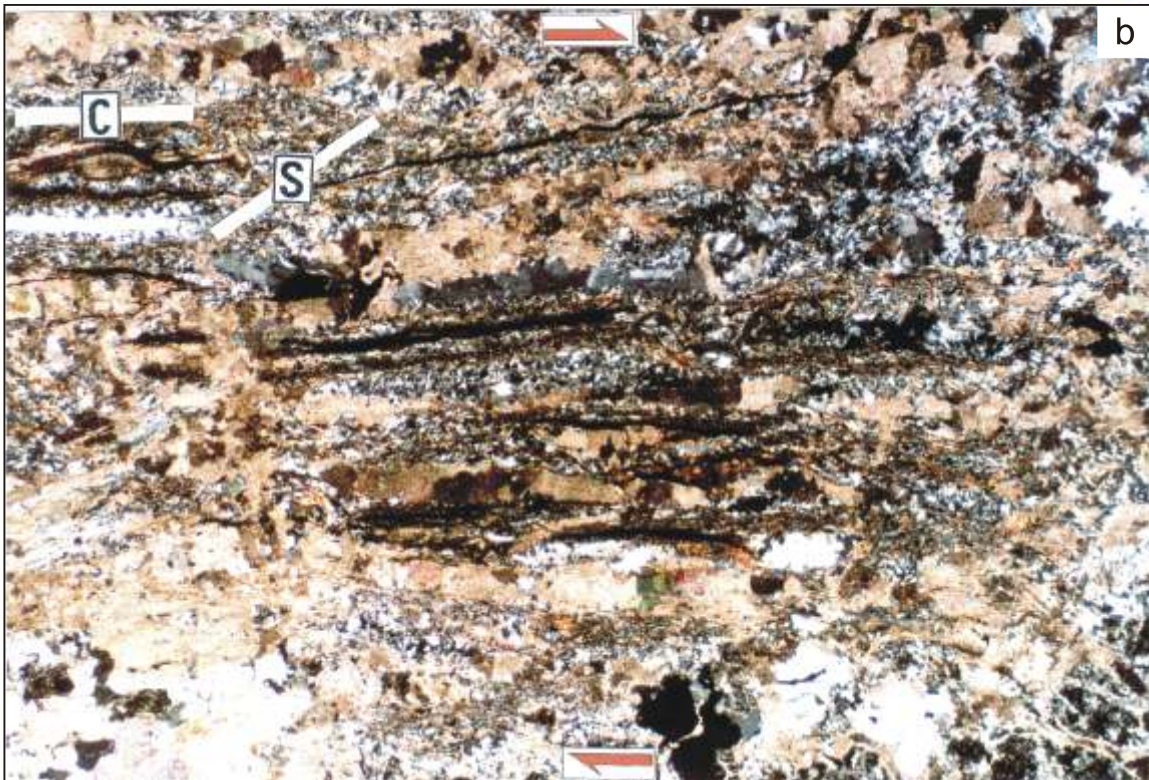
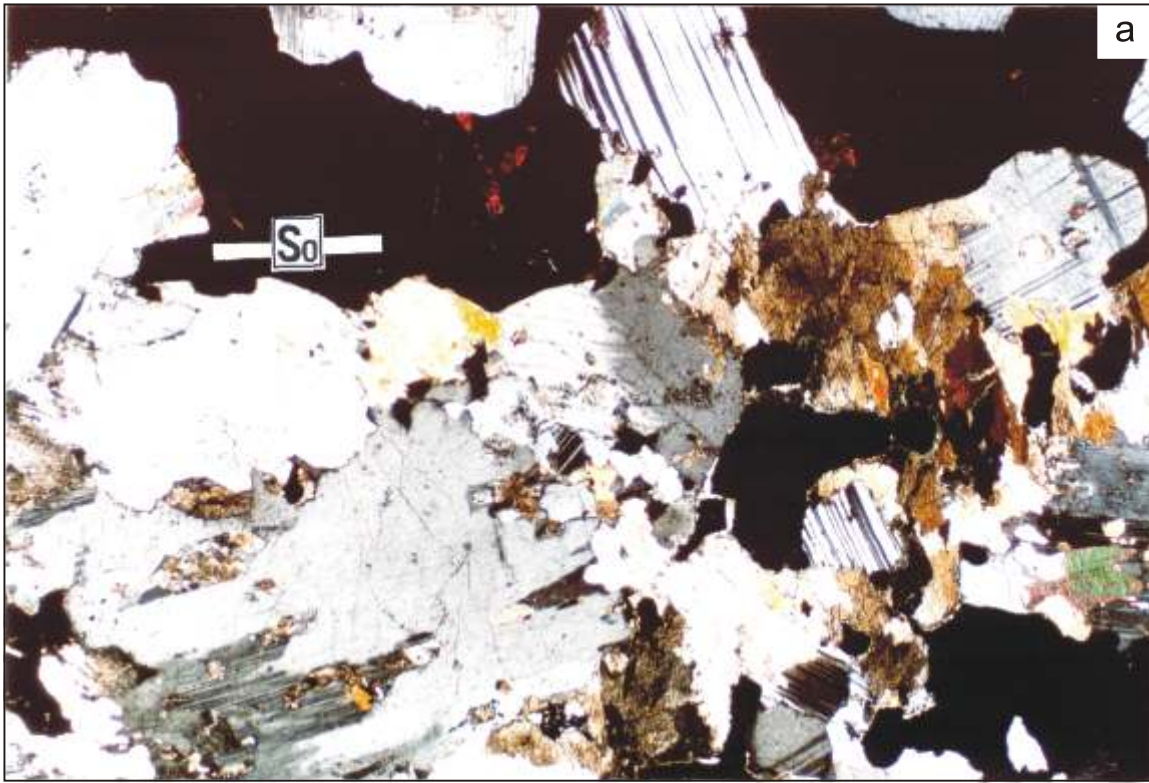


TABLICA III

Przykłady deformacji ściśniętych w mikroskali

Micro-structural examples of rotational deformation

- a. Pierwotne tabularne ziarna plagioklazowe wyznaczają pierwotną foliację magmową S_0 . Pomiędzy nimi pojawiają się mniejsze, dynamicznie zrekrytalizowane ziarna plagioklazowe. Protomylonit anortozytowy; głębokość 945,5 m. Otwór Udry IG 18. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20 razy
- Original tabular plagioclase grains indicate the S_0 primary magmatic foliation. Amongst them occur smaller dynamically recrystallised plagioclase grains. Anorthosite protomylonite. Udry IG 18 borehole; depth 945.5 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×
- b. Skłonność mikrowłóknisty typu S-C wyznacza prawoskrętny zwrot ścinania. Asymetryczny kształt porfiroklastów plagioklazowych, liczne podziarna. Ultramylonit anortozytowy; głębokość 1233,0 m. Otwór Udry IG 18. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 10 razy
- Microfabric obliquity of the S-C type defines dextral sense of shear. Asymmetric shape of the plagioclase porphyroclasts and frequent subgrains. Anorthosite ultramylonite; depth 1233.0 m. Udry IG 18 borehole. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 10×

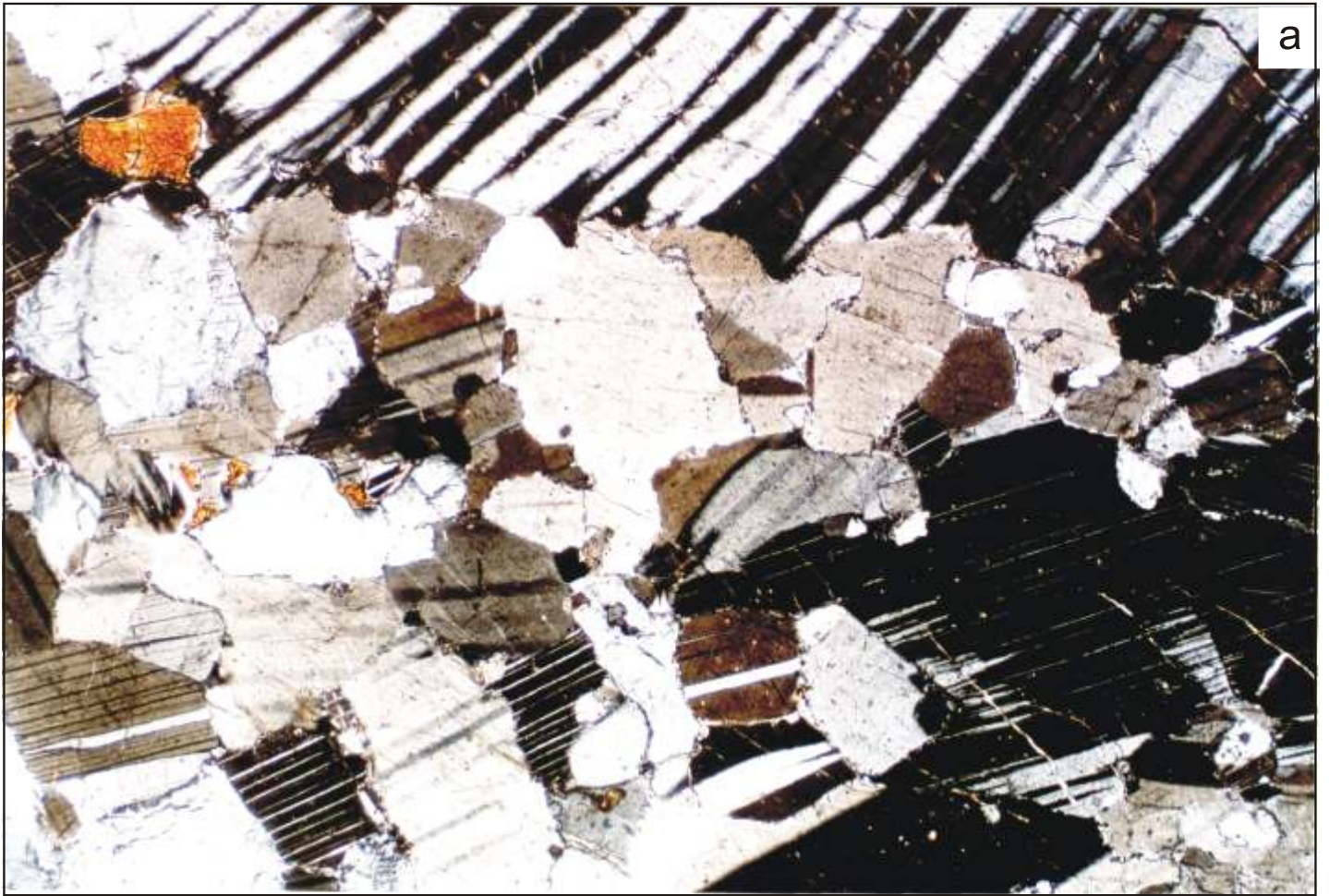


TABLICA IV

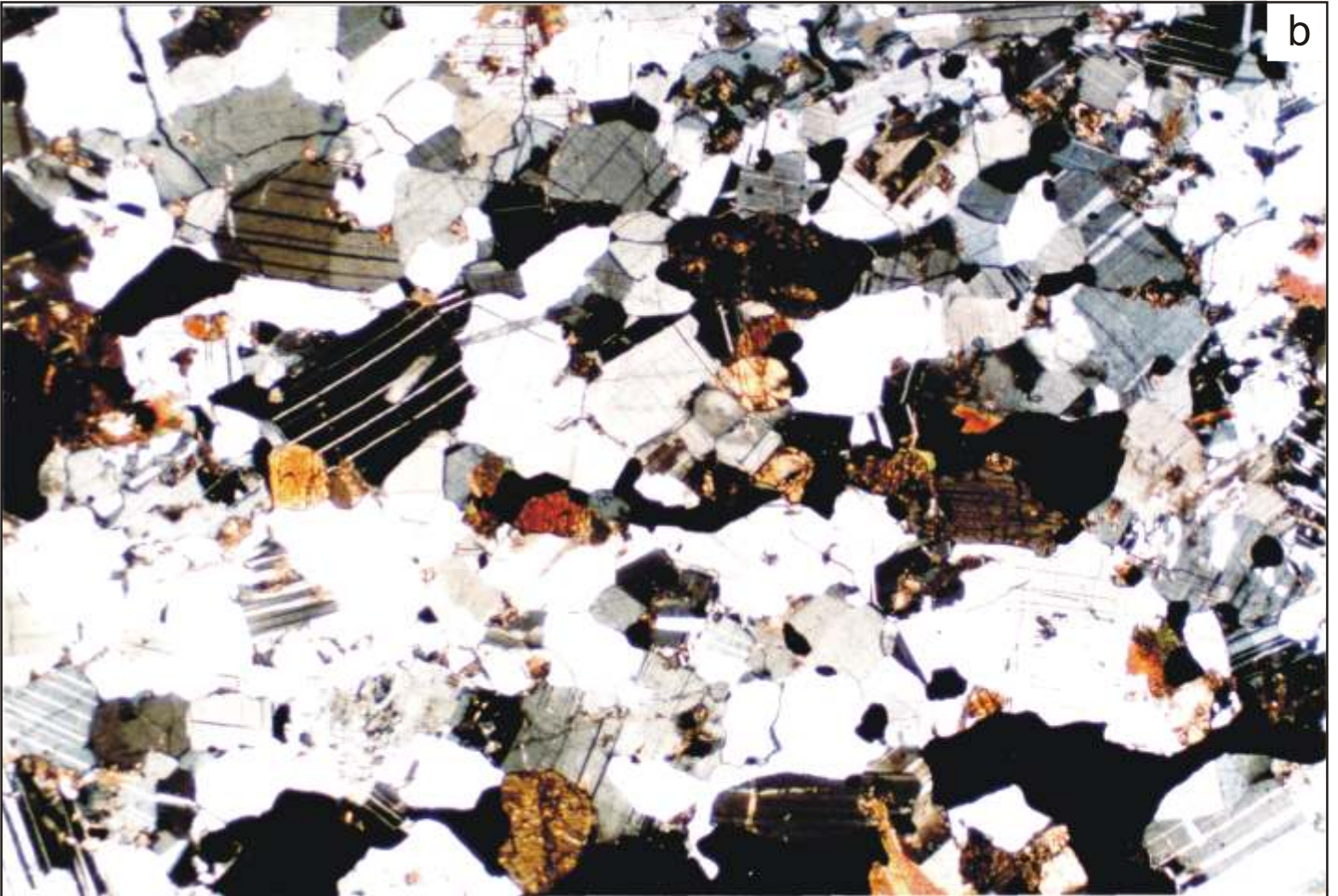
Przykłady deformacji ściśniętych w mikroskali

Micro-structural examples of rotational deformation

- a. Sko nie ustawione zbliżenia deformacyjne w plagioklazach. Dynamicznie zrekrytalizowane podziarna. Anortozyt mylonityczny. Otwór Udry IG 18; głębokość 1264,8 m. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20×
Oblique deformation twins in plagioclases and dynamically recrystallised subgrains. Anorthosite mylonite. Udry IG 18; depth 1264.8 m. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×
- b. Zrekrytalizowane ziarna występują wśród zbliżonych i mikrospękanych plagioklazów. Noryt rudny, mylonityczny; głębokość 1682,2 m. Otwór Udry IG 10. Mikrofotografia; nikole skrzyżowane; powiększenie 20×
Recrystallised grains occur amongst twinned and microfractured plagioclases. Mylonitic norite with ferrolites; depth 1682.2 m. Udry IG 10 borehole. Microphotograph; cross-polarised light; magnification 20×



a



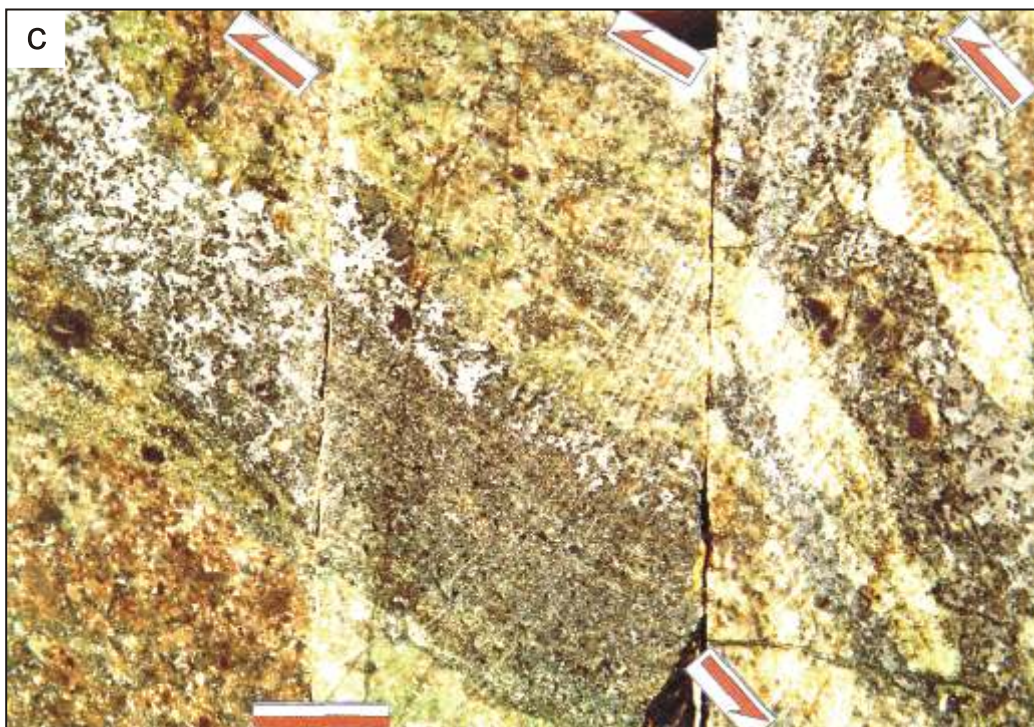
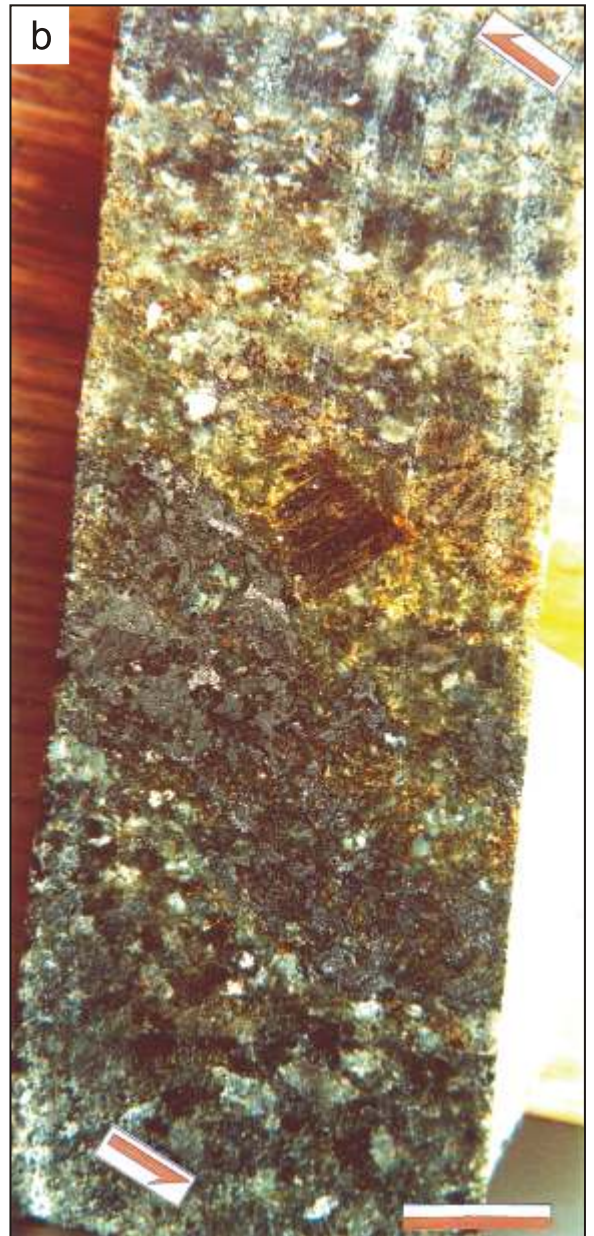
b

TABLICA V

Przykłady foliacji metamorficznej S_M i koplanarnej foliacji magmowej S_O z obszaru złoża „Udry”.
Strzałki wyznaczają zwrot ścinania podatnego

Examples of the S_M metamorphic foliation and coplanar S_O magmatic foliation from the “Udry” ore deposit.
Arrows indicate sense of ductile shearing

- a. Otwór Udry IG 16; gł boko ok. 1575,0 m. Skala białoczerwona — 1,5 cm
Udry IG 16 borehole; depth *ca.* 1575.0 m. White-red scale bar — 1.5 cm
- b. Otwór Udry IG 16; gł boko nieokreślona; skrzynka numer 594. Skala białoczerwona — 1,5 cm
Udry IG 16 borehole; unknown depth; box no. 594. White-red scale bar — 1.5 cm
- c. Trzy próbki z rdzenia otworu Udry IG 1. Gł boko (od lewej): 1024,5; 1040,2; 1032,3 m. Skala białoczerwona — 2 cm
Three samples of drill-cores from the Udry IG 1 borehole. Depths (from left to right): 1024.5; 1040.2; 1032.3 m. White-red scale bar — 2 cm



Zbigniew Cymerman — Strefy cinania podatnego na obszarze złota rud Fe-Ti-V „Udry” suwalskiego masywu anortozytowego

TABLICA VI

Przykłady struktur podatno-kruchych i kruchych z rdzeni ze złoża „Udry”

Examples of ductile-brittle structures from drill-cores of the “Udry” ore deposit

- a. Kataklazyt. Otwór Udry IG 4. Gł boko 997,5 m. Skala biało-czerwona — 0,5 cm
Cataclasite. Udry IG 4 borehole. Depth 997.5 m. White-red scale bar — 0.5 cm
- b. żyłki ciemnego pseudotachylitu w kataklazycie. Otwór Udry IG 2. Gł boko 1282,7 m. Skala biało-czerwona— 0,5 cm
Dark pseudotachylite veins in cataclasite. Udry IG 2 borehole. Depth 1282.7 m. White-red scale bar — 0.5 cm

