

NOWE REZULTATY BADAŃ MINERALIZACJI POLIMETALICZNEJ, PGE I REE W SUWAŁSKIM MASYWIE ANORTOZYTOWYM (NE POLSKA)

NEW RESULTS OF POLYMETALLIC, PGE AND REE MINERALIZATION RESEARCH IN THE SUWAŁKI ANORTHOSITE MASSIF (NE POLAND)

JANINA WISZNIEWSKA¹, EWA KRZEMIŃSKA¹, OLGA ROSOWIECKA¹, ZDZISŁAW PETECKI¹,
MICHAŁ RUSZKOWSKI², SYLWESTER SALWA³

Abstrakt. Suwałski masyw anortozytowy (SAM) występuje w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski w obrębie 200-kilometrowej długości magmowego terranu mezoproterozoicznych skał facji AMCG (anortozyty–mangeryty–charnockity–granity), zwanego kompleksem mazurskim. SAM odkryto w wyniku rozpoznania wiercniczego wyraźnych ujemnych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych. Z masywem anortozytowym są związane rozległe ujemne anomalie obu pól potencjalnych. Anomalię grawimetryczną otaczają pasma anomalii dodatnich wywołanych przez skały o podwyższonych gęstościach, takie jak: granitoidy, monzodiority i granodiority. Ujemną anomalię magnetyczną okalają pasma dodatnich anomalii o znacznych amplitudach, szczególnie mocno zaznaczające się od południa, zachodu i północy. Dodatkowo anomalie są związane z występowaniem skał o stwierdzonej, silnej podatności magnetycznej spowodowanej zawartością ferrolitów: skał ilmenitowo-magnetytowych z towarzyszącą im mineralizacją siarczków Fe-Cu-Ni-Co. Złoża rud Fe-Ti-(V) w SAM zostały odkryte przez Państwowy Instytut Geologiczny (PIG) we wczesnych latach 60. XX w., pod miąższym nadkładem fanerozoicznych skał osadowych, w obrębie małych dodatnich anomalii magnetycznych, w rejonie Krzemianki, Udryna, Jeleniewa i Jeziora Okrągłego. Złoża te udokumentowano za pomocą ok. 100 głębokich otworów wiercniczych, do głębokości 2300 m, a zasoby oszacowano w kat. C1 + C2 na ok. 1,5 mld ton rudy tytanomagnetytowej z wanadem, głównie w polu rudnym Krzemianka i Udryn. Wiek modelowy uzyskany metodą Re-Os NTIMS dla rud Fe-Ti-V i siarczków ze złóż Krzemianka i Jeziora Okrągłego wyniósł 1559 ± 37 mln lat ze stosunkiem początkowym $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1,16 \pm 0,06$. Uznano go za wiek całego masywu suwałskiego. Pomimo wieloletnich badań, głębina budowa i forma masywu nie są dokładnie rozpoznane. Obecnie są wykonywane geofizyczno-geologiczne modelowania 3D danych otworowych z wykorzystaniem pakietu oprogramowania OasisMontaj (Geosoft). Model 3D jest generowany w aplikacji GeoModeller 3D (Intrepid Geophysics) w celu rozpoznania prawidłowości geologicznych oraz interpretacji anomalii magnetyczno-grawimetrycznych na całym obszarze masywu, łącznie z osłoną.

Słowa kluczowe: suwałski masyw anortozytowy (SAM), magnetyka, grawimetria, modelowanie 3D, rudy Fe-Ti-V, siarczki polimetalu, Au-Ag, tellurki i REE.

Abstract. Suwałki Anorthosite Massif (SAM) occurs in the crystalline basement of NE Poland within 200 km of the magmatic, Mesoproterozoic AMCG (anorthosite–mangerite–charnockite–granite) rock suite terrane called the Mazury Complex. SAM was discovered as a result of the drilling research of the prominent negative magnetic and gravimetric anomalies. There is an extensive negative anomaly of both potential fields related to the anorthosite massif. Gravimetric anomaly is surrounded by the bands of positive anomalies caused by rocks with elevated densities, such as granitoids, monzodiorites and granodiorites. A negative magnetic anomaly is surrounded by the bands of positive anomalies with significant amplitudes, particularly strongly marked from the south, west and north. Positive magnetic anomalies are associated with the presence of rocks with proven strong magnetic susceptibility due to the content of ferrolites (ilmenite-magnetite rocks) with accompanying Fe-Cu-Ni-Co sulphide mineralization. Fe-Ti-(V) ore deposits in the SAM were discovered in the early 1960s, in the region of Krzemianka and Udryn, but also Jeleniewo and Jezioro Okrągłe, under a thick overburden of Phanerozoic

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: janina.wiszniewska@pgi.gov.pl.

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: ruszkowskimichal@wp.pl.

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świetokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce.

sedimentary rocks within small positive magnetic anomalies. These deposits were documented in about 100 deep boreholes to a depth of 2300 m, and the resources in C1 + C2 category were estimated for about 1.5 billion tons of titanium-magnetite ores with vanadium, mainly in the Krzemianka and Udryn ore fields. The model age obtained by the Re-Os NTIMS method for Fe-Ti-V ores and sulphides from the Krzemianka and Jezioro Okrągłe ore deposits was 1559 ± 37 Ma with an initial ratio of $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1.16 \pm 0.06$. This age was recognized as the age of the entire Suwałki Massif. Despite many years of research, the deep structure and the form of the massif has not been fully recognized. At present, geophysical and geological 3D modelling of borehole data is carried out using the OasisMontaj (Geosoft) software package. The 3D model is generated in the GeoModeller 3D application (Intrepid Geophysics) in order to recognize the geological correctness and interpretation of magnetic-gravity anomalies of the whole massif and its cover.

Key words: Suwałki Anorthosite Massif (SAM), magnetics, gravimetry, Fe-Ti-V ores, polymetallic sulphides, Au-Ag, telluride minerals and REE.

WSTĘP

Mezoproterozoiczny suwalski masyw anortozytowy (SAM), wraz z rozpoznanymi rudami Fe-Ti-V, jest fragmentem większej jednostki geologicznej pochodzenia magmowego – kompleksu mazurskiego. Zajmuje on północno-wschodni obszar polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Struktura ta rozciąga się w kierunku wschód-zachód, równoległe do północnej granicy Polski. SAM znajduje się pod ok. 800-metrową pokrywą fanerozoicznych skał osadowych i zajmuje obszar 250 km^2 (Wiszniewska, 2002), a jego centralną część stanowią anortozyty masywowe, otoczone pierścieniami norytów, gabronorytów i diorytoidów (fig. 1). Skały te należą do facji skał magmowych typu AMCG (anortozyty–mangeryty–charnockity–granity).

Są one związane ze strukturami tektonicznych głębokich rozłamów w skorupie ziemskiej. W literaturze światowej do niedawna przeważał pogląd o płaszczowym pochodzeniu

magm macierzystych dla anortozytów masywowych, jednak wyniki badań izotopowych i termodynamicznych wskazują na możliwe źródła dolnoskorupowe lub mieszane – płaszczowo-skorupowe (Duchesne i in., 1999; Morgan i in., 2000; Wiszniewska, 2002).

W obrębie norytów i anortozytów występują skały ilmenitowo-magnetytowe (ferrolity) z towarzyszącą im mineralizacją siarczków Fe-Cu-Ni-Co o genezie magmowej (Speczik, 1988; Wiszniewska, 2002; Wiszniewska, Peteciki, 2014). Suwalskie ferrolity były obiektem intensywnych prac dokumentacyjnych podczas planowania utworzenia Suwalskiego Okręgu Rud Żelaza w latach 70. i 80. XX w. Na podstawie kryteriów bilansowości, opracowanych w 1974 r., zasoby złóż rud żelaza położonych na głębokości 800–2300 m udokumentowano łącznie na 1,5 mld ton rudy, o zawartości średnio ok. 28% żelaza (Fe_2O_3), 7% tytanu (TiO_2) i 0,3% wanadu (V_2O_5) oraz 1–4% siarczków Fe-Cu-Co-Ni i innych polimetali. Złoża te mają budowę

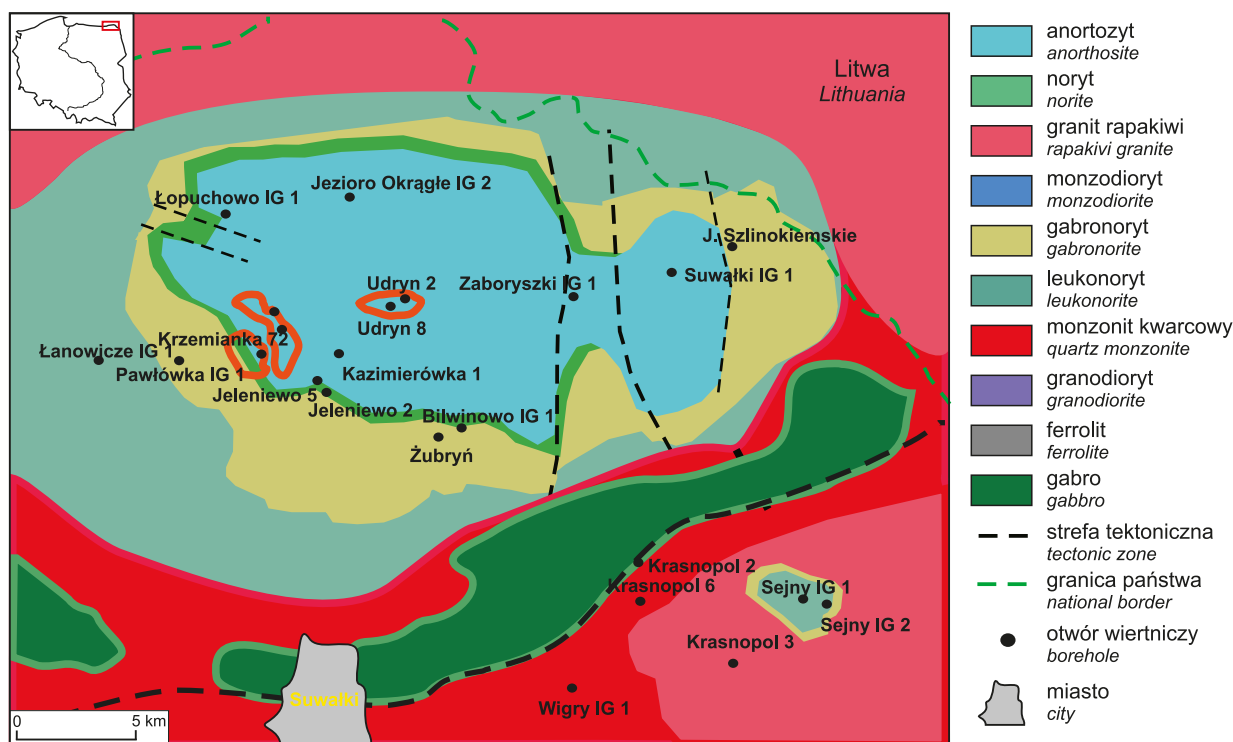


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna suwalskiego masywu anortozytowego (SAM)

Simplified geological map of the Suwałki Anorthosite Massif (SAM)

żyłowo-soczewową i są poprzecinane siecią wtórnych żył granitoidowych (Wiszniewska, 1993a; Wiszniewska, Krzemińska, 2017). Najbardziej zasobne poziomy rudonośne są zlokalizowane poniżej 800 m pod powierzchnią ziemi (do nawet 2400 m). Głównymi minerałami kruszcowymi w rudach są tytanomagnetyt i ilmenit oraz siarczki: pirotyt, piryt, chalkopiryt. Nowe wyniki badań geofizycznych i petrochemicznych dostarczają dodatkowych informacji na temat budowy wglębnej masywu i jego osłony oraz pozwalają na lepsze poznanie geochemii i mineralogii w nanoprzestrzeni dzięki zastosowaniu najnowszych metod instrumentalnych typu SEM-EDS, EPMA, SHRIMP IIe i TIMS.

BADANIA GEOFIZYCZNE

SAM odkryto w wyniku rozpoznania wiertniczego wyraźnych ujemnych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (Królikowski, Petecki, 1995; Petecki, Rosowiecka, 2017). Z masywem anortozytowym są związane rozległe ujemne anomalie obu pól potencjalnych. Anomalię grawimetryczną (fig. 2) otaczają pasma anomalii dodatnich, wywołanych przez skały o podwyższonych gęstościach, takie jak: granitoidy, monzodioryty i granodioryty (Cieśla, Wybraniec, 1998; Ryka, Podemski, 1998; Skridlaite i in., 2003). Ujemną anomalię magnetyczną (fig. 3) okalają

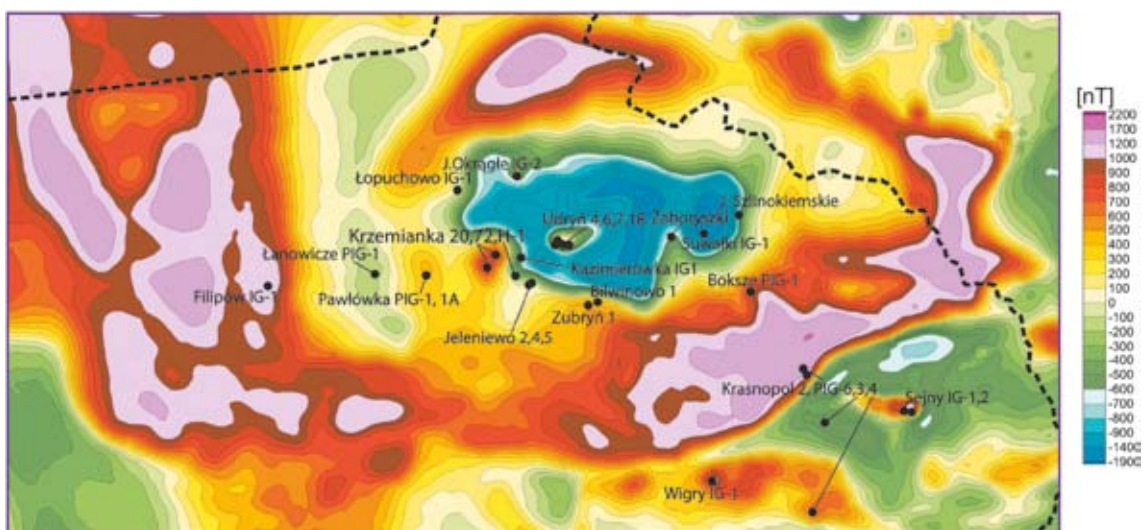


Fig. 2. Mapa anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera w rejonie SAM

Czarnymi punktami zaznaczono lokalizację głębokich otworów badawczych (patrz fig. 2–3)

Map of the Bouguer gravity anomalies in the SAM region

The location of deep boreholes is marked with black dots (Figs. 2–3)

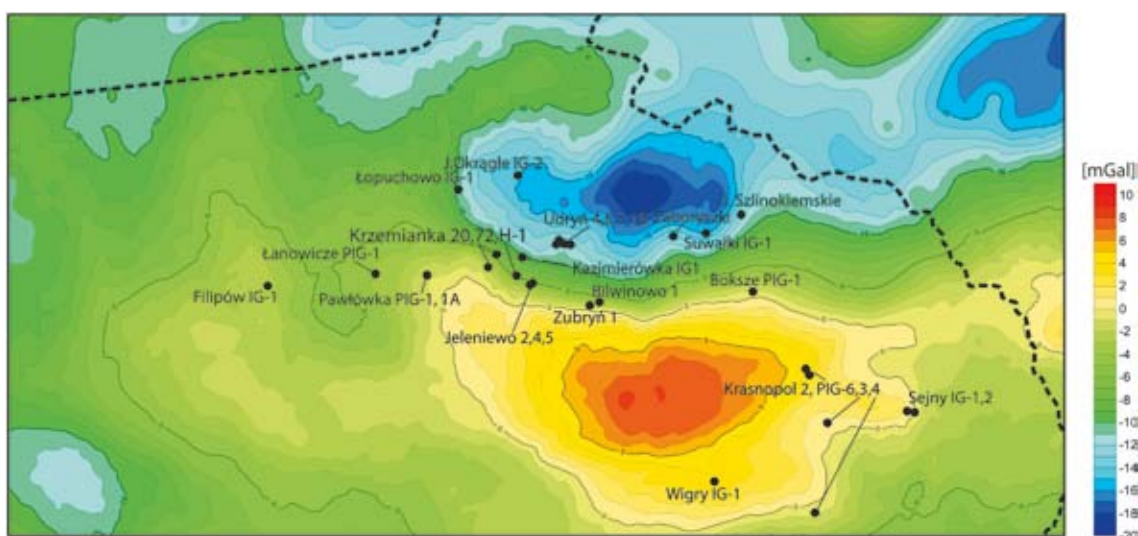


Fig. 3. Mapa anomalii magnetycznych ΔT w redukcji do bieguna w rejonie SAM

Map of the reduced to pole magnetic anomalies in the SAM region

pasma dodatnich anomalii o znacznych amplitudach, szczególnie mocno zaznaczają się od południa, zachodu i północy (Wiszniewska, Petecki, 2014). W obrębie wymienionej strefy, dodatnie anomalie są związane z występowaniem skał o stwierdzonej, silnej podatności magnetycznej spowodowanej zawartością tytanomagnetytu, hemoilmenitu, magnetytu i maghemitu (Mizeracka, 1982).

Podstawowym celem prowadzonych aktualnie prac geofizycznych jest wyjaśnienie genezy rozległej ujemnej anomalii magnetycznej SAM. Jedną z hipotez było przyjęcie odwrotnego namagnesowania skał anortozytowych (Cieśla, Wybraniec, 1998). Jednak istniejące dane pomiarowe wskazują na przewagę dodatnich wartości inklinacji anortozytów i względnie niskie wartości podatności magnetycznej (zał. 1)⁴. Podwyższona podatność występuje w obrębie stref rudnych i norytów. Pomiarów jednak mogą nie być reprezentatywne dla całego SAM, gdyż w większości wykonano je na rdzeniach otworów wiertniczych znajdujących się w okolicy masywów Udrynia i Krzemianki. Należało zatem założyć wewnętrzne zróżnicowanie właściwości petrofizycznych ciała anortozytowego, wzorując się np. na anortozytach norweskich (Brown i in., 2011).

Postawiony cel badań zostanie osiągnięty przez wykonanie modelu geofizyczno-geologicznego 3D, który będzie bazował na informacjach otworowych (litologii i stratygrafii, wspartych nowymi wynikami datowań), przekrojach geologicznych (opracowanych w wyniku połączenia interpretacji geologicznej z dwuwymiarowym modelowaniem geofizycznym) oraz na rozwiązywaniu zadań prostego i odwrotnego modelowania grawimetrycznego i magnetycznego. Modele 2D wzdłuż przekrojów geologicznych są obecnie opracowywane z wykorzystaniem pakietu oprogramowania OasisMontaj (Geosoft), a model 3D jest budowany w aplikacji GeoModeller 3D (Intrepid Geophysics). W pierwszym etapie model jest konstruowany na podstawie powierzchni stropowych poszczególnych wydzieleni stratygraficznych (w przypadku pokrywy osadowej) oraz litologicznych (w podłożu krystalicznym), a także powierzchni nieciągłości erozyjnych. Drugim krokiem jest wprowadzanie uskoku. Przepuszczalny ich przebieg można wskazać za pomocą np. wyznaczenia osi maksymalnych gradientów grawimetrycznych. Podczas konstrukcji modelu niezbędna jest znajomość sekwencji zdarzeń geologicznych. Poprawna konstrukcja tzw. słupka chronologicznego pozwoli m.in. na ograniczenie modelowanego ciała magmowego do konkretnej powierzchni erozyjnej czy wskazanego uskoku.

GEOLOGIA I TEKTONIKA MASYWU SUWALSKIEGO I JEGO OSŁONY

Masyw suwalski składa się z centralnie położonych anortozytów masywowych, zajmujących ok. 140 km² powierzchni, otoczonych pierścieniem norytów i gabro-

norytów (ok. 110 km²), które marginalnie przechodzą w odmiany gabr, leukogabr i diorytoidów. W masie anortozytów i norytów występują ciała ferrolitowe z podrzędną mineralizacją siarczkami Fe-Cu-Ni-Co. W osłonie masywu występują różne odmiany skał pośrednich i kwaśnych, np. monzodioryty, monzodioryty kwarcowe, monzonity, a także charnockity, enderbity i granodioryty. Różnorodne odmiany skał kwaśnych, nazywanych także granitami typu rapakiwi (Ryka, 1985), budują większą część kompleksu mazurskiego. Na podstawie wieloletnich badań wiertniczych przyjęto, że masyw anortozytowy tworzy elipsoidalną elewację typu diapirowego, którą przykrywały kompleksy skał norytowych, gabrowo-norytowych i diorytoidowych (fig. 1). Gabronoryty i diorytoidy z części centralnej zostały zerodowane w wyniku długotrwałej, postgotyjskiej penneplenizacji trwającej aż do dolnego kambru (Juskowiak, 1971, 1998; Znosko, 1973, 1998; Cieśla, Wybraniec, 1998).

Południowo-wschodnia i wschodnia granica SAM ze skałami osłony wykazuje wysokie wartości gradientu magnetycznego (500–1000 γ), co może być odzwierciedleniem występowania głębokiego rozłamu lub wręcz strefy kolizyjnej, wzdłuż której przemieszczał się diapir anortozytowo-norytowy. Z obserwacji wierceń prowadzonych na południe i na wschód od tego gradientu (otwory Sejny 1 i 2) oraz wiercenia w rejonie Lazdajki (Litwa) wynika, że diapir suwalski został wyniesiony ponad otaczające skały osłony w kompleksie mazurskim. W wyniku modelowań grawimetryczno-magnetycznych wzdłuż E–W przez masyw ocenia się, że spąg diapirowego znajduje się na głębokości 2,5–4,5 km (Wybraniec i in., 1993). Badania geofizyczne i tektoniczne pozwoliły również na precyzyjną lokalizację ciał z mineralizacją ilmenitowo-magnetytową oraz odtworzenie stylu tektoniki masywu. Ogólnie wyróżniono trzy wyraźne bloki tektoniczne: zachodni – blok Krzemianka–Udryn, centralny (obniżony wyraźnie) – blok Zaboryszek, wschodni (obniżony średnio) – blok Szlinokiemi. W obrazie tektonicznym dominuje równoległe i subrównoległe, południkowe uporządkowanie sieci uskoku. Wzdłuż tych kierunków odbywały się przesuwce przemieszczenia bloków względem siebie, udokumentowane powszechną obecnością poziomych rys tektonicznych w strefach uskukowych. Blok Zaboryszek jest wyraźnie obniżony, ukazując diorytoidy w obrazie kartograficznym, jak również blok Udryna i Krzemianki, z polem niezerodowanych norytów (fig. 1). Skały krystaliczne masywu suwalskiego i jego osłony są pocięte licznymi spękaniem i uskukami o zróżnicowanym charakterze kinematycznym. W strefach tych często występują granitoidy żyłowe, pegmatyty i aplity, a także utwory hydrotermalne, zwykle węglanowe, miejscami z mineralizacją siarczkową. Żyły kruszcowe, podobne do struktur węglanowych, mają grubość od kilku milimetrów do kilku centymetrów. W skład żył kruszcowych wchodzi najczęściej piryty i chalkopiryty. Soczewki siarczkowe o wymiarach dochodzących do 6 cm długości i 1,5 cm grubości pojawiają się sporadycznie, także wewnątrz stref uskukowych.

⁴ Załączniki są zamieszczone w wersji online artykułu (<https://biuletynpig.pl>).

Godnym nadmienienia jest fakt, że żyłki mogą być monomineralne lub złożone z wieloetapowych przyrostów siarczoków. W żyłach i strukturach węglanowych piryt i chalkopiryt często tworzą niewielkie, agregatowe skupienia, pojedyncze ziarna lub siateczkowy system przerostów.

MINERALOGIA RUD SUWALSKICH

W wyniku intensywne badań petrologiczno-geologicznych, geochemicznych i strukturalnych w latach 1977–1985 wyznaczono dwa pola złożowe – Krzemiankę i Udryn oraz dwa obszary perspektywiczne – Jeleniewo i Jezioro Okrągłe (Subieta i in., 1985) W rejonie Krzemianki udokumentowano w kat. C1+C2 ok. 1 mld ton rudy ilmenitowo-magnetytowej z wanadem, o średniej zawartości ok. 27% Fe, ok. 7% TiO_2 i ok. 0,3% V_2O_5 , natomiast w rejonie Udryna ok. 250 mln ton rudy w kategorii C2, o zbliżonych do złoża Krzemianki parametrach. Główne poziomy rudonośne znajdują się poniżej 800 m p.p.t. Rudy charakteryzują się budową żyłową oraz soczewową i zawierają 25–90% obj. minerałów kruszcowych (fig. 4).

Mineralizacja rudna ma dużą zmienność składu i form wykształcenia. Do najważniejszych minerałów kruszcowych należą tytano- i wanadonośny magnetyt (fig. 5), ilmenit, hematyto-ilmenit (fig. 6), spinel, tytanit oraz podrzędnie siarczki żelaza, miedzi, kobaltu i niklu, takie jak: pirotyn, pentlandyt, piryt, markasyt, bravoit, chalkopiryt, kubanit, sfaleryt, linneit, milleryt, mackinawit i chalkozyn (Kozłowska, Wiszniewska, 1990; Parecki, 1993; Wiszniewska, 2002). Siarczki Cu-Co-Ni-Zn występują w minerałach-gospodarzach, takich jak pirotyn, chalkopiryt i pentlandyt, w formie odmieszai i zrostów. Siarczkom tym często towarzyszą drobne skupienia minerałów ziem rzadkich. Poza strefami rudnymi, siarczki w anortozytach, gabronorytach, norytach i diorytach występu-

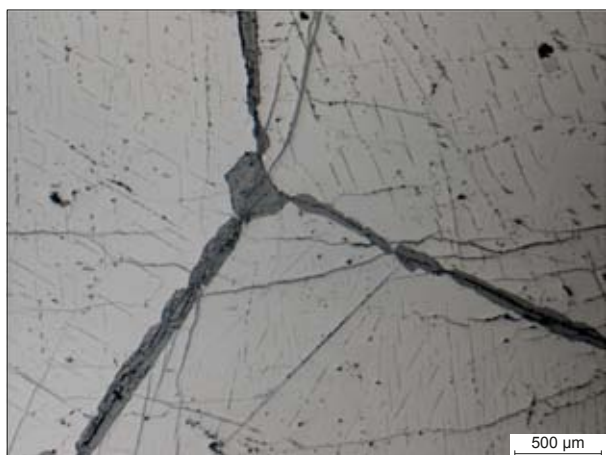


Fig. 5. Przerosty ziarn tytanomagnetytu z systemem odmieszai ilmenitowo-spinelowych w rudzie, podkreślone wydzieleniami ziarnistego pleonastu wzdłuż ziarn magnetytu (światło odbite, pow. $\times 10$)

Titanomagnetite grains intergrowths with an ilmenite-spinel lamellae system admixtures in the ores, underlined by granular pleonaste along magnetite grains (reflected light, magnification $\times 10$)



Fig. 4. Dystrybucja minerałów kruszcowych w poziomie rudonośnym Krzemianki

Distribution of ore minerals in the Krzemianka ore-bearing horizon

ją w formie rozproszonej lub drobnych żyłek wypełniających spękania i strefy złuznień. Najczęściej pojawiają się pojedyncze ziarna lub kilkuziarnowe skupienia chalkopiryty, pirotynu i pirytu. Sporadycznie na obrzeżach pirotynu są widoczne płomykowe wydzielenia pentlandytu (Wiszniewska, 1993a).

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA ZŁOŻA KRZEMIANKA

Złoże Krzemianka znajduje się w południowo-zachodniej części suwalskiego masywu zasadowego w sąsiedztwie skał jego osłony. Badania wiertnicze wykazały, że największe nagromadzenie rud żelaza znajduje się na kontakcie norytów i anortozytów, a miejscami na kontakcie norytów i diorytów. Złoże przyjmuje kształt łukowaty, osiągając największą

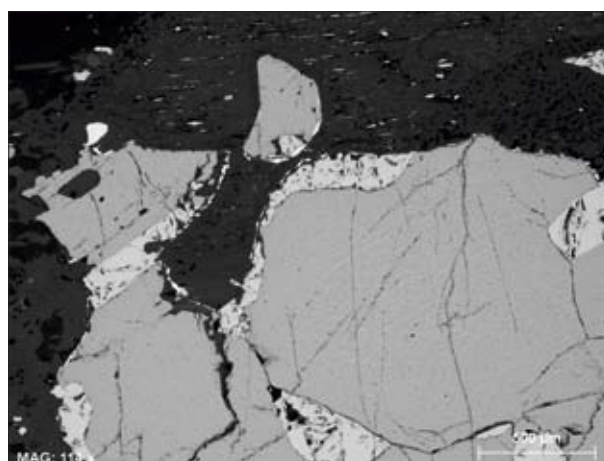


Fig. 6. Hematyto-ilmenit obrośnięty magnetytem bez odmieszai; widoczna obwódka dyfuzyjnego cyrkonu (otwór Udryn 2, głęb. 1335,0 m; obraz BSE, pow. $\times 10$)

Hemo-ilmenite covered with magnetite without admixtures; zirconium rim is visible (Udryn 2 borehole, depth 1335.0 m; BSE image, magnification $\times 10$)

szerokość, ok. 1,5 km, w miejscu maksymalnego wygięcia łuku. Okonturowana strefa złożowa osiąga ok. 4 km. Rudy występują w formie: szlir, gniazd, soczew, żył i pseudopokładów. Miąższość ciał rudnych waha się od kilku centymetrów do 145 m. Największe z nich osiągają do 1000 m, a ich szerokość dochodzi do 300 m. Granice między ciałami rudnymi a anortozytami i diorytami są ostre, reakcyjne, bardzo często podkreślone obecnością biotyty i kumingtonitu, natomiast granice między norytami a rudami mają przeważnie charakter płynny. Częste są przejścia od rudy przez noryty rudne, gabronoryty do leukonorytów. W takim przypadku granica między rudą a skałą płonną, która ją otacza, jest wyznaczona tylko przez kryteria bilansowości. Wymienione rozgraniczenia rud i skał płonnych miały kluczowe znaczenie dla konstruowania modelu przestrzennego rozmieszczenia ciał rudnych w strefie złożowej (Parecki, 1993). Trzeba zaznaczyć, że poszczególne ciała rudne były korelowane głównie na podstawie szczegółowych badań mineralogiczno-petrograficznych, przez systematyczne pobieranie próbek z serii rudnych i analizowanie wyników składu planimetrem zdecydowano o przypisaniu rudy określonemu ciału rudnemu. Drugim podstawowym czynnikiem, brany pod uwagę przy konstruowaniu przekrojów i map poziomów, było kryterium zgodności przebiegu wyinterpretowanego ciała rudnego z modelem złoża, opracowanym przez M. Subietę w 1970 r. W założeniu modelu ciała rudne mają ogólnie południkowy przebieg, przy ich zapadaniu pod średnim kątem 45° na zachód. W trakcie prac dokumentacyjnych udało się potwierdzić powyższe założenie. W celu ostatecznego wyjaśnienia modelu złoża w latach 1979 i 1980 odwiercono weryfikacyjne dublety otworów w środkowej partii złoża. W otworach tych na planowanych głębokościach osiągnięto z dużą dokładnością ciała rudne, których obecności właśnie tam oczekiwano. W początkowym okresie prac dokumentacyjnych przyjęto podział złoża na dwie odseparowane części: południowo-zachodnią i północno-wschodnią, uważając, że części te są oddzielone od siebie strefą dyslokacyjną. W ostatnim etapie badań nad modelem złoża – w którym wykonano wiercenia w strefach między umownymi częściami złoża oraz bardzo głębokie wiercenie (do ponad 2800 m), które miało ostatecznie wyjaśnić charakter spągu złoża w części SW – wykazano, że spągowe anortozyty NE części złoża łączą się ze spągowymi anortozytami SW części, a niektóre ciała rudne z części NE mają kontynuację w części SW. Tektonikę złoża wyjaśniono tylko częściowo. Niestety nie orientowano rdzeni do końca realizacji prac wiertniczych, co uniemożliwiło przestrzenne ukierunkowanie całego systemu spękań. Wyznaczono tylko główne strefy tektoniczne. Były one umiejscowione głównie w partii maksymalnego wygięcia strefy rudonośnej, gdzie kierowano się, jako wskaźnikiem korelacyjnym, rudami najbogatszego i najbardziej regularnie wykształconego ciała rudnego, oznaczonego w dokumentacji numerem 277. W pozostałych partiach złoża nie udało się wyinterpretować przebiegu niewielkich stref uskokowych, o których obecności świadczą bardzo liczne zlustrowania i gęsta sieć spękań.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA ZŁOŻA UDRYN

W wyniku prac dokumentacyjnych całkowitą powierzchnię złoża Udrzyn określono na 773 000 m². Strop skał krystalicznego podłoża, w którym są ulokowane soczewy rudne, znajduje się na średniej głębokości 870 m. Strefa przeobrażeń hipergenicznych skał krystalicznych sięga głębokości ok. 880 m. Pokrywą osadową tworzą skały kilku ogniw stratygraficznych: kambru, permu, triasu dolnego, jury środkowej i górnej, kredy i czwartorzędu. W obrębie wielu ogniw występują luki stratygraficzne związane z procesami wietrzenia. Obszar został wyznaczony i okonturowany anomalią geofizyczną Udrynia. Opisano w jej obrębie następujące skały krystaliczne: anortozyty, gabronoryty – klinopiroksenowe noryty, skały magnetytowo-ilmenitowe (ferrolity) (Wiszniewska, 1993b). Skały te mają rozmyte granice litologiczne. Wzajemnie się przerastają, tworząc wiele odmian przejściowych, takich jak: melagabronoryty, leukonoryty, leukogabronoryty lub melanoryty rudne. Skały magnetytowo-ilmenitowe (ferrolity) występują w formie soczewek, gniazd, żył i szlir, które układają się równolegle do siebie. Kontakty ferrolitów z norytami są niewyraźne, przejściowe, zapadające pod kątem 40–48°, natomiast kontakty rud z anortozytami są ostre, postrzępione lub faliste (fig. 7). Miejscami w rudach widać wyraźne tekstury kierunkowe. Zasoby złoża Udrzyn obliczone metodą Bołdyriewa wynoszą 263,5 mln ton, natomiast zasoby obliczone metodą średniej arytmetycznej – 253,6 mln ton. Różnica w otrzymanych wartościach nie przekracza 10%. Zasoby rud pozabilansowych obliczone pierwszą metodą wynoszą 125,2 mln ton, a drugą – 133,6 mln ton (zał. 2). Ogólne zasoby rud żelaza, tytanu i wanadu w złożu Udrzyn obliczone metodą Bołdyriewa określa się na 394,8 mln ton, a obliczone za pomocą średniej arytmetycznej na 393 mln ton. Do rud zaliczono skały ilmenitowo-magnetytowe zawierające ponad 15% żelaza (Wiszniewska, 1993b).

W złożu Udrzyn wydzielono cztery gatunki rud (Wiszniewska, 1993b):

1. bogate, o zawartości 60–90% obj. kruszców, w tym 50–75% magnetytu;
2. średnie (z plagioklazem), o zawartości 50–70% obj. kruszców, w tym 50–70% magnetytu;
3. ubogie, o zawartości 25–50% obj. kruszców, w tym 20–40% magnetytu;
4. pozabilansowe (z plagioklazami i piroksenami), o zawartości 20–25% obj. kruszców, w tym 16% magnetytu.

Rudy zawierają 25–90% obj. minerałów kruszczowych i zbudowane są głównie z tytano- i wanadonośnego magnetytu, ilmenitu, hematytu-ilmenitu, spinelu, tytanitu plagioklazu i piroksenu (fig. 8) oraz licznych siarczków Fe-Cu-Co-Ni, takich jak: pirotyt, pentlandyt, pirytyt, markasyt, bravoit, chalkopirytyt, kubanit, sfaleryt, linneit, milleryt, mackinawit i chalkozyn. Kryształy magnetytu i ilmenitu w rudach mają zwykle wymiary 1,0–10,0 mm, a jako mineralizacja rozproszona 0,2–0,5 mm. Rozmiary siarczków wynoszą 0,2–6,0 mm. Stosunek zawartości ilmenitu do magnetytu jest

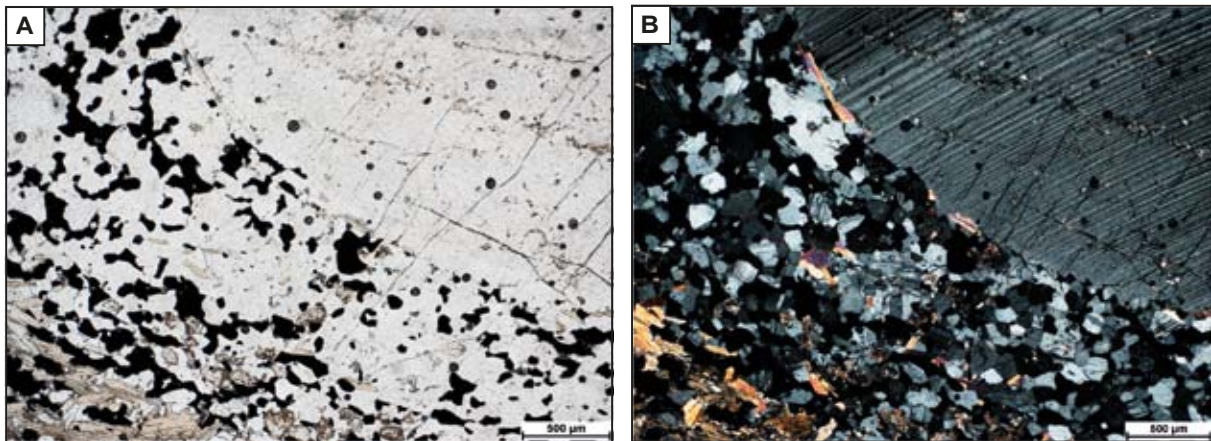


Fig. 7. Obraz mikroskopowy w świetle spolaryzowanym strefy przejściowej pomiędzy grubokrystalicznym anortozytem a norytem rudnym: A – nikole II; B – nikole × (otwór Udryn 7, głębokość 1315,0 m)

Microscopic image (polarized light) of the transition zone between coarse-grained anorthosite and ore-bearing norite:
A – II nicols; B – × nicols (Udryn 7 borehole, depth 1355.0 m)

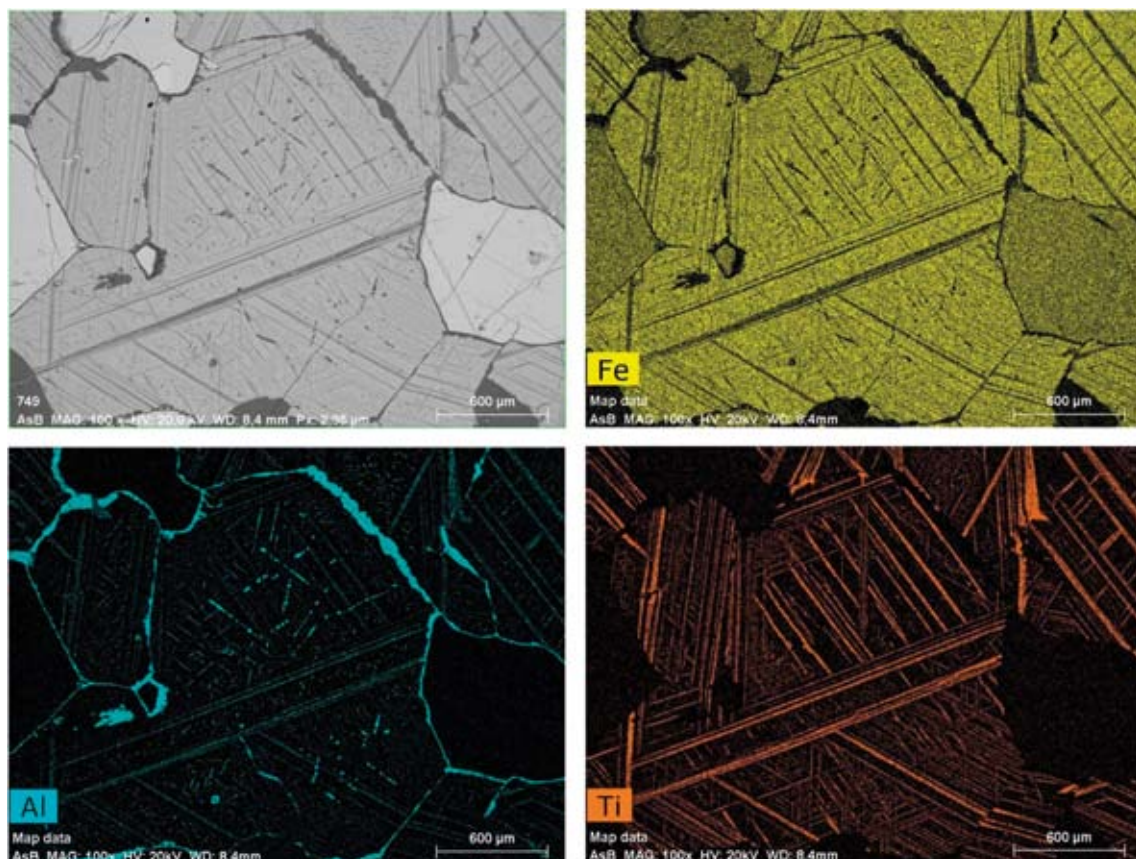


Fig. 8. Mapowanie SEM-EDS agregatu tytanomagnetytu z siatką lamelarnych odmieszai i kroplowych wydzieli ilmenitowo-spinelowych (obraz BSE, otwór Udryn 2, głęb. 1335,0 m)

SEM-EDS mapping of a titanomagnetite aggregate with a network of lamellar admixtures and droplet-like ilmenite-spinel grains (BSE image, Udryn 2 borehole, depth 1335.0 m)

zmienny – w rudach przeciętnie 1:4–10, a w skałach płonnych 1:2 (Wiszniewska, 1993a).

Do oznaczeń wieku krystalizacji rud Fe-Ti-V po raz pierwszy na świecie zastosowano nowatorską metodę izotopową Re-Os (Stein i in., 1998; Morgan i in., 2000; Wiszniewska, Stein, 2000). Uzyskany wiek modelowy Re-Os dla próbek minerałów kruszcowych pirotynu, piryty i magnetytu z trzech pól rudnych (Krzemianki, Udryna i Jeziora Okrągłego) wyniósł 1536 ± 67 mln lat z wysokim stosunkiem $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1,13 \pm 0,13$. Po wyłączeniu z regresji mniej radiogenicznych próbek z Udrynia, wiek modelowy dla złóż Krzemianki i Jeziora Okrągłego to 1559 ± 37 mln lat ze stosunkiem początkowym $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1,16 \pm 0,06$. Uznano go za wiek całego masywu suwalskiego. Wyniki badań izotopów stabilnych $\delta^{34}\text{S}$ wskazywały na magmową genezę współwystępujących z rudami Fe-Ti-V siarczków pirotynu, pentlandytu i chalkopiryty (Wiszniewska, Jędrysek, 1998).

Przeprowadzono także oznaczenia wieku modelowego $T_{\text{ND}}\text{DM}$ dla skał suwalskich (Claesson, Ryka, 1999; Wiszniewska, 2002). Wiek ten obejmuje okres 1,95–2,2 mld lat i określa czas ekstrakcji stopów pierwotnych ze zubożonego płaszczka, wskazując jednocześnie, że obszary źródłowe magm macierzystych były położone w obrębie paleoproterozoicznej dolnej skorupy, czyli w najbliższym podłożu batolitu suwalskiego. Produktami topienia była seria skał bogata w H_2O , stąd obecność serii granitów z hornblendą i biotytem, oraz seria związana z zespołem anortozytowo-ferrodiorytowym i charnockitowym, wymagająca suchych magm i bardziej redukcyjnych warunków (Duchesne i in., 2010). Synchronicznie mogły krystalizować różne zestawy skał, składające się na kompleks AMCG. Potwierdzają to nowe wyniki bezpośredniego badania wieku U-Pb krystalizacji cyrkonów (SHRIMP IIe – PIG-PIB w Warszawie) z poszczególnych komponentów batolitu suwalskiego (Wiszniewska, Krzemińska, 2017), od granitoidów typu A do polibarycznie krystalizujących ze stopów „suchych” charnockitów i anortozytów.

Skały krystaliczne są pocięte uskokami, a ich obecność potwierdzają strefy skał silnie spękanych i zbrekcjowanych. Na szerokich płaszczyznach spękań są widoczne liczne rysy i lustra tektoniczne. Stwierdzono też żyły mikrogranitoidów i pegmatytów o grubości od kilku centymetrów do kilkunastu metrów, a ich wiek oceniono uprzednio metodą K/Ar na 1,34–1,39 mld lat (Jarmołowicz-Szulc, 1990). Ostatnie badania geochronologiczne, przeprowadzone w Pracowni Mikrosondy Jonowej SHRIMP IIe/MC w PIG-PIB w Warszawie w ramach grantu NCN, przyniosły nowe rezultaty oznaczeń geochronologicznych granitowych żył aplitowych przecinających złożę Udryn. Określono wiek krystalizacji w zakresie od $1495,0 \pm 11$ do $1488,7 \pm 4$ mln lat, który jest bardzo zbliżony do wieku intruzji Filipów – ostatniej z intruzji skał kwaśnych facji AMCG w kompleksie mazurskim, wynoszącym ok. 1498 mln lat (Krzemińska, Wiszniewska, 2017).

RODZAJE I GATUNKI RUD

Ruda ze złóż Krzemianka i Udryn jest złożoną rudą ilmenitowo-magnetytową ze zmienną zawartością siarczków niklu, kobaltu i miedzi oraz zmienną zawartością minerałów płonnych: plagioklazów, piroksenów, spineli z grupy pleonast–hercynit i akcesorycznie występującym biotytem, apatytem i kumingtonitem. Głównymi minerałami rudnymi są: magnetyt wanadonośny, ilmenit i akcesorycznie występujący pirotyn z pentlandytem oraz chalkopiryty z kubanitem. Stosunki ilościowe między wymienionymi minerałami są bardzo zmienne, w zależności od poszczególnych ciał rudnych, ale główny odwrotny stosunek korelacyjny stwierdzono między zawartością magnetytu i plagioklazów. Na ogół wraz ze wzrostem magnetytu rośnie zawartość pozostałych minerałów kruszcowych, jak również spineli z grupy pleonast–hercynit. Zawartość ilmenitu i siarczków jest stała. Dokumentatorzy ustalili następującą makroskopową klasyfikację rud (Parecki, 1993):

- noryty rudne i ubogie rudy piroksenowe o zawartości 15–22% Fe;
- rudy piroksenowe o zawartości 22–25% Fe;
- rudy plagioklazowe o zawartości 25–35% Fe;
- rudy spinelowe o zawartości 35–48% Fe;
- rudy brekcjowe.

Podany podział, przydatny w codziennej praktyce, był jednak zbyt mało precyzyjny przy ustalaniu jakości rudy zależnej od zawartości związków tytanu występujących w magnetycie. Wprowadzono więc w życie zaproponowaną przez Kubickiego i Siemiątkowskiego (1979) rozbudowaną klasyfikację opartą na chemicznym oznaczeniu zawartości procentowej TiO_2 we frakcji magnetycznej rudy. Według tej klasyfikacji występują cztery następujące gatunki rud:

1. zawartość TiO_2 w magnetycie wynosi $< 2,5\%$;
2. zawartość TiO_2 w magnetycie wynosi $2,5\text{--}5,0\%$;
3. zawartość TiO_2 w magnetycie wynosi $5,0\text{--}7,5\%$;
4. zawartość TiO_2 w magnetycie wynosi $> 7,5\%$.

Gatunkową klasyfikację rud sprawdzono również w badaniach technologicznych w Instytucie Metali Żelaznych (IMŻ) w Gliwicach pod kierunkiem R. Krukiewicza. Podane w wynikach IMŻ zawartości TiO_2 w rudzie surowej dotyczą całej rudy, a nie tylko frakcji magnetycznej. Podziału na gatunki dokonano w Przedsiębiorstwie Geologicznym (PG) w Warszawie na podstawie analiz chemicznych zawartości TiO_2 we frakcji magnetycznej (tab. 1).

Jak wynika z wyszczególnionych danych, podział rudy na gatunki na podstawie badań chemicznych w pełni potwierdzono badaniami technologicznymi. Wyniki tych badań również potwierdziły przydatność badanych rud dla hutnictwa (Parecki, 1993).

PORÓWNANIE ZŁOŻA UDRYN ZE ZŁOŻEM KRZEMIANKA

Na podstawie porównania danych petrograficznych, mineralogicznych i geochemicznych stwierdzono, że oba złoża nie wykazują istotnych różnic w składzie mineralnym, chociaż w rejonie Udryna obserwuje się silniejsze zaangażowanie tektoniczne skał. Występują tu dużo częściej żyły granitów i hydrotermalnych skał żyłowych. Ponadto rudy Krzemianki są bardziej wzbogacone w wanad. Dowiodły tego uzyskane metodą hydrometalurgicznej przeróbki magnezytu koncentraty wanadonośne (Wiszniewska, 1993a).

BADANIA MINERAŁÓW SIARCZKOWYCH W MIKROOBSZARZE

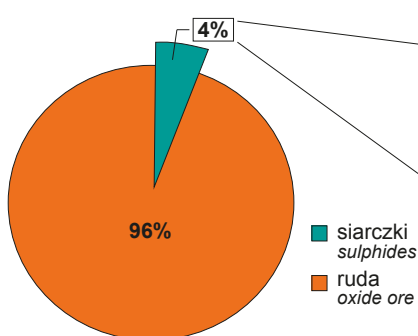
W rudach i otaczających je skałach płonnych w ilościach podrzędnych występują minerały akcesoryczne, np. tytanit, rutyl i hematyt oraz siarczki żelaza, miedzi, niklu i kobaltu. Najczęściej spotykanymi siarczkami są: piryt, pirotyn, chalkopiryt i pentlandyt. Stanowią one 1–4% obj. skały, a miejscami mogą przekraczać nawet 10% (fig. 9). Występują one pod postacią rozproszonej mineralizacji w obrębie rud i skał oraz w formie żyłek i większych skupień. Oprócz głównych siarczków są również obserwowane ich modyfikacje wtórne, takie jak: kobaltyn, bornit, chalkozyn, mackinawit, linneit, milleryt, markasyt i bravoit (fig. 10–13). Kruszcze te współwystępują z tlenkami Fe pod postacią wspólnych agregatów lub tworzą skupienia monomineralne. Najczęściej jednak są spotykane jako wprysnięcia lub wypełnienia interstycjalne. W strefach, gdzie nie ma masywnych ferrolitów, siarczki występują w bardzo niewielkich ilościach. Najczęściej pojawiają się jako pojedyncze ziarna lub kilkuziarnowe skupienia chalkopirytu, pirotynu i pirytu. Sporadycznie na obrzeżach pirotynu widoczne są płomykowe wydzielania pentlandytu (Wiszniewska, 1993a, 2002).

Tabela 1

Gatunkowa klasyfikacja rud Fe-Ti-V w masywie suwalskim
Grade classification of Fe-Ti-V ores in the Suwałki Massif

Zawartość	Ruda surowa [%]	Koncentrat magnetytowy [%]
I gatunek rudy		
Fe	17,0–25,0	65,0–66,5
TiO	4,5–6,0	0,9–2,5
SiO	30,0–35,0	1,5–3,0
V	0,10–0,13	0,45–0,55
Wychód	–	16,0–23,0
II gatunek rudy		
Fe	29,0–35,0	62,0–65,0
TiO	5,0–9,0	2,7–4,7
SiO	15,0–30,0	2,1–2,9
V	0,10–0,25	0,50–0,55
Wychód	–	17,0–55,0
III gatunek rudy		
Fe	30,0–40,0	62,0–63,0
TiO	6,0–9,0	5,3–6,5
SiO	12,0–25,0	1,1–2,3
V	0,2–0,3	0,5–0,55
Wychód	–	24,0–55,0
IV gatunek rudy		
Fe	42,0–45,0	61,0–62,0
TiO	9,0–10,0	8,0–9,0
SiO	11,0–12,0	0,7–1,2
V	0,25–0,35	0,5–0,6
Wychód	–	60,0–65,0

Procentowa zawartość siarczków w rudzie
Percentage content of sulphides in the ore



Procentowa zawartość poszczególnych siarczków
Percentage distribution of individual sulphides

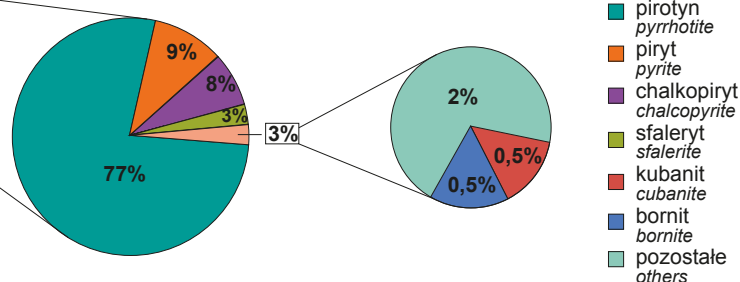


Fig. 9. Zawartość procentowa poszczególnych siarczków w rudzie

Percentage content of individual sulphides in the ore

Ostatnio przeprowadzone badania w mikroobszarze, na aparaturze SEM-EDS i EPMA, pozwoliły na rozpoznanie nieznaną dotąd mineralizacji pierwiastkami szlachetnymi, np. Au-Ag, związanej z koncentracjami minerałów-nośników LREE oraz przejawami mineralizacji telluronośnej (fig. 13). W dużych kryształach siarczków Cu, Ni i Co są obecne domieszki minerałów ziem rzadkich LREE, m.in.: La, Ce i Nd (o składzie zbliżonym do monacytu i bastnäsytu), miejscami też Pt. Przyjmują one postać form gniazdowych, o bardzo skomplikowanej budowie wewnętrznej, których średnice w siarczkach Ni i Co wahają od 15 do 175 μm , a w siarczkach Cu dochodzą do 450 μm (Ruszkowski, 2017, 2018).

Obok mineralizacji Au-Ag-REE rozpoznano niezwykle ciekawe obwódki o składzie cyrkonowo-hafnowym, odwzorowujące granice ziaren tlenków Fe-Ti: ilmenitu, hematytu-ilmenitu i tytanomagnetytu (fig. 14). W niektórych przypadkach obwódki otaczały również siarczki Cu i Fe związane z mineralizacją tlenkową. Geneza tych obwódek jest nadal w trakcie wyjaśniania (Ruszkowski, Wiszniewska, 2018). W strefach rudnych, zmienionych wtórnie hydrotermalnie, widoczne są samodzielne, drobne, rozproszone minerały telluru, których wielkość nie przekracza 25 mm. Najczęściej obserwuje się formy pojedynczych wtrąceń o rozmiarach 4–10 mm. Analizy geochemiczne wielu skupień tego typu w hydrotermalnych siarczkach wykazały, że zawierają one 0,4–0,7% wag. telluru, zwłaszcza odmieszanych w millerycie (Ruszkowski, 2018). Są one zazwyczaj zgrupowane w małe skupienia, które układają się zgodnie z przepływem gorących roztworów, penetrujących strefy rudne. Kolejną grupę wydzieleni mineralnych stanowią odizolowane, bardzo rozproszone nagromadzenia złota. Występują one niezwykle rzadko. Nie zaobserwowano skupień tego typu ziarn składających się z więcej niż czterech wydzieleni (Ruszkowski, 2018). Pojedyncze kruszce Au osiągają maksymalnie do 20 μm średnicy.

W kilku ziarnach siarczków rozpoznano drobne submikroskopowe wrostki minerałów szlachetnych z grupy PGE (*Platinum Group Elements*) (fig. 15).

PODSUMOWANIE

Suwalski masyw anortozytowy (SAM) charakteryzuje się ujemnymi anomaliami magnetycznymi i grawimetrycznymi. Anomalie grawimetryczne są związane z częścią centralną masywu anortozytowego. Otacza go kilka anomalii pozytywnych, które odzwierciedlają występowanie gęstszych skał, takich jak: granit, noryt, gabro i granodioryt. Duża anomalia magnetyczna ma odzwierciedlać efekt ujemnej inklinacji resztkowego namagnesowania skał anortozytowych. Hipotezę tę potwierdzono za pomocą modelowania magnetycznego wzdłuż profilu DSS POLONAISE'97 P4. Istniejące pomiary geofizyczne nie wykazują jednak dominujących ujemnych inklinacji, chociaż dowodzą bardzo wysokiego namagnesowania resztkowego anortozytów. Wyraźne resztkowe anomalie magnetyczne Udryna i Krze-

mianki są związane ze złożami rud Fe-Ti z wanadem, rozpoznany dzięki głębokim odwiertom. Potencjał surowcowy suwalskiego masywu anortozytowego w północno-wschodniej Polsce jest ogromny. Masyw ten zawiera w obrębie udokumentowanych dwóch pól złożowych (Krzemianki i Udryna) ok. 1,5 mld ton rudy tytnomagnetytowej z domieszką wanadu, o średniej zawartości ok. 28% Fe_2O_3 , 7% TiO_2 i ok. 0,3% V_2O_5 .

Na podstawie dostępnych danych geofizycznych, terenowych i wiertniczych sugeruje się, że spąg masywu anortozytowego sięga 2,5–4,5 km głębokości. Jest więc oczywiste, że budowa geologiczna SAM i otaczającego go obszaru nie jest w pełni rozpoznana. Problem powinien zostać rozwiązany za pomocą nowoczesnych metod badawczych, m.in. transformacji geofizycznych i modelowania 3D dostępnego w PIG-PIB. Obecnie prowadzone w ramach grantu NCN 2015/17/B/ST10/03540 innowacyjne badania na precyzyjnej aparaturze SEM-EDS, EPMA i SHRIMP IIe/MC w Środowiskowym Laboratorium Niskotemperaturowej Skaningowej Mikroskopii Elektronowej Cryo-SEM Uniwersytetu Warszawskiego oraz Laboratorium Mikroskopy Jonowej w PIG-PIB w Warszawie pozwoliły na wgląd w nanoprzestrzeń minerałów i skał suwalskich oraz precyzyjne określenie ich składu mineralnego i geochemicznego. W wyniku tych prac badawczych, nad mineralizacją siarczkową i ich związkami pomiędzy tlenkami kruszcowymi, zaobserwowano w siarczkach domieszki minerałów pierwiastków szlachetnych. Siarczkowo-tlenkowe agregaty są w większości hipautomorficzne lub ksenomorficzne. Wiele siarczków występuje w postaci inkluzji i wypełnień interstycjalnych w strukturach tektonicznych. Nanoinkluzje minerałów-nośników pierwiastków ziem rzadkich (La, Ce, Nd), PGE, Au i cyrkonu występują głównie w obrębie siarczkowej mineralizacji rozproszonej. Odkryto wiele nowych związków pierwiastków szlachetnych i REE w formie wrostków, przerostów i domieszek w minerałach-gospodarzach. Ich obecność może wpływać na zwiększenie opłacalności eksploatacji tych uprzednio dobrze rozpoznanych rud metali podstawowych Fe-Ti-V. Ostatecznym wynikiem badań będzie rozpoznanie struktury przestrzennej SAM i jego otoczenia. Przeprowadzono badania geochronologiczne (metoda SHRIMP U-Pb na cyrkonach i tytanicie) oraz tektoniczne korelacje międzyotworowe większych struktur tektonicznych i rozłamów w obrębie masywu. Rozpoznano możliwe związki struktur tektonicznych z procesami magmowymi, np. wypełnianie pegmatytami, aplitami, żyłami kwarcowymi, w tym podobieństwa ich składu mineralnego. Określono wieki pegmatytów i aplitów granitowych metodą U-Pb SHRIMP IIe na cyrkonach. Wiek krystalizacji żył aplitowych wynosi od 1495 ± 11 do $1488,7 \pm 4$ mln lat. Nowe wyniki badań minerałów akcesorycznych, przeprowadzonych w obrębie mineralizacji polimetalicznej, mogą pogłębić naszą wiedzę o ewolucji wciąż nie w pełni rozpoznanego suwalskiego masywu anortozytowego, znanego tylko z materiału geologicznego odzyskanego z głębokich odwiertów.



Fig. 10. Duże ziarno pirotytynu z odmieszaniem pentlandytu, chalkopiryty i bravoitu w otoczeniu tlenków Fe-Ti (światło odbite, pow. $\times 10$)

Large grain of pyrrhotite with admixtures of pentlandite, chalcopyrite and bravoite surrounded by Fe-Ti oxides (reflected light, magnification $\times 10$)

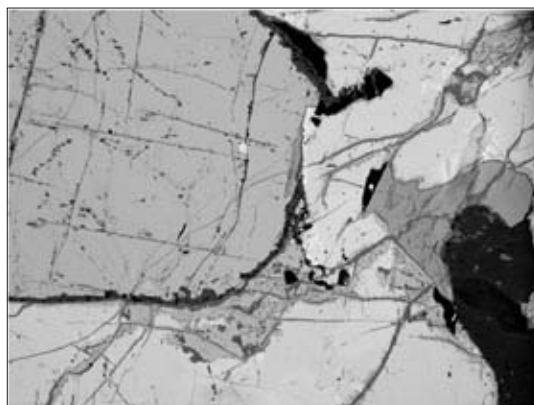


Fig. 11. Kontakt magnetytu z pirotytnem; w pirotytnie widoczne płomykowane wydzielenia pentlandytu (obraz BSE, pow. $\times 10$)

Magnetite/pyrrhotite contact; flake precipitates of pentlandite visible in the pyrrhotite grain (BSE image, magnification $\times 10$)

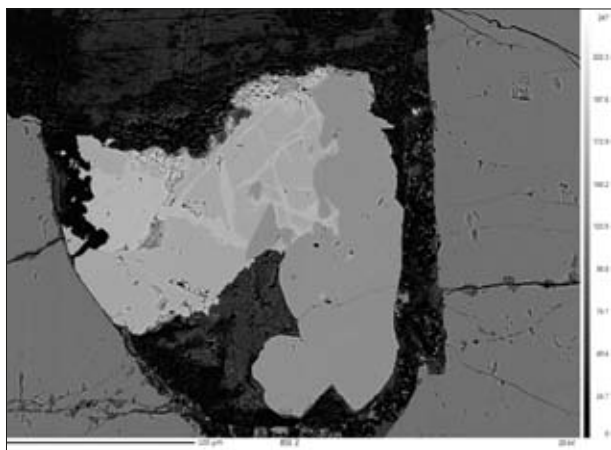


Fig. 12. Odmieszania siarczków niklu na pograniczu ziaren chalkopiryty i pirotytynu

Admixtures of nickel sulphides at the margin zone between chalcopyrite and pyrrhotite

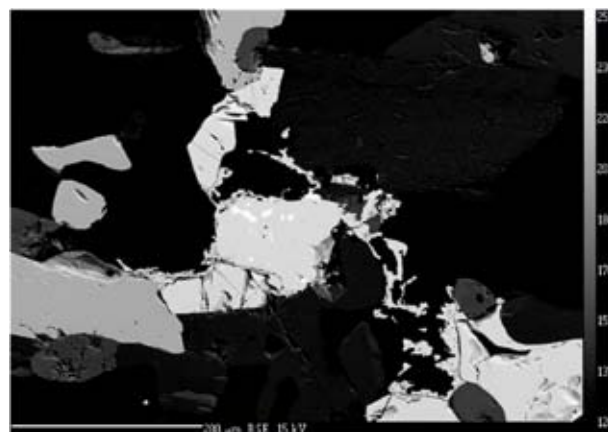


Fig. 13. Odmieszania mineralów telluru (jasne punkty) w pirycie

Admixtures of tellurium minerals (bright points) in pyrite grains

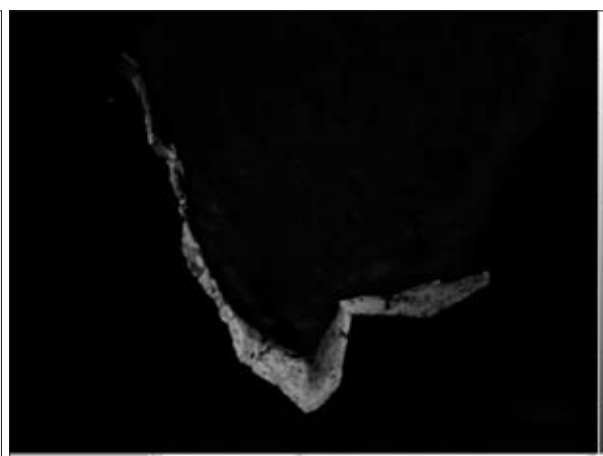
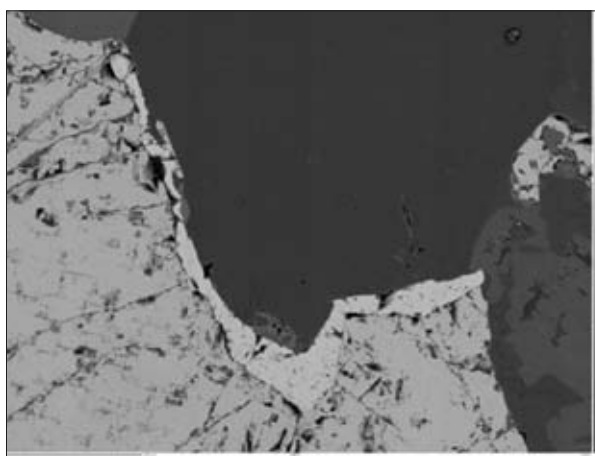


Fig. 14. Obrazy BSE i CL obwódki cyrkonowej wokół ziarna magnetytu (widoczna zonalność)

BSE and CL images of zirconium rim around a magnetite grain (zoning visible)

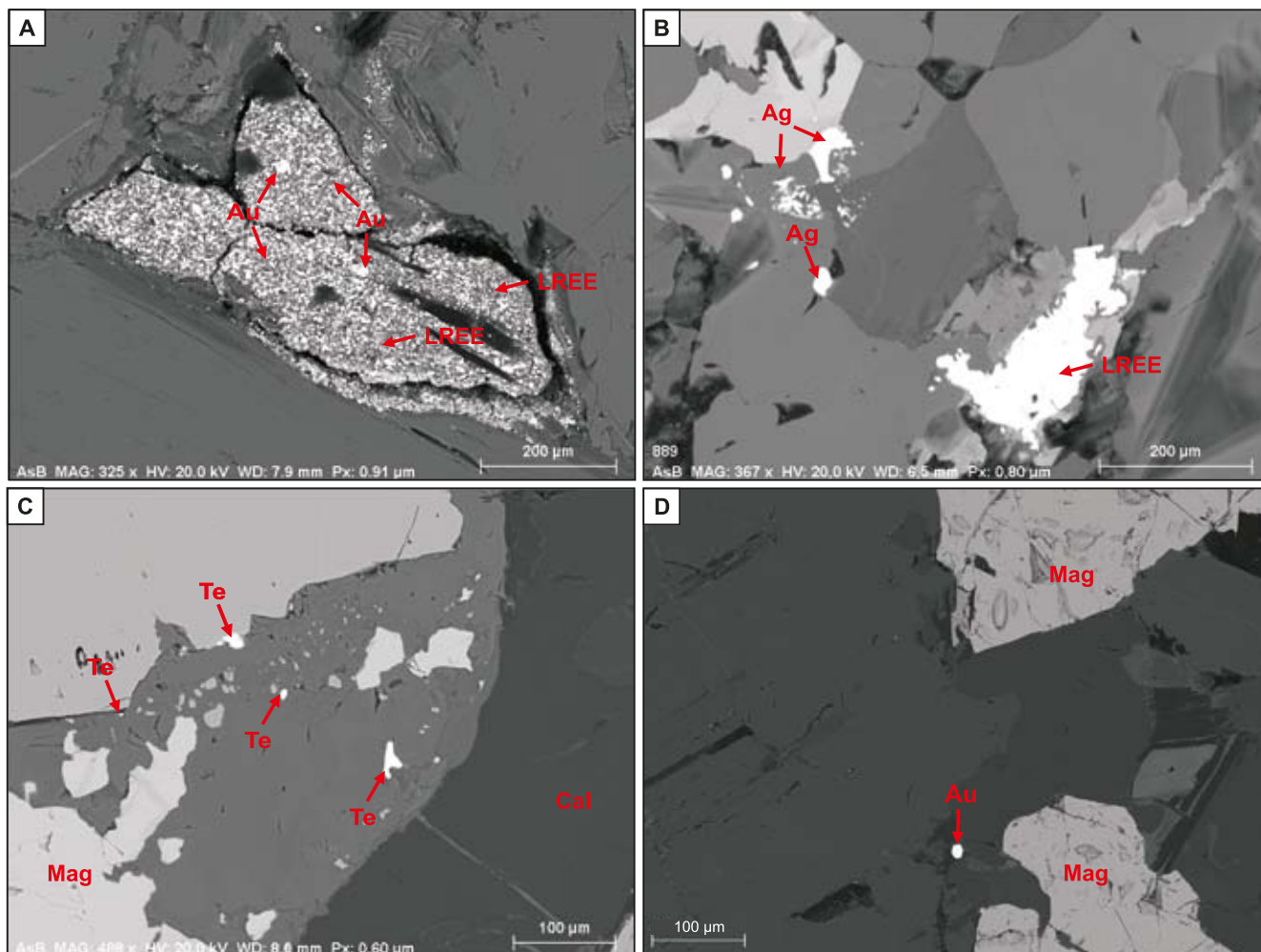


Fig. 15. A. Gniazdowe nagromadzenie LREE i Au. **B.** Koncentracje mineralów LREE oraz przejawy mineralizacji tellurowej. **C.** Mineralizacja telluru w strefie zmienionej hydrotermalnie. **D.** Samodzielne ziarno złota rodzimego

A. Nest accumulation of LREE and Au. **B.** Concentrations of LREE minerals and small occurrences of telluric mineralization. **C.** Tellurium mineralization in the hydrothermal zone. **D.** Single grain of native gold

Siarczkowe mineralizacje Fe-Cu-Co-Ni mają również znaczenie jako produkt uboczny przy eksploatacji rud tytanomagnetytowych. Zawartości siarczków osiągają miejscami nawet do 10% objętości rud tlenkowych. Nie były one dotychczas ujmowane w bilansie zasobowym tych rud.

Konfliktowość ewentualnej eksploatacji złóż rud Fe-Ti-V, ze względu na środowisko naturalne Suwalszczyzny oraz głębokość zalegania tego złoża, jest zrozumiała, jednak rozwijająca się technologia wydobywcza daje nadzieję, że w przyszłości w znacznym stopniu będzie można ograniczyć negatywne oddziaływanie kopalni na środowisko. Prowadzenie dalszych badań podstawowych w suwalskim rejonie okazuje się potrzebne i bardzo wskazane w epoce błyskawicznie zmieniających się nowych technik laboratoryjnych i badawczych.

Badania przeprowadzono w ramach grantu NCN 2015/17/B/ST10/03540.

LITERATURA

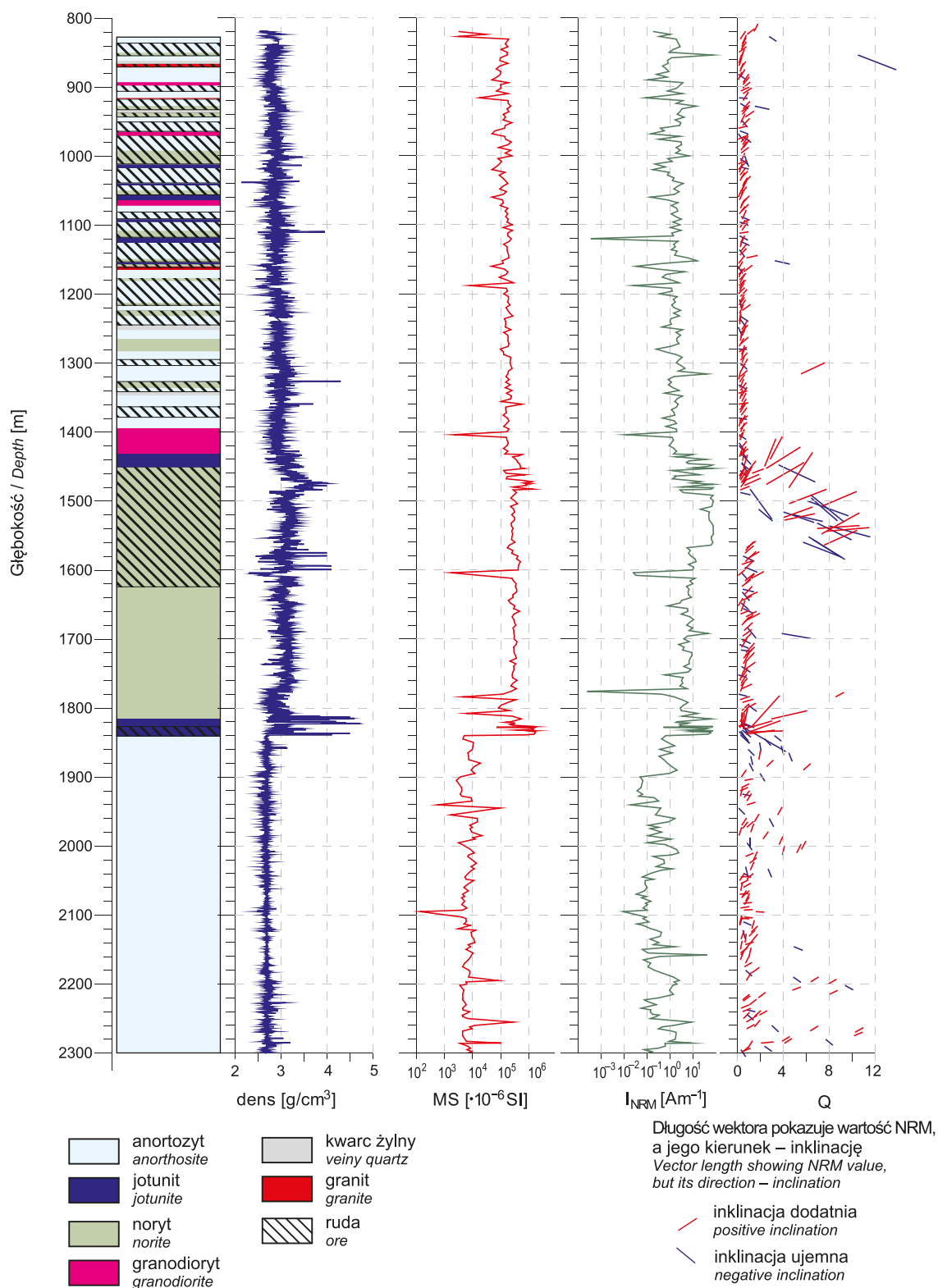
- BROWN L.L., McENROE S.A., PECK W.H., NILSSON L.P., 2011 – Anorthosites as Sources of Magnetic Anomalies. *W: The Earth's Magnetic Interior* (red. E. Petrovsky i in.). *IAGA Sp. Sopron Book Series*, **1**: 321–342.
- CIEŚLA A., WYBRANIEC S., 1998 – Geophysical studies of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 27–38.
- CLAESSON S., RYKA W., 1999 – Nd model ages of the precambrian crystalline basement of NE Poland. *W: 7th EUROBRIDGE Workshop. Abstracts*. Szelment k. Suwałk, May 26–30: 17–19.
- DUCHESNE J.-C., LIEGOIS J.P., VANDER AUWERA J., LONGHI J., 1999 – The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, **11**, 2/3: 100–105.
- DUCHESNE J.-C., MARTIN H., BAGIŃSKI B., WISZNIEWSKA J., VANDER AUWERA J., 2010 – The origin of ferro-potassic A-type granitoids-the case of Hb-Bt granite suite of Mesoproterozoic Mazury Complex, NE Poland. *The Can. Mineralog.*, **48**: 947–968.

- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1990 – Dane geochronologiczne suwalskiego masywu anortozytowego. *Arch. Miner.*, **44**, 2: 59–68.
- JUSKOWIAK O., 1971 – Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 7–172.
- JUSKOWIAK O., 1998 – Occurrence, structure and mineral diversity of rocks from the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **141**: 53–77.
- KOZŁOWSKA A., WISZNIEWSKA J., 1990 – Genetic aspects of textures and structures of ore minerals of the Suwałki Massif (NE Poland). *Arch. Miner.*, **44**, 2: 69–87.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 – Atlas Grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., SIEMIATKOWSKI J., 1979 – Mineralizacja kruszcowa suwalskiego masywu zasadowego. *Biul. Inst. Geol.*, **316**: 5–128.
- MIZERACKA K., 1982 – Zbiórce opracowanie wyników pomiarów parametrów magnetycznych i gęstościowych próbek skał suwalskiego masywu zasadowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MORGAN J.W., STEIN H.J., HANNAH J.L., MARKEY R.J., WISZNIEWSKA J., 2000 – Re-Os study of Fe-Ti-V oxide and Fe-Cu-Ni sulfide deposits, Suwałki Anorthosite Massif, northeast Poland. *Miner. Deposita*, **35**: 391–401.
- PARECKI A., 1993 – Historia udokumentowania złoża Krzemianka. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 558–564.
- PETECKI Z., ROSOWIECKA O., 2017 – A new magnetic anomaly map of Poland and its contribution to the recognition of crystalline basement rocks. *Geol. Quart.*, **61**, 4: 934–945.
- RYKA W., 1985 – The evolving of old Precambrian structures in the marginal zone of the East European Platform. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, **A-16**: 175.
- RYKA W., PODEMSKI M. (red.), 1998 – Geology of the Suwałki Anorthosite Massif (northeastern Poland). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**.
- RUSZKOWSKI M., 2017a – Characterization of the Fe-Ti-V ores and the accompanying sulphide mineralization in the Suwałki massif. *Miner. Sp. Papers*, **46**: 44–45.
- RUSZKOWSKI M., 2017b – Sulphides mineralization accompanying the Fe-Ti-V ore deposits within the Suwałki massif. *Miner. Sp. Papers*, **46**: 45–46.
- RUSZKOWSKI M., 2018 – Wstępne wyniki badań mineralizacji Au-Ag-Te, REE i PGM w złożach Fe-Ti-V suwalskiego masywu anortozytowego (północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, **66**, 4: 219–221.
- RUSZKOWSKI M., WISZNIEWSKA J., 2018 – Wstępne rozpoznanie obwódek cyrkonowo-hafnowych wokół minerałów kruszczowych w złożach Fe-Ti-V w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, **66**, 2: 107–110.
- SKRIDLAITE G., WISZNIEWSKA J., DUCHESNE J-C., 2003 – Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and Southern Lithuania: west of the East European Craton (red. J. Vander-Auwera). *Precambrian Res. Sp. Issue*, 305–326.
- 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**: 200–210.
- STEIN H.J., MORGAN R.J., MARKEY R., WISZNIEWSKA J., 1998 – A Re-Os study of the Suwałki Anorthosite Massif, North-East Poland. *Geophysical J.*, **4**, 20: 111–114. Inst. Geoph. NAN Ukrainy, KIEV.
- SUBIETA M., SAMOCIUK S., DEPCIUCH T., JUSKOWIAK O., KUBICKI S., KURBIEL H., MARCINOWSKI B., SIEMIATKOWSKI J., SMAGAŁA S., TUREK S., WISZNIEWSKA J., 1985 – Dokumentacja geologiczna złoża żelaza tytanu i wana-du, Udryń, w kat. C2. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WISZNIEWSKA J., 1993a – Mineralizacja kruszcowa w skałach masywu suwalskiego. *W: Przewodnik LXIV Zjazdu PTG* (red. O. Juskowiak): 29–36. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WISZNIEWSKA J., 1993b – Złoża rudy ilmenitowo-magnetytowej Udryń. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 565–567.
- WISZNIEWSKA J. (red.), 1998 – Udryń (oprac. zbiorcze). *Profilę Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **90**.
- WISZNIEWSKA J., 2002 – Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **401**: 1–96.
- WISZNIEWSKA J., JĘDRYSEK M.O., 1998 – Wstępne badania izotopowe $\delta^{34}\text{S}$ i $\delta^{13}\text{C}$ nad genezą mineralizacji siarczkowej, węglanowej i grafitowej w skałach maficznych złóż Fe-Ti w Masywie Suwalskim (NE Polska). *Prz. Geol.*, **46**, 4: 359–364.
- WISZNIEWSKA J., KRZEMIŃSKA E., 2017 – Peraluminous vein granites from the Suwałki Anorthosite Massif and their tectonic significance – evidence from zircon age study by SHRIMP IIe/MC. *Miner. Sp. Papers*, **47**: 40.
- WISZNIEWSKA J., PETECKI Z., 2014 – Mezoproterozoiczne złoża rud tytanomagnetytowych w suwalskim masywie anortozytowym i jego środowisko geologiczne. *Gór. Odkryw.*, **55**, 2/3: 44–51.
- WISZNIEWSKA J., STEIN H.J., 2000 – Re-Os ages for the Suwałki ore deposits, NE Poland. Zastosowanie Izotopów w geologii. Ogólnopolska Konferencja. Kraków, 12 lutego 2000: 27.
- WISZNIEWSKA J., PETECKI Z., POLECHOŃSKA O., KRZEMIŃSKA E., 2017 – Geotectonic setting of the Suwałki Anorthosite Massif (NE Poland) – constraints for 3D geological modelling. *W: Geophysical Research Abstracts*, 19. EGU 2017.
- WYBRANIEC S., CIEŚLA E., PETECKI Z., 1993 – Badania geofizyczne obszaru suwalskiego. *W: Przew. 64. Zjazdu PTG na Ziemi Suwalskiej*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZNOSKO J., 1973 – Postępy w rozpoznaniu geologicznym Ziemi Suwalsko-Augustowskiej po 20 latach od zjazdu PTG w 1973 r. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 552–558.
- ZNOSKO J., 1998 – Tectonic Atlas of Poland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

Suwałki Anorthosite Massif (SAM) is characterized by magnetic and gravimetric negative anomalies. The gravimetric one is related to the central part of the anorthosite massif. It is surrounded by a few positive anomalies that reflect occurrences of denser rocks, such as granite, monzodiorite and granodiorite. The large magnetic anomaly is supposed to reflect an effect of negative inclination of remanent magnetization of anorthosite rocks. This hypothesis was confirmed by magnetic modelling along DSS POLONAISE'97 profile P4. Existing measurements, however, do not show prevailing negative inclinations, even though they prove very high remanent magnetization of anorthosites. Pronounced residual magnetic anomalies of Udryn and Krzemianka are related to Fe-Ti-(V) ore deposits recognized by deep boreholes. Based on potential field data, it was suggested that the base of anorthosite reaches a depth of 2.5–4.5 km. Thus, it is evident that the geological architecture of SAM and its surrounding area is not fully recognized. The problem is supposed to be resolved using modern methods of geophysical transformations and 3D modelling using GeoModeller software. The final result of the research is the recognition of the spatial structure of SAM and its surroundings. Geochronological studies (U-Pb SHRIMP method on zircons and titanite) and tectonic correlations between boreholes were carried out in the SAM area. Sulphide mineralization and the relationships between the oxide ores have been checked. The dominant Fe-Cu-Co sulphide mineralization with admixtures of minerals of precious elements was also observed. The sulphide-oxide mineral aggregates

are mostly hypautomorphic or xenomorphic. Many of sulphides occur as inclusions and interstitial fillings in tectonic structures. Nano-inclusions of REE (La, Ce, Nd), PGE, Au and zircon minerals were present mostly in sulphide Fe-Cu-Co-Ni dispersed mineralization. Possible connections of tectonic structures with magmatic processes and pegmatite, aplite, and quartz veins, including their mineral compositions, have been analyzed. Age determinations of pegmatite and aplite have been made using the U-Pb SHRIMP IIe method on zircon grains. The crystallization age of aplite veins ranges from 1495 ± 11 Ma to 1488.7 ± 4 Ma. New results of accessory minerals studies in polymetallic mineralization may increase our knowledge of the Suwałki Anorthosite Massif evolution, which is still not fully recognized and known only from geological material recovered from deep drillings. Fe-Cu-Co-Ni sulphide minerals are also of great importance as a by-product in the use of titanomagnetite ores. The sulphide content is in places up to 10% of the total volume of Fe-Ti-V oxide ores. They have not yet been included in the resource balance of these ores. The conflict in the possible exploitation of Fe-Ti-V ores due to the natural environment of the Suwałki region and the depth of this deposit is understandable; however, with the mining technology being developed, it will be possible in the near future to significantly reduce the negative impact of the mine on environmental issues. Further basic research in the Suwałki region is needed and highly recommended in the era of rapidly changing new laboratory and research techniques.

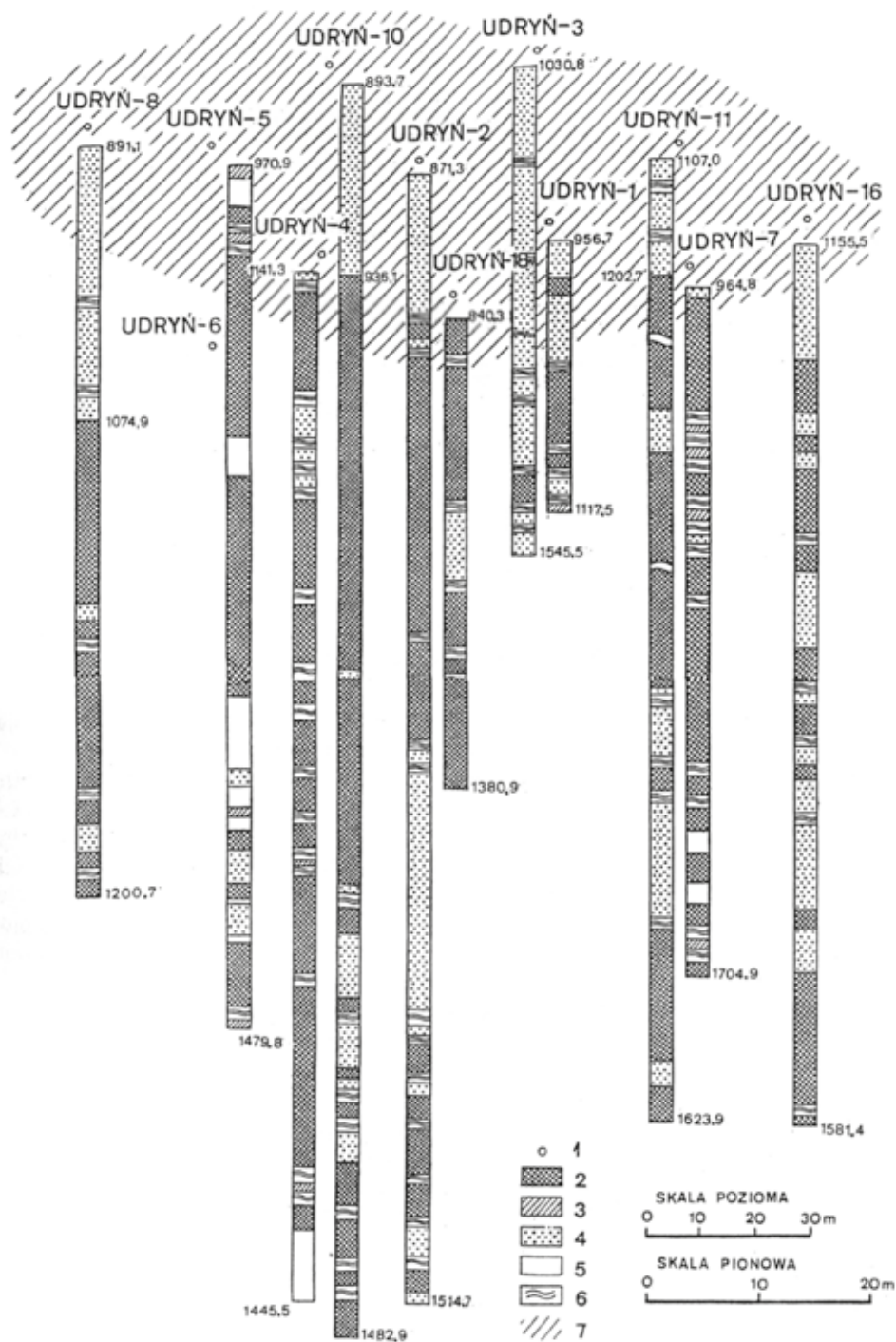


Profil litologiczny otworu wiertniczego Jeleniewo 5 w zestawieniu z wynikami badań petrofizycznych

dens – gęstość objętościowa; MS – podatność magnetyczna; I_{NRM} – natężenie naturalnej pozostałości magnetycznej; Q – współczynnik Königsberga

Lithological profile of the Jeleniewo 5 borehole together with petrophysical analysis

dens – bulk density, MS – magnetic susceptibility, I_{NRM} – intensity of natural remnant magnetization; Q – Koenigsberger ratio



Zestawienie profili wiertniczych serii złożowej w polu rudnym Udryn (w: Wiszniewska, 1993b, 1998)

1 – otwór wiertniczy, 2 – ruda bilansowa ($Fe_{\text{całk.}} > 20\%$), 3 – ruda pozabilansowa ($Fe_{\text{całk.}} < 15\%$), 4 – ruda pozabilansowa ($Fe_{\text{całk.}} = 15,0-19,9\%$), 5 – skały płonne, 6 – przerwa w profilu, 7 – obszar udokumentowanego złoża

A set of borehole sections of the ore series in the Udryn ore field (*in*: Wiszniewska, 1993b, 1998)

1 – borehole, 2 – economic ore ($Fe_{\text{total}} > 20\%$), 3 – sub-economic ore ($Fe_{\text{total}} < 15\%$), 4 – sub-economic ore ($Fe_{\text{total}} = 15,0-19,9\%$), 5 – barren rocks, 6 – break in the profile, 7 – area of the documented deposit