

## PRAWIDŁOWO CI WYSTĘPIENIE MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W WYBRANYCH KOMPLEKSACH FUNDAMENTU KRystalicznego PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

### REGULARITIES OF APPEARANCE OF THE ORE MINERALIZATION IN SOME COMPLEXES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF NORTHEASTERN POLAND

BOGUSŁAW MARCINKOWSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Fundament krystaliczny północno-wschodniej Polski występuje na głębokości od około 230 m do kilku km, składa się z pre-svekofeno-karelskich masywów granitoidowych (mazowiecki, dobrzyński i pomorski), svekofeno-karelskich kompleksów metamorficzno-łańdowych (podlaski, ciechanowski i kaszubski) oraz gotyjskiego kompleksu mazurskiego. Pod względem złożoności najważniejsze znaczenie mają kompleksy strukturalno-tektoniczne występujące do głębokości 1000 m. Są to kompleksy mazurski i podlaski, ciągnące się szerokim pasem wzdłuż północno-wschodniej i wschodniej granicy kraju. Ważne znaczenie metalogeniczne ma strefa kontaktowa kompleksu mazurskiego z kompleksami ciechanowskim, mazowieckim i podlaskim, nazwana mazursko-mohylewską strefą aktywizacji tektoniczno-magmowej. Znajduje się w niej szereg intruzji ze złoami i przejawami mineralizacji kruszcowej. W podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski wydzielono obszary metalogeniczne o regionalnym zasięgu, wśród których występują mniejsze jednostki zwane strefami metalogenicznymi. Wyniki badań geofizycznych posłużyły do tworzenia modelu budowy geologicznej pod kątem koncentracji rud metali, wyznaczenia granic stref metalogenicznych oraz określenia perspektyw złożonych. Pierwotna mineralizacja Fe–Ti–V jest związana z intruzjami zasadowymi, ultrazasadowo-alkalicznymi, metamorficznymi i suprakrustalnymi skałami kompleksu podlaskiego. W skałach zasadowych w intruzji suwalskiej stwierdzono ładowe ilości metali szlachetnych (Ag, Au i Pt), związane z siarczkami i magnetytem. W obrębie mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej stwierdzono: w intruzji Tajna – karbonatyty, w strefie Wigier – marmury krzemianowe (kalcyfiry) oraz w intruzji Ełku – skarbonatyzowane skały alkaliczne. Wymienione strefy metalogeniczne zawierają także mineralizację siarczkową i TR (pierwiastki ziem rzadkich). W intruzjach Tajna, Ełku i Sejn stwierdzono także cienkie post-tektoniczne żyły z przejawami mineralizacji polimetalicznej.

**Słowa kluczowe:** fundament krystaliczny, aktywizacja tektoniczno-magmowa, obszary metalogeniczne, strefy metalogeniczne, złoża rud, formacje rudonogene, prognozy złożowe.

**Abstract.** The crystalline basement of northeastern Poland occurs at a depth from about 230 m to several km and consists of Presvekofeno-Karelian granitoid massifs (Mazovian, Dobrzyński, Pomeranian), Svekofeno-Karelian metamorphic-folded zones (Podlasie, Ciechanów, Kaszuby) and Masurian Gothian Complex. Considering ore deposits the most important are Podlasie and Masurian complexes. They are situated along the eastern and northeastern border of Poland. A contact zone between Masurian Complex and Ciechanów, Mazovian and Podlasie complexes called Masurian-Mohylev zone of tectonic-igneous activity is very important. The Masurian-Mohylev zone contains some platform and basic intrusions with ore deposits and traces of mineralization. In the crystalline basement of northeastern Poland great metallogenic areas including smaller metallogenic units called metallogenic zones were distinguished. Geophysical investigations contributed to making of a model of geological structure in regard to ore deposits. Results of geophysical investigations were helpful while defining the boundary of metallogenic zones. Primary mineralization of Fe–Ti–V is connected with basic, ultrabasic-alkaline intrusions, metamorphic and supracrustal rocks, which appear in Podlasie Complex. Traces of the noble metals (Au, Ag, Pt) connected with sulphides and magnetite were detected in the Suwałki intrusion. Within the Masurian-Mohylev zone of tectonic-igneous activity veins of carbonatites (Tajno intrusion), calciphyres (Wigry unit) and carbonatized rocks (Ełk intrusion) occur. All mentioned metallogenic zones contain sulphides mineralization and REE (Rare Earth Elements). In the Sejn and Wigry intrusions, posttectonic veins with traces of polimetallic mineralization occur.

**Key words:** crystalline basement, tectonic-igneous activity, metallogenic area, metallogenic zones, ore deposits, ore-bearing formation, perspectives of ore deposits.

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: boguslaw.marcinkowski@pgi.gov.pl

## WST P

Podło e krystaliczne polskiej cz ci platformy wschodnioeuropejskiej obejmuje północno-wschodni cz ci kraju. Jego południowo-zachodni granic jest linia tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista, yra ona systemem wgl bnych rozłamów, wzdłu której podło e krystaliczne zagł bia si do 5–9 km (Znosko, 1979; Ryka, 1985).

Ku północnemu wschodowi podło e krystaliczne podnosi si stopniowo, w okolicach Warszawy osi ga gł boko około 3000 m, a na wyniesieniu mazursko-suwalskim 1500–500 m. Najmniejsz gł boko wyst powania podło a krystalicznego stwierdzono wzdłu wschodniej granicy kraju, na wschód od Białegostoku, gdzie w wielu otworach nawiercono go na gł boko ci 250–400 m. Du e źród nicowanie morfologiczne podło a krystalicznego jest spowodowane szerokopromiennymi wygi ciami i ugi ciami, na które nakłada si tektonika dysjunktywna (Ryka, 1982).

Pod wzgl dem zło owym i do rozwa a prognostycznych, najwa niejsze znaczenie maj obszary podło a krystalicznego ograniczone izohips –1000 m. Znajduj si one na wyniesieniu mazursko-suwalskim i w kompleksie podlaskim, wzdłu wschodniej granicy kraju (fig. 1).

Prace geologiczno-poszukiwawcze prowadzone w podło u krystalicznym północno-wschodniej Polski były ukierunkowane głównie na poszukiwanie złó rud Fe, Ti i V (Skorupa, Znosko, 1962; Znosko, 1965; Kubicki, Siemtkowski, 1979; Parecki, 1998). Wyniki bada geofizycznych (grawimetrycznych i magnetycznych) pozwoliły wydzieli strefy potencjalnie metalogene, w których prowadzono prace wiertnicze. Efektem tych prac było odkrycie i udokumento-

wanie złó rud Fe–Ti–V w anortozytowo-norytowej intruzji suwalskiej (Subieta i in., 1971; Parecki i in., 1977; Subieta, Samociuk, 1985). W latach 70. i 80. poszukiwanie rud metali kontynuowano w osłonie intruzji suwalskiej i w kompleksie podlaskim, ze szczególnym uwzgl dnieniem stref tektonicznych. Wynikiem tych bada było stwierdzenie w alkalicznej intruzji elckiej mineralizacji Nb, U–Th, TR i Zr (Bareja, Kubicki, 1983; Dziedzic, 1984), a w alkaliczno-ultrazasadowej intruzji Tajna – ył karbonatytowych z mineralizacj TR i siarczkami (Gaczy ski, 1978; Dziedzic, Ryka, 1983; Kubicki, Ryka, 1984; Ryka, 1992). W intruzji Sejn rozpoznano przejawy postkinematycznej działalno ci magmowej z mineralizacj polimetaliczn , a w strukturze Wigier yły kalcyfiry z przejawami mineralizacji TR. W kompleksie podlaskim nawiercono wiele znaczych wyst pie mineralnych, szczególnie tytanononego magnetytu i ilmenitu, a niekiedy przejawy mineralizacji siarczkowej – Fe, Cu i Ni (Kubicki, Siemtkowski, 1973; Kubicki, 1984).

Najbardziej bogata i ró norodna mineralizacja w podło u krystalicznym północno-wschodniej Polski jest zwi zana z procesami pó noprokambryjskiej aktywizacji tektoniczno-magmowej (Kubicki, Ryka, 1984). Jej wpływ na powstanie złó i wyst pie minerałów u ytecznych najsilniej odzwierciedla si na styku kompleksów strukturalno-tektonicznych.

Podsumowaniem bada podstawowych i zło owych w krystaliniku północno-wschodniej Polski były prace monograficzne (Łaszkiwicz, 1973; Kubicki, Ryka, 1982; Ryka, 1988; Ryka, Podemski, 1998).

## CEL PRACY I ZAKRES BADA

Celem niniejszej pracy było zbadanie prawidłowo ci wyst powania mineralizacji kruszcowej i jej przejawów oraz okre lenie prognoz poszukiwawczych dla złó surowców metalicznych w wybranych kompleksach fundamentu krystalicznego północno-wschodniej Polski. Obszar bada obejmował kompleksy mazurski, podlaski i mazowiecki, a szczególnie strefy ich kontaktów.

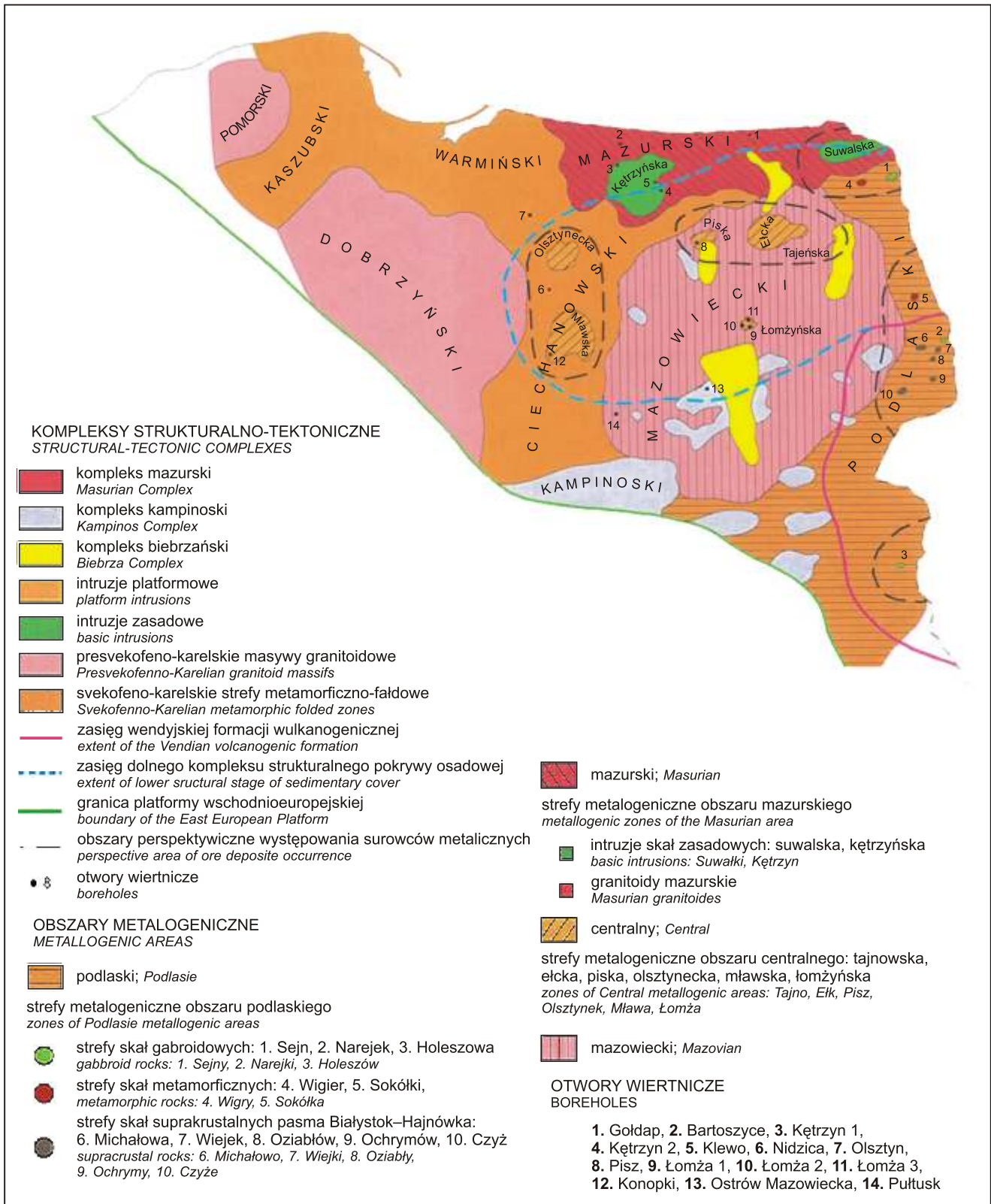
Wykonane w ramach niniejszej pracy badania i wykorzystane materiały archiwalne pozwoliły wydzieli w podło u krystalicznym północno-wschodniej Polski obszary metalogeniczne jako jednostki metalogeniczne o regionalnym zasi gu, w obr bie których wyró niono mniejsze jednostki nazwane strefami metalogenicznymi (fig. 1).

Szczegółowym badaniom poddano najwa niejsze strefy metalogeniczne podło a krystalicznego północno-wschod-

niej Polski (Tajna, Suwałk, Sejn, Wigier, Narejek i Holeszowa).

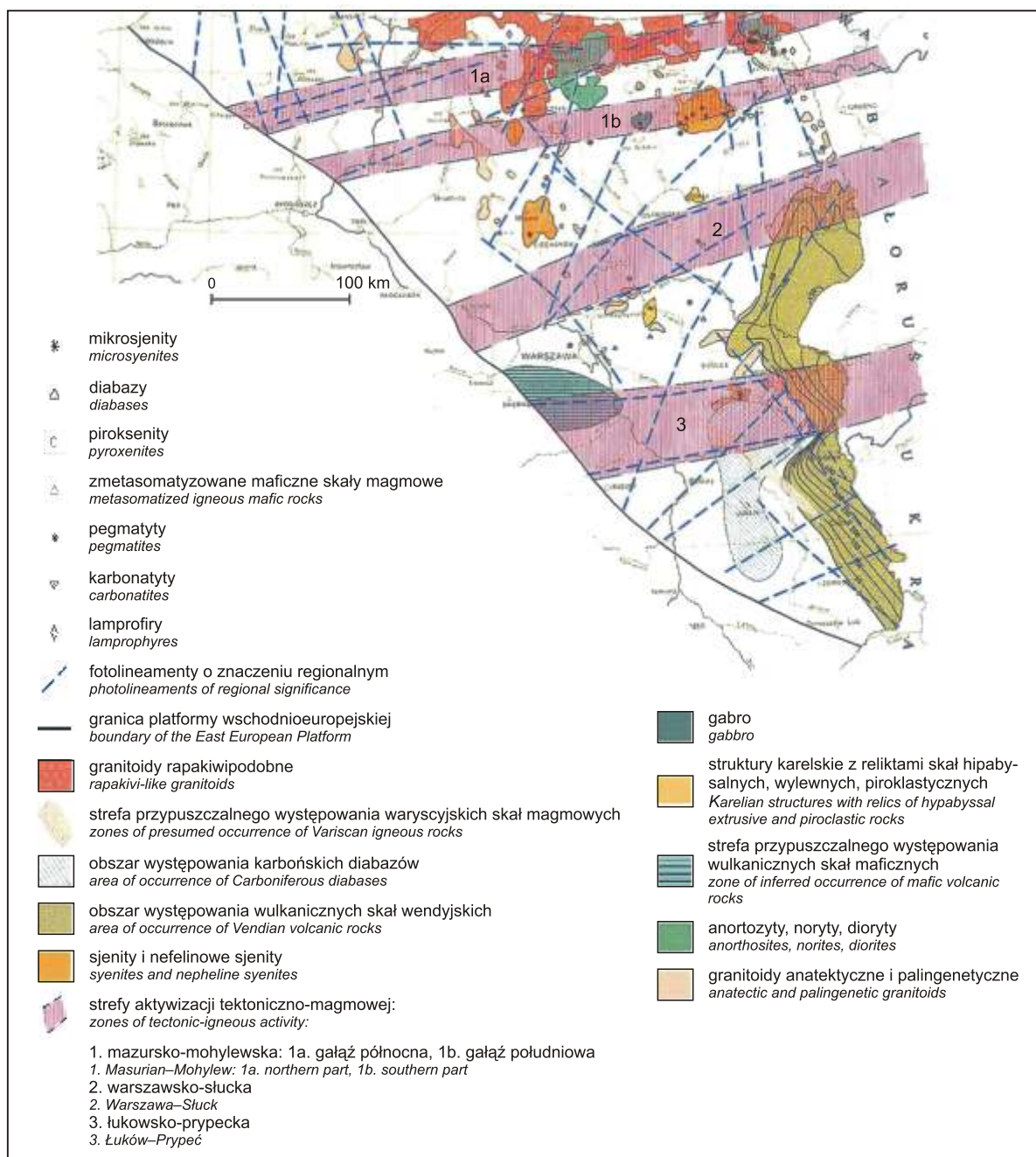
Na podstawie bada geologicznych, geofizycznych i geologicznej interpretacji zdj satelitarnych zostały wydzielone strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej o znamionach rozłamów tektonicznych, z którymi s zwi zane intruzje magmowe, subwulkanity, metasomatyty oraz zło a i przejawy mineralizacji kruszcowej (fig. 2).

Podsumowaniem pracy jest ocena metalogeniczno-prognostyczna złó surowców metalicznych, przeprowadzona na podstawie udokumentowanych złó i przejawów mineralizacji kruszcowej, bada wykonanych w ramach niniejszej pracy oraz analiz geologicznych i geofizycznych kryteriów rudonoci.



**Fig. 1. Obszary i strefy metalogeniczne na tle kompleksów strukturalno-tektonicznych fundamentu krystalicznego północno-wschodniej Polski (wg Kubickiego, Ryki, 1982) z lokalizacją otworów wiertniczych wykorzystanych do określenia obszarów metalogenicznych**

Metallogenic areas and zones at the background of structural-tectonic complexes of crystalline basement of northeastern Poland (after Kubicki, Ryka, 1982) with localization of boreholes used to determine metallogenic areas



**Fig. 2. Strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (wprowadzone przez autora) na tle głównych fotolineamentów i magmatyzmu podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski (wg Kubickiego, Ryki, 1982)**

Zones of tectonic-igneous activity (added by author) at the background of main photolineaments and magmatism of crystalline basement of northeastern Poland (after Kubicki, Ryka, 1982)

## ROZWÓJ I PRZEBUDOWA SKORUPY KONTYNENTALNEJ W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSCE

Platforma wschodnioeuropejska buduje trzy rozległe jednostki tektoniczne zwane Fennoskandią, Sarmacją i blokiem Wołga-Ural. Charakteryzują się one odmiennymi budowami tektonicznymi oraz archaicznymi i proterozoicznymi ewolucjami (Bogdanova, 1993). Fundament krystaliczny odsłania

się jako tarcza bałtycka, uformował się w czterech okresach aktywności orogenicznej. Najstarszy cykl orogeniczny, saamidyjski (3,1–2,9 Ga), jest słabo czytelny, podczas gdy w cyklu łapijskim (2,9–2,6 Ga) uformowały się dwa różne typy terranów. Pierwszy zbudowany z gnejsów



uformował si w warunkach silnej mobilno ci, podczas gdy drugi tworzą granitoidy intruzyjne oraz strefy zieleńców, otoczone przez resztkowy substrat cyklu saamidyj-skiego (Gaál, Gorbatshev, 1987).

We wczesnym proterozoiku nastąpił okres ródokrato-nicznej sedymentacji i zaznaczyła si działalność wulkaniczna. W wyniku „riftingu” wzdu obecnej granicy archaicznych i proterozoicznych jednostek uformowała si ustabilizowana strefa marginalna. Aktywizacja tej strefy występuje od początku svekofe skiego cyklu orogenicznego (2,0–1,75 Ga). Formacja nowej kontynentalnej skorupy powstawała zarówno podczas svekofe skiego, jak i gotyjskiego cyklu orogenicznego (1,75–1,5 Ga). Charakteryzują ją wczesno-orogeniczne skały tonalityw-granodiorytowe i alkaliczny wulkanizm (Gaál, Gorbatshev, 1987).

W najmłodszym paleoproterozoiku i we wczesnym mezoproterozoiku Fenoskandia w wyniku poziomego rozrastania si przesuwawała si w kierunku zachodnim. Proces ten i towarzyszący mu rifting trwał aż do rozbitcia Fenoskandii. Ponowne połączenie rozbitych jednostek archaiku nastąpiło w czasie orogenicznej kolizji, która miała miejsce w północno-wschodniej Fenoskandii w okresie 1,95 do 1,85 Ga. Wytworzyły si wtedy w obrębie skorupy archaicznej nowe regionalne nieciągłości i strefy deformacji o kierunkach NNW–SSE do NW–SE. Fenoskandia i Sarmacja zostały połączone około 1,85 Ga. Zachowały si jednak między nimi linie podziału w postaci ryfejskich aulakogenów, zgodne z paleoproterozoicznymi strefami szwów. Strefy rozłamowe pomiędzy trzema jednostkami skorupowymi odzwierciedlają związki z powstającymi później aulakogenami (Wiszniewska, 2002).

Fundament krystaliczny polskiej części składa si z jednostek tektoniczno-strukturalnych, odzwierciedlających ewolucję prekambriu na omawianym obszarze. Głównymi elementami strukturalnymi podłoża krystalicznego s:

- 1) karelskie masywy granitoidowe (mazowiecki, dobrzyński i pomorski),
- 2) svekofeno-karelskie strefy metamorficzno-fałdowe (podlaska, ciechanowska i kaszubska),
- 3) struktury proterozoiczno-fanerozoiczne (kompleksy: kampinoski, mazurski, biebrowski oraz intruzje platformowe – fig. 1).

**Masywy granitoidowe**, budujące dolne piętro archaiku północno-wschodniej Polski, mają skomplikowaną budowę geologiczną, a ich geneza jest hipotetyczna. Zajmują one ok. 50% powierzchni podłoża krystalicznego. Największe i najlepiej zbadane jednostki strukturalno-tektoniczne tego typu jest masyw mazowiecki, o kształcie zbliżonym do owalu i wymiarach 200 x 150 km (Kubicki i in., 1972; Ryka, 1984, 1998). Masyw mazowiecki jest zbudowany z granitoidów metamorficzno-metasomatycznych oraz palingenetyczno-autochtonicznych o składzie granodiorytu i granitu beta, rzadziej kwarcowych monzonitów, mikroklinowo-plagioklazowych i mikroklinowych granitów (Juskowiak, 1993). Uległ on kilkakrotnie silnej regeneracji w dolnym i środkowym proterozoiku (Ryka, 1984, 1985) i zawiera wiele rodzajów struktur prekarelskich, które podlegały silnym prze-

kształceniom (Ryka, 1990). W podłożu krystalicznym platformy prekambryjskiej brak bezpośredniego kontaktu struktur granitoidowych z metamorficznymi. Granice między strukturami granitoidowymi a metamorficznymi mają charakter szwów lub stref tektonicznych o głębokim, skorupowym lub skorupowo-płaszczowym zasięgu (Ryka, 1982, 1984). Masywy granitoidowe oraz rozdzielające je strefy metamorficzno-fałdowe do niedawna uznawano za kompleksy archaiczne (Ryka, 1993). Metod K–Ar oznaczono ich wiek na 2,65 Ga (Depciuch i in., 1975). Najnowsze badania petrologiczne i geochronologiczne wskazują, że obszary występowania skał archaiku ograniczają si do północno-wschodniej części tarczy bałtyckiej (Karelia, Półwysep Kola) oraz wschodniej części tarczy ukraińskiej (Wiszniewska, 2002). Badania te potwierdzają datowania skał zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej wykonane dla granulitów (1778–1740 Ma), mylonitów (1710–1660 Ma) i grupy skał blisko związanych z anorogenicznymi anortozytami i granitami rapakiwi, których wiek określono na 1550–1450 Ma (Bogdanova i in., 2001). Wiek głównych jednostek strukturalno-tektonicznych podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski wskazuje na paleoproterozoik (Claesson i in., 1995; Claesson, Ryka, 1999). Zarówno masywy granitoidowe, jak i strefy metamorficzno-fałdowe wykazują wiek 2,0–2,5 Ga, zbliżony do wieku masywów svekofe skich Skandynawii i Litwy (Claesson, 1996).

**Strefy metamorficzno-fałdowe** są zbudowane z suprakrystalnych utworów granulitowo-gnejsowych, które reprezentują dwupiroksenowe łupki krystaliczne i gnejsy oraz piroksenowe amfibolity, uważane za najstarsze skały archaiczne. Pasmowe strefy metamorficzno-fałdowe zajmują ok. 12% powierzchni fundamentu krystalicznego (Ryka, 1984). Badania wieku skał fundamentu krystalicznego na próbkach pobranych z obszaru Białorusi między tarczami bałtycką a ukraińską wskazują na wiek proterozoiczny. Najstarsze skały magmowe (2,1–2,0 Ga) występują na południowym wschodzie, wzdu archaicznego protokontynentu Sarmacji. Dalej na zachód, w strefie tektonicznej, określono wiek skał wulkanicznych metodą U–Pb na 2,0–1,87 Ga. Ku północnemu zachodowi w kierunku Fenoskandii wulkanizm proterozoiczny staje si coraz młodszy, a wiek skał określono na 1,95–1,79 Ga (Claesson i in., 2001).

Najlepiej zbadaną jednostką metamorficzno-fałdową polskiej części fundamentu krystalicznego jest kompleks podlaski, który jest wyraźnie trójdzielny. Najstarszy zespół skalny stanowi granulity, w skład których wchodzi: granulity dwupiroksenowe, enderbity, charnockity, gnejsy piroksenowe, oliwinowe i kordierytowe. Następny w sekwencji stratygraficznej jest zespół amfibolitowy, który składa si z gabroidów, amfibolitów i hornfelsów. Najmłodszym zespołem skalnym podlaskiej strefy fałdowej jest zespół plagiognejsowy, zbudowany z gnejsów biotytowych, amfibolowych, plagiogranitów i gnejsów sillimanitowych (Ryka, 1988).

Struktury postarchaiczne wykształciły si w geosynklynalno-orogenicznym i platformowym stadium rozwoju geotektonicznego. Pomiędzy tymi stadiami miała miejsce regeneracja

gotyjska i stadium subplatformowe. Skały proterozoiczne leżą niezgodnie na utworach archaicznych, mają czytelne struktury i tekstury skał pierwotnych, są słabiej od nich zmetamorfizowane i słabiej odkształcone (Ryka, 1984).

**Stadium geosynklynalno-orogeniczne** reprezentują dolno-proterozoiczne utwory suprakrustalne, do których zaliczono karelski kompleks kampsoski o składzie amfibolitowo-gnejsowo-łupkowym. Zajmuje on około 15% powierzchni krystaliniku, zalega płatami na masywach granitognejsowych w obrębie prekarelskich stref metamorficznych-magmowych.

Utwory suprakrustalne kompleksu kampsoskiego są dwudzielne. Do formacji dolnej należą amfibolity, gnejsy amfibolowe oraz gnejsy cummingtonitowe. Formacji górnej tworzą łupki metamorficzne, takonity i fylity (Ryka, 1982, 1988).

**Regeneracja gotyjska i stadium subplatformowe** zaliczone są do proterozoiku rodowego, obejmują etap przej-

ciowy od rejonu geosynklynalno-orogenicznego do platformowego (Ryka, 1982). Produktami protoaktywizacji gotyjskiej są:

- regeneracja (sializacja) gotyjska i dezintegracja fundamentu krystalicznego z powszechnym odmłodzeniem wieku radiogenicznego skał;
- subplatformowy (anorogeniczny) kompleks mazurski, reprezentowany przez granitoidy rapakiwopodobne i stwarzające z nimi masywy skał zasadowych;
- granitoidy posttektoniczne, tworzące niewielkie intruzje.

Najnowsze badania geochronologiczne Re–Os i U–Pb oraz stosunków izotopowych  $^{186}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  i  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  weryfikują poglądy dotyczące genezy anortozytowej intruzji suwalskiej (Wiszniewska, 2002).

**Platformowy etap rozwoju** rozpoczyna się po gotyjskich przeobrażeniach w proterozoiku górnym (ryfeju) i charakteryzuje się urozmaiconymi etapami aktywizacji tektoniczno-magmowej (Ryka, 1984, 1998). Został on podzielony na kompleks białozemski i magmatyzm platformowy (fig. 1).

## STREFY AKTYWIZACJI TEKTONICZNO-MAGMOWEJ

W północno-wschodniej Polsce występują cztery układy fotolineamentów o kierunkach: NE–SW, NW–SE, subrównoleżnikowym i subpołudnikowym. Najważniejsze z nich, określone jako strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (mazursko-mohylewska, warszawsko-słucka i łukowsko-prypecka), mają znaczenie superregionalne i odzwierciedlają się w badaniach strukturalno-tektonicznych oraz geofizycznych. Charakteryzują się one silną aktywnością tektoniczną, której towarzyszyła działalność magmowa (fig. 2).

**Mazursko-mohylewska** strefa aktywizacji tektoniczno-magmowej odzwierciedla strefy nie tektonicznych, oddzielając je na północy kompleks mazurski od tych na południu kompleksów ciechanowskiego, mazowieckiego i podlaskiego. Składa się ona z dwóch równoległych gałęzi, przebiega subrównoleżnikowo, obejmuje pas szerokości 80–140 km i około 400 km długości. W jej gałęzi północnej (suwalsko-dukijska strefa rozłamów) szerokości około 25 km są zlokalizowane anortozytowa intruzja karska, anortozytowo-norytowa intruzja suwalska, gabroïdowa intruzja Sejny oraz metamorficzna struktura Wigier (fig. 2). Kontynuuje się ona na terenie południowej Litwy, gdzie występują awanadonowe magnetyty – Warena (Nikitin, 1989), granitoidy z pierwiastkami ziem rzadkich – Marcinkonis i awanadonowe miedziowo-molibdenowe – Szklerajskoje (Motuza, Skripkina, 1981). Strefa ta jest podkreślona ostrymi gradientami pola magnetycznego, szczególnie na odcinku Giżycko–Olecko–Suwałki–Warena.

W gałęzi południowej (ełcki-rudmiański) występują intruzje platformowe Ełku, Tajna, Pisz i Olsztynka, a na Białorusi posttektoniczne granity mostowskie z mineralizacją Fe, Cu, Zn, Pb i Au (Kubicki, 1990).

**Warszawsko-słucka** strefa aktywizacji tektoniczno-magmowej, utworzona z północnej granicy obniżenia brzesko-podlaskiego, oddziela wyniesiony blok anteklizy mazursko-białozemskiej i wyznacza północną krawędź zapadliska prypeckiego. Na obszarze Polski umownie można ją na południowym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego kontroluje ona zasięg utworów dolnopaleozoicznych i permskich. Jest ona rozbita diagonalnymi fotolineamentami o kierunku NW–SE. Ze strefy można wyodrębnić paleozoiczne subwulkanity (mikrosjenity i diabazy), nawierconych na południowym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego i w obniżeniu brzesko-podlaskim (Kubicki, Nikitin, 1990).

**Łukowsko-prypecka** strefa aktywizacji tektoniczno-magmowej o przebiegu subrównoleżnikowym jest na obszarze Polski najslabiej poznana. Wyznacza południową granicę obniżenia brzesko-podlaskiego i jest podkreślona występowaniem karbońskich diabazów. Na Białorusi rozciąga się równoleżnikowo zapadlisko prypeckie, gdzie stwierdzono alkaliczne skały plutoniczne i subwulkanity oraz metasomatyty z metalami rzadkimi (Kubicki, Nikitin, 1990). We wschodniej części zapadliska strefa ta zawiera dewońskie skały alkaliczne i alkaliczno-ultrazasadowe w facji intruzyjnej, wylewnej i piroklastycznej. W północnym obrzeżeniu zapadliska nawiercono diatremy (kominy ekstruzyjno-eksplozyjne) z minerałami-wskami dla struktur wulkaniczno-plutonicznych, które mogą sugerować związek ze strukturami typu kimberlitowego (Kubicki, 1990). Na podstawie wyników nowych badań bardziej prawdopodobne wydaje się, że to diatremy alkaliczno-ultrazasadowe (Wilson, Lyashkevich, 1996).

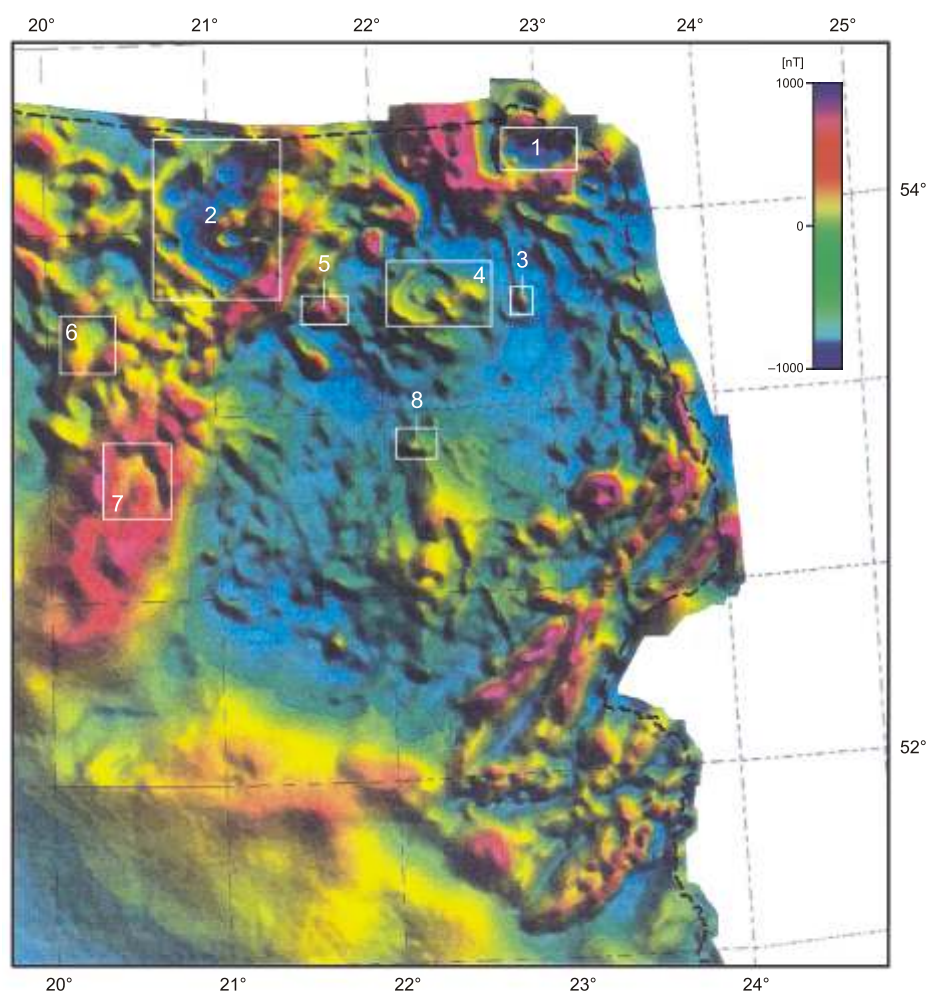
## KRYTERIA GEOFIZYCZNE RUDONO NO CI WYRÓ NIONYCH FORMACJI SKALNYCH KRYSTALINIKU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

Prace geofizyczne prowadzone w północno-wschodniej Polsce miały na celu powianie obrazu anomalii geofizycznych ze zró nicowaniem wykształcenia litologicznego podło a krystalicznego. Badania geofizyczne w pół czeniu z wynikami bada mineralogicznych, petrograficznych i geochemicznych były podstaw obecnego stanu rozpoznania metalogenicznego podło a krystalicznego.

### SKAŁY ZASADOWE

Skąły zasadowe zawieraj podwy szone zawarto ci mineralów ferromagnetycznych i charakteryzuj si wi ksz g sto ci , ni zazwyczaj otaczaj ce je skąły granitoidowe. Wła ciwo ci te powoduj zgodn superpozycj dodatnich anomalii siły ci ko ci z dodatnimi anomaliami magnetycznymi, pozwalaj cymi wykartowa intruzje zbudowane ze skąły zasadowych w podło u krystalicznym (Kubicki, 1989). Intensywno anomalii magnetycznych informuje o zawarto ci mineralów ferromagnetycznych. W zale no ci od pozycji geotektonicznej i składu mineralnego, intruzje zasadowe w ró ny sposób odzwierciedlaj si w obrazie geofizycznym. Najcz ciejs to nieregularne lub owalne, niewielkie struktury, które ujawniaj si w obrazie magnetycznym intensywnymi anomaliami magnetycznymi, poniewa cz sto zawieraj ferrogabra lub rudy magnetytowo-ilmenitowe (Kurbiel i in., 1979). Nad takimi intruzjami rejestruje si anomalie magnetyczne rz du kilkunastu tysy cy nT (Kubicki, 1989).

Intruzje subplatformowe, przykadem których jest anortozytowo-norytowa intruzja suwalska, inaczej przedstawiaj si w obrazie geofizycznym. Jej kontury s wyznaczone przez strefy wysokich gradientów, głównie magnetycznych (fig. 3). Nad anortozytami obserwuje si zgodn superpozycj ujemnych anomalii magnetycznych (fig. 3) i obni onego pola siły ci ko ci (fig. 4). Spowodowane jest to ni sz w stosunku do ogni melanokratycznych g sto ci obj tociow anortozytów. Ujemn warto pola magnetycznego powoduje obecno hemo-ilmenitu, dominuj cego, cho rozproszonego składnika rudnego w anortozytach. Hemo-ilmenit, ilmeno-hematyt i tytanomagnetyt posiadaj odwrotne wektory namagnesowania. Skąły z przewag magnetytu, tj.



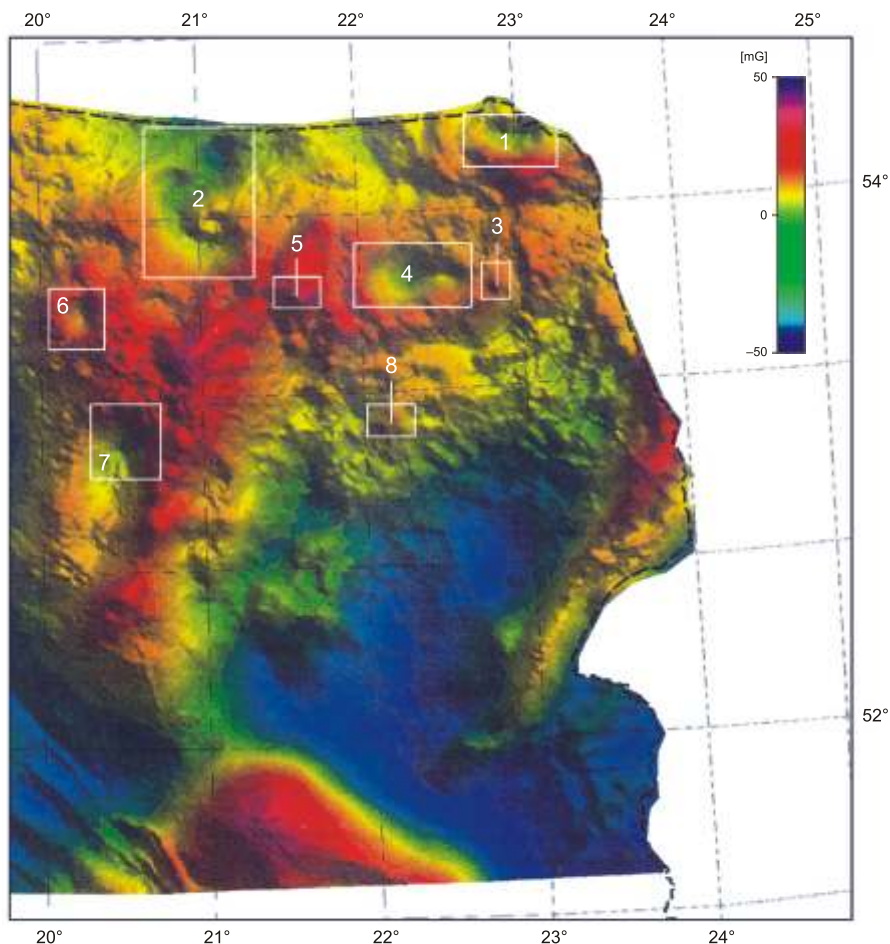
**Fig. 3. Wybrane strefy metalogeniczne na tle anomalii pola magnetycznego północno-wschodniej Polski (wg Cie li, Polecho skiej, 2000a)**

Strefy metalogeniczne: 1 – suwalska, 2 – k trzy ska, 3 – taje ska, 4 – etcka, 5 – piska, 6 – olsztynecka, 7 – mławska, 8 – łom y ska

Selected metallogenic zones at the background of magnetic anomalies of northeastern Poland (after Cie la, Polecho ska, 2000a)

Metallogenic zones: 1 – Suwałki, 2 – K trzyn, 3 – Tajno, 4 – Elk, 5 – Pisz, 6 – Olsztynek, 7 – Mława, 8 – Łom a





**Fig. 4. Wybrane strefy metalogeniczne na tle anomalii pola grawimetrycznego w redukcji Bouguera północno-wschodniej Polski (wg Cie li, Polecho skiej, 2000b)**

Inne obja nienia patrz fig. 3

Selected metallogenic zones at the background of Bouguer gravity anomalies of northeastern Poland (after Cie li, Polecho ska, 2000b)

For other explanations see Fig. 3

gabronoryty, noryty, ferronoryty i rudy magnetytowo-ilmenitowe powoduj dodatnie anomalie magnetyczne i dodatnie anomalie pola grawitacyjnego (Kurbiel, 1977).

#### SKAŁY ALKALICZNO-ULTRAZASADOWE

Przykładem intruzji alkaliczno-ultrazasadowych w podło u krystalicznym północno-wschodniej Polski jest alkaliczno-ultrazasadowa intruzja Tajna. W obrazie geofizycznym zaznacza si ona intensywn , dodatni anomalii siły ci ko ci izometrycznego kształtu i dodatni anomalii magnetyczn (fig. 3 i 4). Interpretacja szczegółowego zdj cia grawimetryczno-magnetycznego pozwoliła na odkrycie w obr bie struktury wulkaniczno-plutonicznej Tajna brekcji kominowej, w której rozwin ły si yłowo-sztokwerkowe karbonatyty z TR (Dziedzic, Ryka, 1983; Ryka, 1992). Brekcja kominowa w obrazie anomalii resztkowych i drugih pochodnych wyznacza ujemne anomalie magnetyczne i grawi-

metryczne kulistego kształtu o rednicy 600–700 m. Interpretacja zdj geofizycznych tego obiektu wskazuje na zró nicowanie jego budowy i wielofazowo ewolucji (Kubicki, Ryka, 1984). Potwierdzeniem tej koncepcji były wyniki bada geologicznych w kilkunastu otworach wiertniczych wykonanych dla zbadania perspektywicznie ci zło owej intruzji na pierwiastki ziem rzadkich.

Zmienny obraz anomalii grawimetrycznych i magnetycznych zarejestrowany na powierzchni nad intruzj wskazuje na jej zło on budow geologiczn , co zostało potwierdzone wynikami bada geologicznych i geofizyk otworow (Cie la, Kosobudzka, 1992).

#### SKAŁY ALKALICZNE

Najlepiej poznanym przykładem intruzji alkalicznych fundamentu krystalicznego północno-wschodniej Polski jest intruzja Ełku. W obrazie grawimetrycznym wyznacza j prawie izometryczna, ujemna anomalia siły ci ko ci, na któr nakłada si pole magnetyczne o zło onej pier cieniowej konfiguracji (fig. 3 i 4). S one odzwierciedleniem zró nicowania składu petrograficznego intruzji, uformowanej w wyniku tworzenia si kolejnych pier cieniowych i sto kowych dajek o składzie kwarcowych sjenitów, nordmarkitów, nefelinowych sjenitów i nefelinitów o zró nicowanej g sto ci, co ma odzwierciedlenie w obrazie anomalii grawimetrycznej (Kubicki, Ryka, 1984; Kubicki, 1989).

Z przytoczonych powy ej przykładów wida , e kryteria geofizyczne odgrywaj wiod c rol w badaniach zakrytych obszarów prekambru i poszukiwaniach w nim rud metali grupy elaza i metali nie elaznych. Badania geofizyczne musz by nast pnie potwierdzone wynikami bada geologicznych, wykonanych na rdzeniach wiertniczych.

#### SKAŁY GRANITOIDOWE

Badania geofizyczne przeprowadzone na szerok skal nad granitoidami dowiodły , e anomalie geofizyczne zarejestrowane nad nimi trudniej powi za z wykształceniem lito-



logicznym, ni to ma miejsce w przypadku skał zasadowych, ultrazasadowych czy ultrazasadowo-alkalicznych. Obszary wyst powania skał granitoidowych odznaczaj si obni onymi warto ciami pola siły ci ko ci i niskimi, cho zró nicowanymi warto ciami anomalii magnetycznych, zwykle o konfiguracji mozaikowej, niekiedy pasmowo-mozaikowej. Anomalie takie z reguły wyst puj na du ych obszarach nad granitoidami, nad migmatytami (kompleks mazowiecki) i nierzadko nad granitoidami rapakiwipodobnymi (kompleks mazurski). Na uwag zasługuj izolowane, nieregularne, zbli one do izometrycznych czy owalnych anomalie magnetyczne, bardziej zdecydowanie wyró niaj ce si gradientami

w polu magnetycznym, ale o obni onych warto ciach pola siły ci ko ci. Powierzchnia tych hipotetycznych masywów granitoidowych mo e by ró na, od kilkunastu do kilkuset km<sup>2</sup>, tak e intensywno zarejestrowanych nad nimi anomalii geofizycznych jest zmienna. Nad granitoidami syntektonicznymi z reguły anomalie s dodatnie, za nad granitoidami pó no- i posttektonicznymi zazwyczaj ujemne, spowodowane przypuszczalnie inwersj wektora namagnesowania hemo-ilmenitu (Kurbiel i in., 1979).

## OBSZARY METALOGENICZNE FUNDAMENTU KRYSZALICZNEGO PÓLNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

Aktualny stan znajomo ci budowy geologicznej, analiza materiałów geologicznych, geofizycznych i wykonane badania geologiczne w ramach niniejszej pracy pozwoliły wyró ni w podło u krystalicznym północno-wschodniej Polski nast puj ce obszary metalogeniczne (fig. 1):

- metalogeniczny obszar podlaski,
- metalogeniczny obszar mazurski,
- metalogeniczny obszar centralny,
- metalogeniczny obszar mazowiecki.

W obr bie obszarów metalogenicznych wydzielono mniejsze jednostki, nazwane strefami metalogenicznymi.

### METALOGENICZNY OBSZAR PODLASKI

Metalogeniczny obszar podlaski jest zbudowany z zespołów skał granitowo-gnejsowych z przejawami metamorfogenicznego magnetytu w skałach cummingtonitowo-magnetytowych i kwarcowo-cummingtonitowo-magnetytowych serii wojnowskiej – strefa Sokółki (Ryka, 1961). Stwierdzono w nim tak e wiele stref pochodnych inicjalnego magmatyzmu o podwy szonych koncentracjach magnetytu, ilmenitu i siarczków w zmetamorfizowanej serii białawieskiej (Kubiczki, Siemi tkowski, 1973; Kubicki, 1984) oraz stref skał suprakrustalnych z rozproszon mineralizacj (Siemi tkowski, 1996a, 1998a, 2000).

Poszukiwania zło owe w metalogenicznym obszarze podlaskim ograniczone były głównie do stref aktywizacji tektoniczno-magmowych w płytko wyst puj cym fundamencie krystalicznym, a szczególnie w miejscach, w których stwierdzono niewielkich rozmiarów izometryczne, dodatnie anomalie grawimetryczne i magnetyczne. Uwzgl dniaj c cechy genetyczne skał, podobn mineralizacj , kształt i intensywno zarejestrowanych anomalii geofizycznych wyró niono nast puj ce strefy metalogeniczne (fig. 1):

- strefy skał gabroidowych: Sejn (1), Narejek (2), Holeszowa (3),
- strefy skał metamorficznych: Wigier (4), Sokółki (5),

— strefy skał suprakrustalnych pasma Białystok–Hajnówka: Michałowa (6), Wiejek (7), Oziabłów (8), Ochrymów (9) i Czy (10).

**Strefy skał gabroidowych** tworzą niewielkich rozmiarów ciało geologiczne o zaokr glonych kształtach, zarejestrowane badaniami geofizycznymi i potwierdzone wierceniami. Skład minerałów kruszczowych stref gabroidowych jest typowy dla skał zasadowych, ale ich zawarto ci oraz proporcje głównych minerałów s charakterystyczne dla mineralizacji rozproszonej. Niektóre partie skał gabroidowych zawieraj od 15 do 20% Fe i spełniaj kryteria dla rud pozabilansowych. Podobne s do rud pozabilansowych charakterystycznych dla norytów ilmenitowo-magnetytowych zło a „Krzemianka” (Marcinkowski, 1982). Obserwowane nad nimi anomalie geofizyczne (magnetyczne i grawimetryczne) s spowodowane du ymi zawarto ciami rozproszonego magnetytu w seriach skalnych o du ej mi szo ci (Kubicki, 1990). W tego typu formacjach mineralnych wska nikiem rozproszenia jest ilo ciowy stosunek magnetytu do ilmenitu. Stosunek 1:1 charakteryzuje mineralizacj rozproszon i w miar zwi kszania si tego stosunku obserwujemy nagromadzenia mineralne o charakterze przemysłowym.

**Strefa Sejn** jest najbardziej znacz c z uwagi na okruszcowanie w podlaskim obszarze metalogenicznym. Nawiercona została dwoma otworami wiertniczymi Sejny IG 1 i Sejny IG 2. W obu otworach gabroidy stanowi około 75% przewierconych skał. Obserwuje si jednak zró nicowanie w wykształceniu litologicznym poszczególnych ogniwi skalnych. W otworze Sejny IG 1 anortozyty i leukogabra stanowi ponad 80%, a w otworze Sejny IG 2 leukonoryty i noryty ponad 60% profilu przewierconych skał (Dziedzic i in., 1972, 1982; fig. 5). W otworze Sejny IG 2 granitoidy i pegmatyty stanowi ok. 15% profilu. W otworze tym widoczne s przejawy procesu metasomatozy. Proces ten odzwierciedla si równie w zwi kszanej zawarto ci Ba i Sr oraz zubo eniu w Ni, V i Cr w skałach gabroidowych w otworze Sejny IG 2, w porównaniu z zawarto ciami tych pierwiastków w otworze Sejny IG 1. Ma to równie zwi zek z procesem charnockityzacji, rozwinie tej we wschodniej cz ci strefy Sejn (Ryka, 1968, 1979).

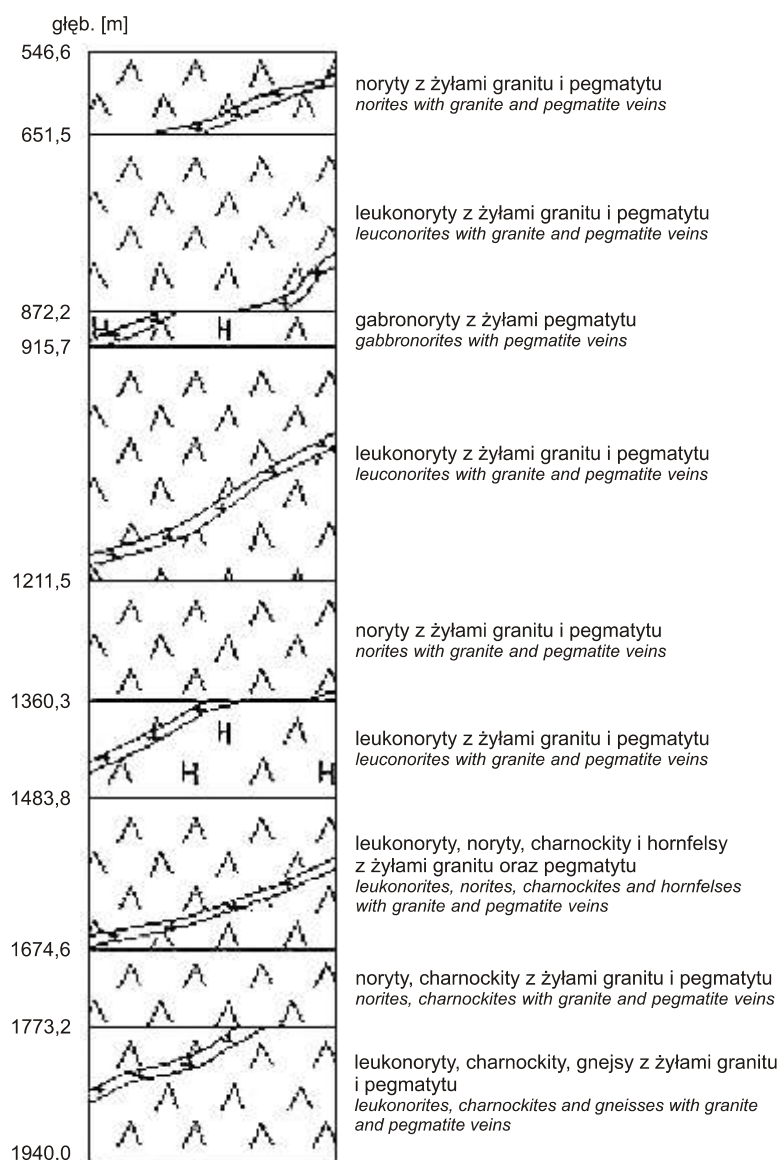


Fig. 5. Uproszczony profil geologiczny fundamentu krystalicznego w otworze wiertniczym Sejny IG 2

Simplified profile of crystalline basement in Sejny IG 2 borehole

**Strefa Narejek** jest zbudowana głównie z gnejsów oczkowych, laminowanych, mylonitycznych, ławic gnejsów amfibolowych i amfibolitów. Zawierają one związane ilości Fe i Ti, występujące w postaci magnetytu i ilmenitu (Siemankowski, 1998b). Niektóre partie amfibolitów zawierają 15–20% Fe i mangan, które traktowane jako rudy pozabilansowe. Gnejsy amfibolowe i amfibolity powstały z wulkanogeniczno-osadowych lub magmowych skał typu gabrodiorytów i diorytów, które uległy silnym przeobrażeniom (Kubicki, Marcinkowski, 1996).

**Strefa Hołszowa** składa się z amfibolitów z przeciętymi do gnejsów amfibolowych, przeciętymi niewielkimi grubościami żyłami granitoidów. Pierwotnym zespołem skalnym były skały plagioklazowo-piroksenowe ze znacznymi domieszkami związków elaza i tytanu. Charakteryzują się one

podwyższoną zawartością elaza o maksymalnej wartości 13% i tytanu 2,2%. Mineralizacją kruszców stanowi tytanonony magnetyt i ilmenit, występujące w równowadze, oraz ładowo występujące siarczki, reprezentowane przez piryty, rzadko chalkopiryty i pirotyt (Siemankowski, 1996b).

Strefa Hołszowa powstała przypuszczalnie w wyniku przeobrażenia skał suprakrystalnych pochodzenia osadowo-wulkanicznego. Jej pierwotnym materiałem mogły być także skały infrakrystalne, np. gabronority (Kubicki, 1996).

**Strefy skał metamorficznych** są reprezentowane przez formacje czarnaocza sk (strefa Wigier) oraz serie wojnowskie (strefa Sokółki). Zostały zlokalizowane przy pomocy badań geofizycznych (magnetycznych i grawimetrycznych) i potwierdzone wierceniami.

**Strefa Wigier** jest zbudowana głównie z różnych odmian gnejsów oraz niewielkiej ilości żył granitoidowych, łupków krystalicznych, żył wulkanowych określonych jako marmury krzemianowe (kalcyfiry) i lamprofirów (fig. 6). Występują w niej zespoły skał metamorficznych, zawierają szlify gnejsów magnetytowych, które w okresie regeneracji gotyjskiej uległy granityzacji i migmatytyzacji (Kubicki, 2000).

Skały wulkanowe w strukturze Wigier występują w kilku miejscach na jej głębokości. Najbardziej znaczące żyły kalcyfirów występują w interwałach 615,8–619,9 m, 663,5–665,0 m i 1186,2–1221,5 m, zawierają mineralizację siarczkową i współwystępują z nimi minerały ziem rzadkich grupy synchysyt–bastnäsyty.

Skały metamorficzne są przeciętane licznymi żyłami granitoidowymi o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, które są wskaźnikiem magmatyzmu posttektonicznego i potencjalnymi nośnikami mineralizacji Cu–Mo (Kubicki, 1990).

**Strefa Sokółki** jest zbudowana z kwarcytów magnetytowo-krzemianowych typu nadzowskiego i algonowskiego, przeobrażonych w warunkach facji granulitowej i amfibolitowej (Kubicki, 1984, 1989). Zostały one nawiercone w otworze Sokółka 1 na głębokości 453,9–471,3 m i w otworze Sokółka 1 bis na głębokości 457,7–463,9 m. Głównymi minerałami w otworze Sokółka 1 są: cumingtonit, magnetyt i kwarc, a w otworze Sokółka 1 bis kwarc, magnetyt i amfibol (Ryba, 1961; Siemankowski, 1965). Mineralizacja w postaci lamin występuje w ród granitognejsów i gnejsów poprzerastanych ortoamfibolitami oraz skałami piroksenowo-amfibolowo-epidotowymi.

**Strefy skał suprakrystalnych pasma Białystok–Hajnówka** zostały stwierdzone w kilkunastu miejscach w ródkowej części kompleksu podlaskiego, spośród których najbardziej znaczące nawiercono w otworach Michałowo, Więki, Oziabły, Ochrymy i Czybie. Są to twory polimetamorficzne

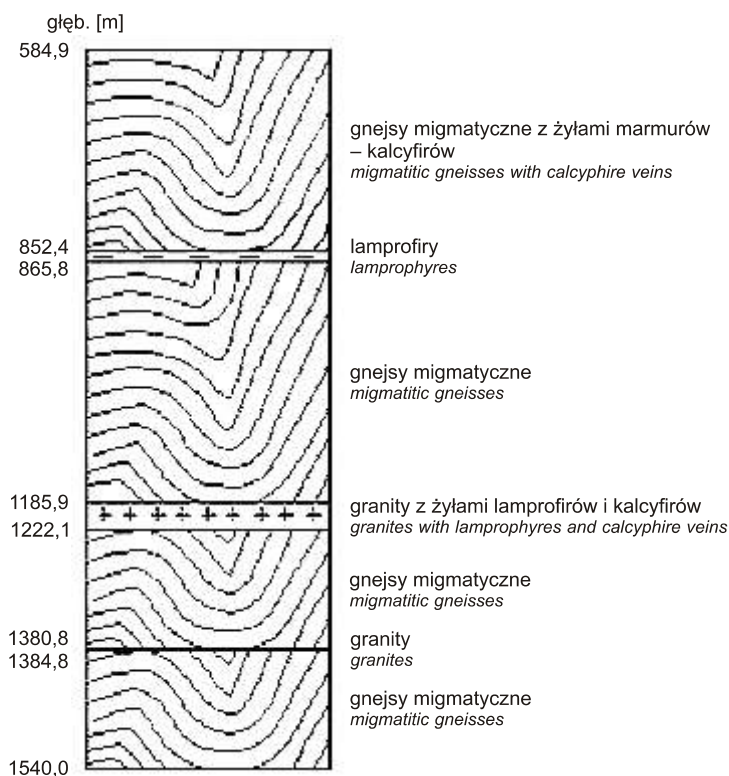
ne, które przeszły zło on ewolucj geotektoniczn . Materiałem pierwotnym tych serii były skały osadowe, osadowo-wulkaniczne z rozproszonym magnetytem i ilmenitem (Siemi tkowski, 1998a). Zawieraj one podwy szone zawarto ci Cr, Ni i Co (Dziedzic, 1974, 1975, 1996a, 1998, 2000). Dominuj cymi seriami skalnymi buduj cymi t stref s : amfibolity, skały amfibolowe, piroksenowo-amfibolowe, rzadziej skały piroksenowo-skapolitowe, hornblendowe, biotytowe i gnejsy syllimanitowo-granatowe. Niektóre fragmenty skał amfibolowych, amfibolitów posiadaj cechy wskazuj ce na pochodzenie magmowe. Dodatnia korelacja Ni i Cr, dodatnia zale no Ni wzgl dem Fe, rednie koncentracje wi kszo ci badanych pierwiastków, jak równie mała dyspersja ich zawarto ci zdaj si wskazywa , e produktami wyj ciowymi dla powstawania skał amfibolowych mogły by skały pochodzenia magmowego (Dziedzic, 1975). Gnejsy biotytowe, syllimanitowo-granatowe, granatowe, granulity, a tak e cz skał amfibolowych, piroksenowo-hornblendowych i piroksenowych mog natomiast mie pochodzenie osadowe. wiadczy o tym podwy szone zawarto ci Ba i Sr oraz zubo enie w Ni i Cr. Dodatnia korelacja Ni do Cr, Ni do Co i Co do Sc jest cech charakterystyczn metamorficznych, suprakrystalnych skał, w których obr bie przetworzony został równie materiał pochodzenia magmowego czy tufogenicznego (Dziedzic, 1974; Kubicki, 1989). O suprakrystalnym pochodzeniu materiału pierwotnego mo e tak e wiadczy zmienny stosunek Sr/Ba (Dziedzic, 1996a).

#### METALOGENICZNY OBSZAR MAZURSKI

Aktualny stan znajomo ci budowy geologicznej krystaliniku północno-wschodniej Polski w powi zaniu z analiz materiałów geologicznych i geofizycznych oraz wynikami bada mineralogicznych, petrograficznych i geochemicznych wykonanych w ramach niniejszej pracy pozwoliły wyró ni w metalogenicznym obszarze mazurskim nast -puj ce strefy metalogeniczne:

- granitoidy mazurskie,
- intruzje skał zasadowych.

**Granitoidy mazurskie**, reprezentowane przez granitoidy rapakiwipodobne, paraautochtoniczne i allochtoniczne (reomorficzne, palingenetyczne i intruzyjno-metasomatyczne) o du ym rozprzestrzeniu poziomym, nawiercono w kilkunastu otworach. Nale do nich w gorzewskie reomorficzno-metasomatyczne granitoidy nawiercone w otworach wiertniczych Gołdap 1, Bartoszyce 1, K trzyna 2 i Klewo 1; nizinne granitoidy metasomatyczne (metamorficzne) nawiercone w otworze wiertniczym Nidzica 1 oraz łukta skie granitoidy z otworu Olsztyn 2 (Juskowiak, 1971; fig. 1). Granitoidy mazurskie charakteryzuj si siln dezintegracj i regeneracj (sializacj ). Powszechna gotyjska regeneracja wyraziła si w procesach granityzacji, w wyniku czego powstały charnoc-



**Fig. 6. Uproszczony profil geologiczny fundamentu krystalicznego w otworze wiertniczym Wigry IG 1**

Simplified profile of crystalline basement in Wigry IG 1 borehole

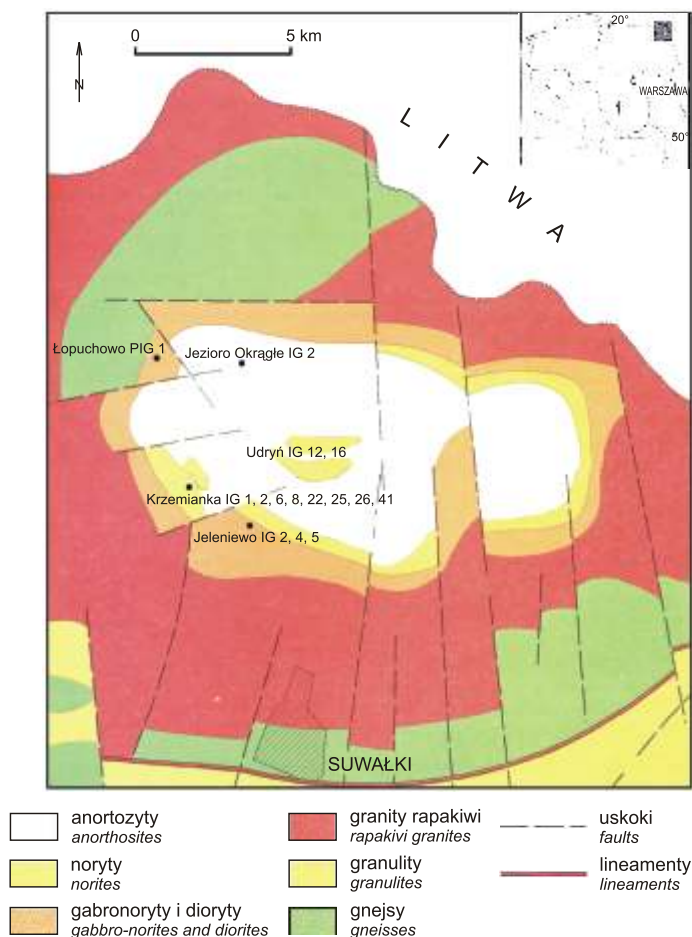
kity, migmatyty, granitoidy metasomatyczne, palingenetyczno-anatektyczne, reomorficzne i yłowe (Juskowiak, 1971).

**Intruzje skał zasadowych**, do których nale anortozytowo-norytowa intruzja Suwałk i anortozytowa intruzja K trzyna, s stowarzyszone z granitoidami mazurskimi. Wyst puj w północnej gał zi mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (fig. 2).

**Suwałska intruzja anortozytowo-norytowa** wyst puje w obr bie granitów rapakiwipodobnych, ma powierzchnię około 250 km<sup>2</sup> i jest zbudowana ze skał zasadowych, nale cych do grupy gabroidów, z przemysłowym nagromadzeniem mineralizacji Fe-Ti-V (Parecki, 1998; Ryka, 1998). Głównymi odmianami skalnymi tworz cymi wi kszo zespoły skalne s : anortozyty, noryty, gabronoryty, diorytoidy (Juskowiak, 1971, 1973, 1998; fig. 7).

Nagromadzenia minerałów kruszczowych w intruzji Suwałk wyst puj na obszarach, nad którymi zarejestrowano lokalne, dodatnie anomalie magnetyczne, koncentruj ce si w brze -nych partiach intruzji w rejonie Krzemianki, Jeziora Okr głego, Jeleniewa i rodkowej strefy Udrynia (Kurbiel i in., 1979; Kubicki, Siemi tkowski 1979; Wiszniewska, 1993a, 1993b). Mineralizacja kruszczowa bogatych stref rudnych charakteryzuje si du zmienno ci składu i formy. Wydzielono w nich cztery zespoły mineralne, tj. bogate rudy Krzemianki i Udrynia, rozproszon mineralizacj w skałach macierzystych (norytach, gabronorytach i anortozytach), yłowe skały apatytowo-siarczkowe z tlenkami i yły hydrotermalne. Kruszcze tworz szliry,





**Fig. 7. Mapa geologiczna intruzji suwalskiej (wg Juskowiaka, 1998; Wiszniewskiej, 2002) z lokalizacją otworów wiertniczych, z których pobrano próbki do badań**

Geological map of the Suwałki intrusion (after Juskowiak, 1998; Wiszniewska, 2002) with localization of sampled boreholes

gniazda, pokłady pseudostratyfikowane oraz wydzielenia o charakterze soczewek i stromo zapadających warstewek o grubości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Spotykane są wydzielenia rudne wykazujące cechy intruzji warstwowych (Wiszniewska, 1993a).

Głównymi minerałami kruszcowymi, w których zawartość  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  przekracza 20% obj., są: tytanonony magnetyt z domieszką wanadu, tworzący kryształy wielkości 1–5 mm (Speczik i in., 1988; Speczik, 1990), ilmenit oraz spinele typu pleonast–hercynit (Kucha, Piestrzycki, 1976; Kubicki, Siemiatkowski, 1979; Neibert, Speczik, 1992). Podziemnie występują ulvspinel, hematyt, rutyl, tytanit, siarczki Fe, Cu, Ni i Co (Kucha i in., 1978; Wiszniewska, 1998). Stosunek magnetytu do ilmenitu w seriach rudnych waha się w przedziale od 3:1 do 6:1. Ilmenit stanowi średnio 10% obj. skał ilmenitowo-magnetytowych. Kryształy ilmenitu mają przeciętnie wielkość 1–3 mm i charakteryzują się w różnym stopniu automorfizmu w porównaniu z magnetytem.

Analizy chemiczne i spektralne wykazały, że oprócz głównych pierwiastków wchodzących w skład zidentyfikowanych siarczków Fe, Cu i Ni obecne są Co, Zn, Pb, Ag, As i Mo. Wymienione pierwiastki stanowią głównie domieszki izomorficzne w pirotynie, pentlandycie i chalkopirycie, a w niewielkiej ilości wchodzi w skład sfalerytu i linnaitu (Wiszniewska, 1993a, 1998). W skałach ilmenitowo-magnetytowych dominującym siarczkiem jest pirotyt, a pirotyt ma znaczenie podziemne. Z pirotytem oprócz chalkopiryty asocjuje pentlandyt i kubarit, które w rudach ubogich praktycznie nie występują.

W suwalskiej intruzji anortozytowej w otworze wiertniczym Łopuchowo IG 1 stwierdzono także przejawy nelsonitów (ilmenitowo-magnetyto-apatytowych z siarczkami) o podwyższonej zawartości  $\text{TR}_2\text{O}_3$  (Krzemiński i in., 1988; Wiszniewska, 1997; Wiszniewska, Neibert, 1995).

**Anortozytowa intruzja K o powierzchni ok. 1100 km<sup>2</sup> stanowi największą jednostkę w obrębie dotychczas rozpoznanych formacji intruzyjnych (fig. 1). Położona jest na zachód od K**

#### METALOGENICZNY OBSZAR CENTRALNY

Metalogeniczny obszar centralny tworzą strefy metalogeniczne (intruzje platformowe), do których należą:

- sjenitowa intruzja Ełku,
- alkaliczno-ultrazasadowa intruzja Tajna,
- gabrowo-sjenitowa intruzja Pisz,
- zmetamorfizowana intruzja Łomży,
- sjenitowa intruzja Mławy,
- alkaliczna intruzja Olsztynka.

Powstanie intruzji platformowych wiąże się z rodkoworyfejską, przedwendyjską aktywizacją tektoniczno-magmową. Rozmieściły się one na głębokich rozłamach tektonicznych systemu gotyjskiego (Kubicki, Ryka, 1984). Najważniejszym rozłamek, wzdłuż którego ułożyły się intruzje Tajna, Ełku, Pisz i Olsztynka, jest mazursko-mohylewska strefa aktywizacji tektoniczno-magmowej. Intruzje Tajna i Ełku zostały zlokalizowane metodami geofizycznymi i zbadane kompleksowo metodami mineralogicznymi, petrograficznymi oraz geoche-

micznymi. Stwierdzono w nich bogat mineralizację Nb-Ta, TR, Zr i U-Th. Wyst powanie i zasi g intruzji Olsztyńska, Mławy, Pisz i Łomy stwierdzono głównie na podstawie wyników powierzchniowych badań geofizycznych, a nad intruzjami Pisz i Łomy odwiercono dodatkowo pojedyncze otwory wiertnicze.

**Sjenitowa intruzja Elku** leży w południowej gałęzi mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej, występuje na głębokości 800–900 m i w części erozyjnym ma powierzchnię około 400 km<sup>2</sup>. Składa się ona z dwóch części – kolistej struktury zachodniej i przyległego do niego małego elementu wschodniego, stwierdzonego jedynie badaniami geofizycznymi (fig. 1). W obrazie geofizycznym intruzja jest przedstawiona w postaci ujemnej anomalii grawimetrycznej (fig. 4), na której w jej peryferyjnej części nakładają się pierścieniowa dodatnia anomalia magnetyczna (fig. 3). Jest to struktura wielofazowa i poligeniczna o długiej historii formowania się. Ukształtowała się ona w wyniku aktywizacji tektoniczno-termalnej, co sprzyjało powstawaniu i zablanianiu złóż koncentrycznych, stonkowych i radialnych w tworzywie intruzji. Niektóre strefy złóż nie uległy przeobrażeniom metasomatyczno-hydrotermalnym, stają się pułapkami dla mineralizacji Nb, U-Th, TR i Zr (Bareja, Kubicki, 1983). Strefy metalonone mają grubość od kilku centymetrów do kilku metrów, tworzą soczewki, żyły i formy sztokwerkowe. Nawierczone skały w intruzji elckiej to: noradmartyty, mikroperytowe sjenity z kwarcem, sodalitowe mikroperytowe sjenity, alkaliczno-skaleńcowe sjenity, nefelinonone mikroperytowe sjenity, nefelinowe sjenity, nefelinity i mikroksenity. Skały intruzji elckiej oraz nakładające się na nie utwory hydrotermalne odznaczają się rzadko spotykanymi minerałami – elbait, katapleit, lavenit, ramsait, łoparyt, pirofanit, rinkit i bastnäsyt (Dziedzic, 1984). Charakterystycznymi akcesorycznymi minerałami są przede wszystkim cyrkon i pirochlor (betafit, marignacyt) oraz niobony ilmenit, minerały ziem rzadkich, fluoryt, piryty, galena, chalkopiryty, sfaleryt i molibdenit (Kubicki, Ryka, 1984).

Strefy przeobrażenia metasomatyczno-hydrotermalnych w sjenitach peralkalicznych intruzji elckiej charakteryzują się podwyższoną promieniotwórczością naturalną o charakterze mieszanym (uranowo-torowym), rzadziej uranowym lub torowym oraz zróżnicowanym składem mineralnym. W strefach tych obserwuje się zwiększoną koncentrację minerałów zawierających TR, Nb i Zr, a w składzie TR dominuje grupa cerowa. Anomalie naturalnej promieniotwórczości typu torowego są wskaźnikami dla mineralizacji TR i częściowo Nb. Krzywe profilowania gamma i pomiary gamma spektrometryczne mogą w sposób pośredni określać przebieg mineralizacji w poszczególnych strefach (Bareja, Kubicki, 1983).

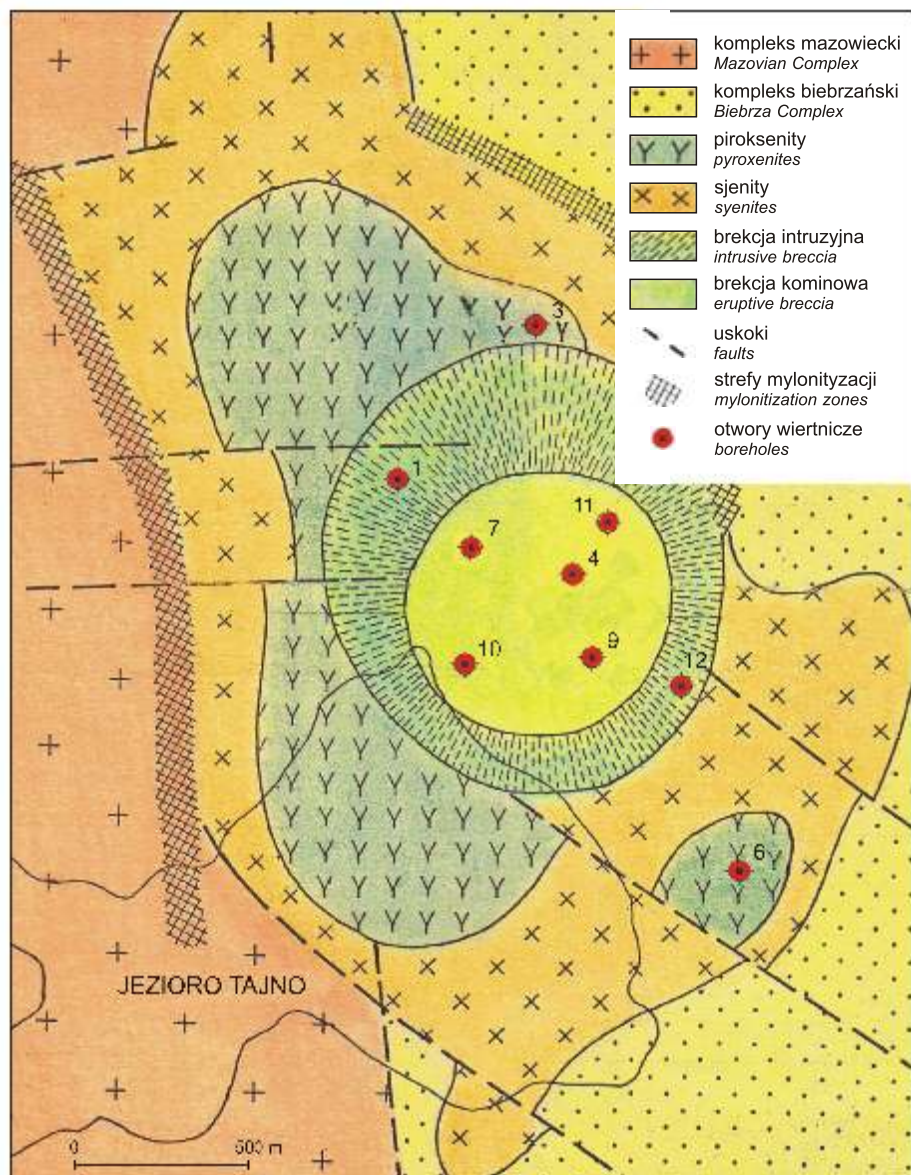


Fig. 8. Mapa geologiczna intruzji Tajno (wg Ryki, 1990) z lokalizacją otworów wiertniczych, z których pobrano próbki do badań

Geological map of the Tajno intrusion (after Ryka, 1990) with localization of sampled boreholes



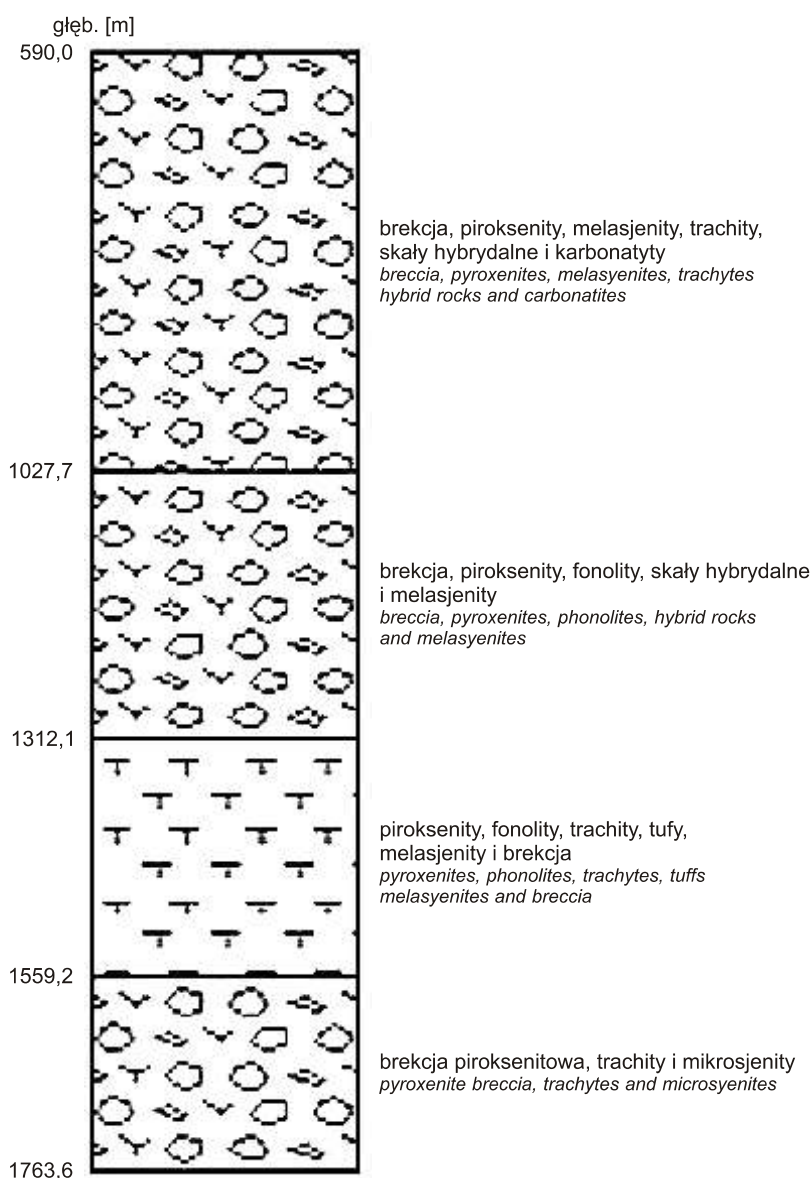


Fig. 9. Uproszczony profil geologiczny fundamentu krystalicznego w otworze wiertniczym Tajno IG 10

Simplified profile of crystalline basement in Tajno IG 10 borehole

**Alkaliczno-ultrazasadowa intruzja Tajna** leży na wschód od intruzji Ełku, na skrzyżowaniu mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej i dużej nieciągłości tektonicznej o przebiegu południkowym (fig. 1 i 2). Powierzchnia intruzji Tajna w tym erozyjnym ma około 5 km<sup>2</sup>, zaś jej osłona osadowa wynosi około 600 m. W obrazie geofizycznym odzwierciedla się ona w postaci intensywnej, dodatniej anomalii magnetycznej (fig. 3), o zgodnej superpozycji z dodatnią anomalią siły ciężkości (fig. 4). Jest to wielofazowa i poligeniczna intruzja o długotrwałym okresie formowania się. Jest zbudowana z piroksenitów, melasjenitów, nefelinowych sjenitów, szonkinitów, skał żyłowych szeregu tinguait–susseksyt–grorudyt, mikrosjenitów i karbonatytów. Pospolite są formy brekcji

intruzyjnej, skały hybrydalne i metasomatyty (Juskowiak, 1973; Krystkiewicz, Krzemski, 1992; fig. 8–10).

W intruzji Tajna wyróżniono mineralizację w piroksenitach oraz późniejszą związane z skałami alkalicznymi i karbonatytami. W piroksenitach minerały kruszcowe tworzą typomorficzny zespół minerałów, reprezentowany przez tytanony magnetyt, ilmenit i siarczki. W wyniku przeobrażeń metasomatycznych i hydrotermalnych z ilmenitu utworzył się rutyl, tytanit i leukoksen a pirotyn i piryt przeobraziły się w tlenki elaza oraz markasyt (Marcinkowski, 1990a). W skałach alkalicznych i w głównych pierwotnych minerałach, do których należą pirotyn, piryt, ilmenit i chalkopiryt genetycznie związane z metasomatozami alkalicznymi. W wyniku procesów autometasomatycznych i hydrotermalnych powstało wiele minerałów wtórnych, w tym tlenków i siarczków (Marcinkowski, 1992).

**Gabrowo-sjenitowa intruzja Pisz** podobnie jak intruzje Ełku i Tajna leży w południowej części mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (fig. 1 i 2). W obszarze intruzji odwiercono tylko jeden otwór Pisz 1, a jej granice wyznaczono głównie na podstawie badań grawimetrycznych oraz magnetycznych. W tym erozyjnym ma ona powierzchnię około 150 km<sup>2</sup>. Badania petrograficzne pozwoliły określić intruzję Pisz jako formację gabrowo-sjenitową. Z wykonanych półszczegółowych zdjęć grawimetrycznych wynika, że ma ona budowę pierścieniową, co pozwala zaliczyć ją do obiektów perspektywicznych, zarówno ze względu na możliwość wystąpienia powłok rud elaza, jak i metali rzadkich. W obrazie geofizycznym przedstawia się jako zgodna superpozycja intensywnej dodatniej anomalii magnetycznej i dodatniej anomalii grawimetrycznej. W profilu otworu występuje biotyto-

wo-hornblendowo-augitowe gabro i leukogabro kontaminowane w górnej części profilu kwarcowym sjenitem z tytanomagnetytem, dzięki czemu utworzyły się skały hybrydalne o składzie monzonitów (Kubicki, Ryka, 1984).

**Zmetamorfizowana intruzja Łom** leży na południe od intruzji Ełku, w siedlisku północnej granicy warszawsko-słuckiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej. Została ona zarejestrowana badaniami geofizycznymi i zbadana trzema otworami wiertniczymi (fig. 1 i 2). Najbardziej rozpoznawczymi skałami w strukturze Łom są zamfibolizowane skały wylewne (ortoamfibolity), stanowi one około 65% profilu przewierconych skał, w mniejszej ilości występują łupki krystaliczne a kilkanaście procent stanowi gnejsy. W otworach wiertniczych Łom 1 i Łom 2 w niewielkiej



ilo ci wyst puje skały przeobra one hydrotermalnie. Ortoamfibolity maj podwyszon zawarto Co, V i Sc w stosunku do zawarto ci karkowych, przy wyra nym obni eniu Ni i Cr. Brak jest wyra nych zwi zków korelacyjnych mi dzy Ni, Co, Cr a Fe. Charakterystyczn cech apikalnej struktury Łom y s niewielkie ilo ci Ni i Cr w segregacjach amfibolowo-biotytowych, które ze wzgl du na swój skład mineralny mog by predysponowane do nagromadzenia tych pierwiastków (Ryka, 1996). wiadczy to o du jej ró norodno ci materiału ulegaj cego przeobra eniu.

W łupkach krystalicznych wyst puje du e wahania zawarto ci Ni i Cr, które nie pozostaj w prostej zale no ci od składu mineralnego i mog wskazywa na ich pochodzenie z osadów piaszczysto-ilastych. Z analizy rozkładu zawarto ci Ti, Fe, Mn, Ni, Co, Cr i Sc, porównania ich rednich koncentracji z danymi karkowymi oraz wzajemnych zwi zków mi dzy pierwiastkami wynika, e badany zespół reprezentuje osady piaszczysto-ila ste z licznymi wkładkami utworów wulkanogenicznych (Ryka, 1996).

Badania petrogeochemiczne wykazały brak korelacji mi dzy skałami nawierconymi w otworze Łom a IG 1 i Łom a IG 2, a z bada geofizycznych uzyskano dane o zgodnej superpozycji obrazu magnetycznego i grawimetrycznego. Obserwacje te pozwalaj zakwalifikowa intruzje Łom y jako relikty struktury paleowulkanicznej.

Na podstawie dotychczasowych wyników bada geochemicznych i mineralogicznych skały struktury Łom y okre lono jako płonne. Na tarczy bałtyckiej z podobnymi utworami zwi zane s wyst pienia kwarcytów elastycznych i siarczków (Kubicki, 1990).

**Sjenitowa intruzja Mławy** wyst puje w obr bie prekarelskich struktur fałdowych w metamorficznej strefie ciechanowskiej. Została ona wyinterpretowana geofizycznie, a powierzchnia jej została okre lona na około 300 km<sup>2</sup> (fig. 1–3). W jej brze nej cz ci odwiercono otwór Konopki 1, gdzie w interwale 2492,80–2732,00 m stwierdzono mikrosjenity. S to skały czerwono-brunatne, szaroró owawe lub szare z prakryształami skaleni i z licznymi kryształami kwarcu. W wielu miejscach obserwowano kryształy minerałów ciemnych, które na podstawie opisu makroskopowego okre lono jako magnetyt. Rzadziej w profilu przewierconych skał obserwowano piryt (Kubicki, Ryka, 1984). W sp gowej cz ci profilu mikrosjenity przechodz w odmian bardziej grubokrystaliczn .

**Alkaliczna intruzja Olsztynka** jest najdalej wysuni ta na zachód w obr bie mazursko-mohylewskiej strefie aktywizacji tektoniczno-magmowej. Nie została zbadana wiertniczo, a jedynie wyinterpretowana na podstawie materiałów geofizycznych (fig. 1–3). Przez analogi do lepiej zbadanych intruzji tego typu, mo na j zaliczy jako perspekty-

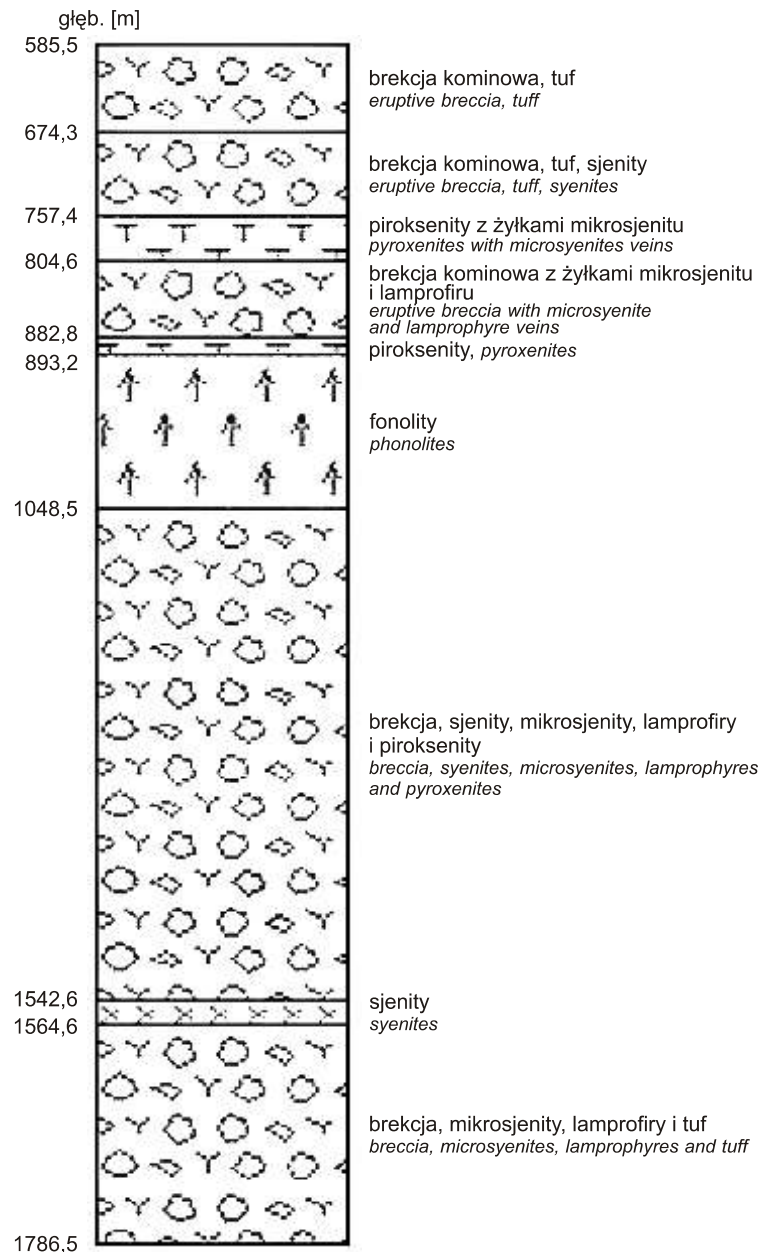


Fig. 10. Uproszczony profil geologiczny fundamentu krystalicznego w otworze wiertniczym Tajno IG 4

Simplified profile of crystalline basement in Tajno IG 4 borehole

wiczn dla surowców metalicznych, szczególnie dla pierwiastków rzadkich (Kubicki, Ryka, 1984). Na podstawie geologicznej interpretacji wyników bada geofizycznych mo na przypuszcza, e intruzja Olsztynka jest zbudowana ze skał alkalicznych typu sjenitów.

#### METALOGENICZNY OBSZAR MAZOWIECKI

Metalogeniczny obszar mazowiecki zajmuje centraln cz wyst puje cego na terenie Polski fundamentu krystalicznego (fig. 1). Jego strop znajduje si na gł boko ciach od

około 500 do 3500 m. Z uwagi na jego bardzo słabe rozpoznanie geologiczne i zło owe mineralizacji obszaru mazowieckiego przedstawiono jako ogólne zagadnienia metalogeniczne w powiązaniu z granitoidami prekambry.

Granitoidy wchodziły w skład kompleksu mazowieckiego stanowi wielokrotnie regenerowany substrat masywów granitoidowych i fundamentu svekofeno-karelidów. Przedstawicielem ich są granitoidy kurpiowskie nawiercone w otworze wiertniczym Ostrów Mazowiecka 1 oraz gruboziarniste, melanokratyczne granitoidy pułtuskie, rozpoznane w otworze wiertniczym Pułtusk 1 (Juskowiak, 1973). Główne dane o budowie geologicznej omawianego obszaru uzyskano dotychczas z badań geofizycznych.

Granity prekambryjskie zawierają najwięcej złóż pegmatytów z kruszcami metali nieelaznych, metali z grupy Fe, pierwiastków promieniotwórczych, pierwiastków ziem rzadkich i metali szlachetnych. Przejawy mineralizacji cząsteczkowej występują w granitach porfirowych, metasomatycznych i żyłowych (Kubicki, 1990). W metalogenezie granitoidów prekambryjskich istotną rolę odgrywają granitoidy „greenstone belts” ze złóżami i przejawami rud Cu–Mo typu porfirowego, zawierające Au, Ag, Pb i Zn, oraz podziemne pegmatyty z metalami nieelaznymi.

Granitoidy synkinematyczne są reprezentowane przez tonalite, granodiority, trondjemity, plagiomikroklino-

granity, intruzyjne charnockity oraz migmatyty. Oznaczają się one podwyższonymi zawartościami Mo, Cu, Au, W i B. Granitoidy późno- i posttektoniczne, reprezentujące granity plagiomikroklino- i monzonity, mikroklino- i alkaliczne granity, alaskity, leukogranity i aplity, zawierają podwyższone ilości Nb, TR, Y, Sn i Zn. W granitach metasomatycznych występują zwiększone ilości P, Be i Ba, a z granitami leukokratycznymi zwiększone muskowitzowe pegmatyty oraz metalonone pegmatyty z Be, Nb, Ta, B, Li, Cs, P, V, Th, Sn, TR, Y, Mo i W, a także cyno- i wolframonone skarny. Największe znaczenie mają pegmatyty i żyłowo-skalenio- (porfirowe) koncentracje Cu–Mo. Są one przedmiotem eksploatacji w wielu krajach, gdzie prekambry występują na powierzchni (Kubicki, 1990).

Przy rozpatrywaniu perspektyw metalononociekwanych skał prekambry należy uwzględnić suprakrustalne, migmatytowo-gnejsowo-łupkowe kompleksy archaiku, które uległy feldspatytacji, granitytacji i które umownie można łączyć z granitoidami. Zawierają one potencjalne koncentracje metamorfogenicznych rud elaznych, typu kwarcytów elaznych (jaspility, fakonity i itabiryty). Są to złóża typu nadazowskiego i algomańskiego pochodzenia wulkaniczno-osadowego (Kubicki, 1989).

## BADANIA MINERALOGICZNE, GEOCHEMICZNE I CHEMICZNE NA WYBRANYCH OBSZARACH METALOGENICZNYCH PODŁOŻA KRYSTALICZNEGO PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI

Badania mineralogiczne, geochemiczne i chemiczne wykonano w intruzjach Tajna, Suwałki i Sejn oraz metamorficznej strukturze Wigier.

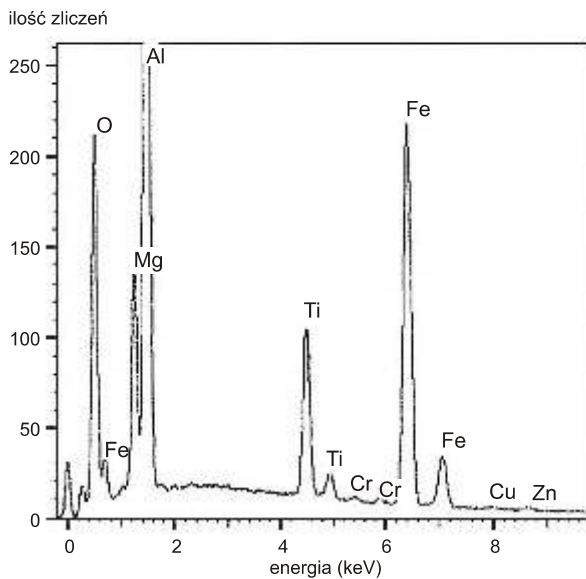
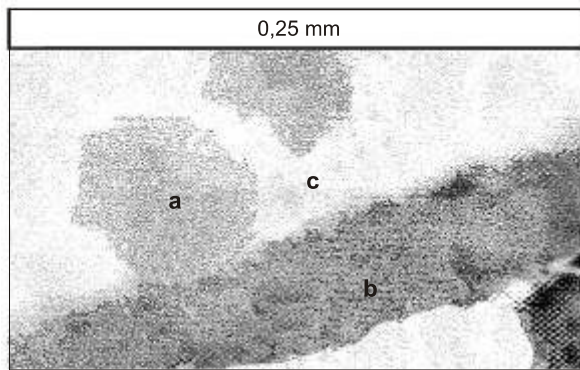
### INTRUZJA TAJNA

Intruzja Tajna jest zbudowana z piroksenitów, różnorodnych odmian sienitów, skał żyłowych szeregu tinguait–sussektyt–grorudyt, mikrosjenitów i karbonatytów. Mineralizacji kruszców w intruzji Tajna podzielono na pierwotną, związaną z piroksenitami i skałami alkalicznymi, oraz wtórną, występującą w karbonatytach (Gaczyński, 1978; Dziedzic, Ryka 1983; Ryka, 1992).

Mineralizacja kruszczowa w piroksenitach jest uboga i zazwyczaj nie przekracza 10% obj. skały. Miejscami zawartość minerałów kruszczowych wynosi od 10 do 20% obj. skały. Sporadycznie w gruboziarnistych fragmentach brekcji intruzyjnej zawartość kruszców dochodzi do kilkudziesięciu procent. Minerale kruszczowe występują jako typomorficzne skupienia tytanonone magnetytu, ilmenitu, siarczków (pirotyn, pirotyn i chalkopiryty), zbudowane z hipautomorficznych i ksenomorficznych osobników o wielkości 0,5–2,0 mm.

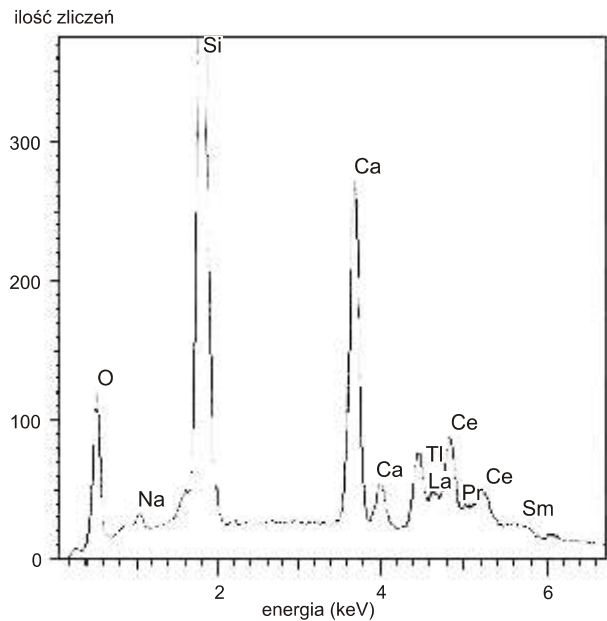
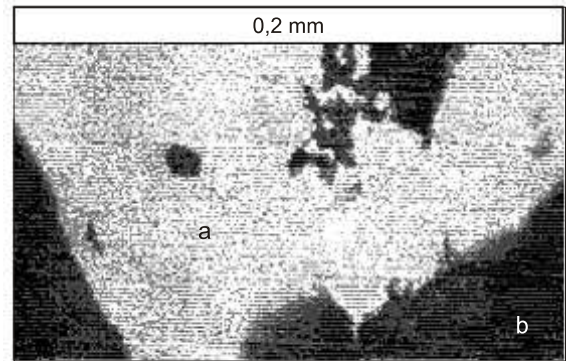
W piroksenitach stwierdzono dwie odmiany ilmenitu. Pierwsza jest rozwinięta w postaci izometrycznych kryształów, cienkich tabliczek lub nieregularnych zgrupowań, które

są rezultatem jednoczesnej krystalizacji z magnetytem. Wtórna odmiana ilmenitu tworzy cienkie lamelki powstałe z odmieszania, które przywiązane są głównie do stref spineli. Ilmenit zwyczajny zawiera odmieszania spineli glinowych, hematytu, hemo-ilmenitu oraz magnetytowe lamelki. Stosunek magnetytu do ilmenitu jest zmienny. Wyraźną przewagę magnetytu nad ilmenitem obserwujemy w próbkach z otworu Tajno IG 1, mniejszą dominację magnetytu notowano w otworze Tajno IG 3, podczas gdy w skałach z otworu Tajno IG 6 i w brekcji intruzyjnej z otworu Tajno IG 4 dominuje ilmenit i staje się lokalnie jedynym minerałem kruszczowym. Zróżnicowanie stosunku tlenków Fe do Ti może być natury pierwotnej i jest związane genetycznie z innymi, odmiennymi fazami formacji piroksenitów. W pojedynczych przypadkach stwierdzono hōgbomit (fig. 11) oraz minerał szeregu ortytu, zawierający lantanowce z grupy cerowej (fig. 12). Wokół magnetytowo-ilmenitowych agregatów i pojedynczych kryształów magnetytu często rozwinięte są cienkie otoczki minerału o cechach rutylu. W strefie kontaktowej ze skałami alkalicznymi i karbonatytami piroksenit bywa silnie przeobrażony i bardzo bogaty w rutylopodobne minerale oraz tytanit, którego ilość dochodzi do 5% obj. (Marcinkowski, 1990b). Spośród pierwotnych minerałów w piroksenitach w mniejszych ilościach występują siarczki (pirotyn, pirotyn i chalkopiryty), które mają formy ksenomorficznych, rzadziej automorficznych kryształów wielkości od setnych do dziesiątych części milimetra. Są



**Fig. 11. Obraz elektronowy oraz widmo rentgenowskie hoegbomitu (a) na kontakcie ilmenitu (b) i magnetytu (c) z otworu wiertniczego Tajno IG 4 (gł boko 1037,4 m)**

Backscattered electron image and X-ray spectrum of hoegbomite (a) in the contact of ilmenite (b) and magnetite (c) from Tajno IG 4 borehole (depth 1037.4 m)



**Fig. 12. Obraz elektronowy oraz widmo rentgenowskie ortytu (a) w piroksenicie (b) z otworu wiertniczego Tajno IG 3 (gł boko 733,5 m)**

Backscattered electron image and X-ray spectrum of orthite (a) in pyroxenite (b) from Tajno IG 3 borehole (depth 733.5 m)

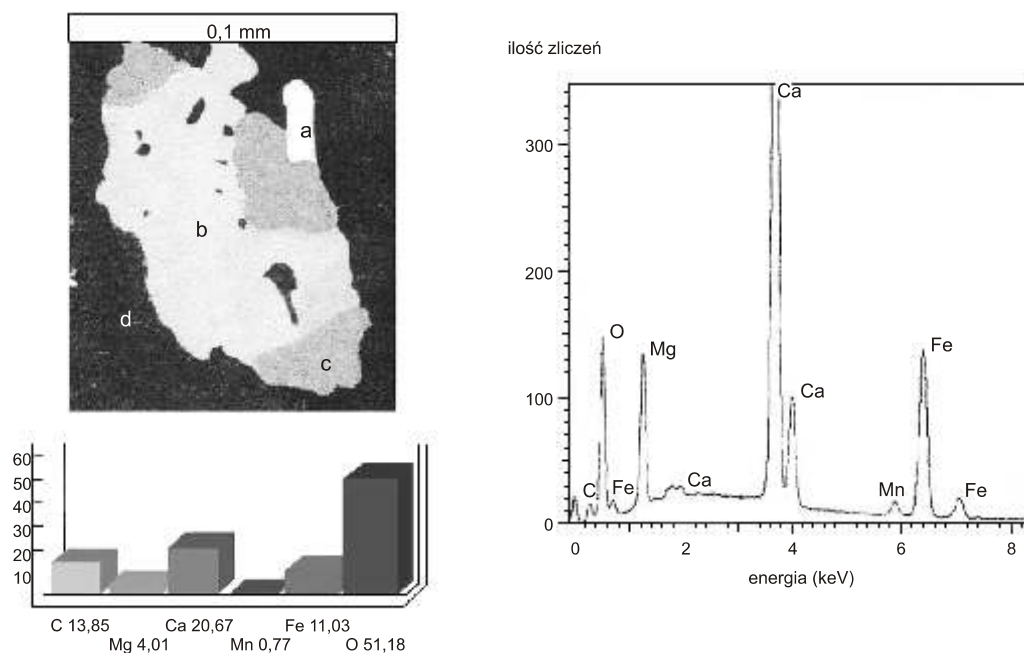
to pojedyncze osobniki, rzadziej występują w postaci zrębów, a niekiedy budują małe skupienia, głównie w sedymentach skał alkalicznych i karbonatowych.

Mineralizacja w skałach alkalicznych jest złożona z pirytu, w niewielkich ilościach występuje chalkopiryt, tlenki żelaza i tytanu. Łączna zawartość minerałów kruszcowych w skałach alkalicznych z reguły nie przekracza 5% obj. skały. Najliczniej występuje tym minerałem jest piryt, który tworzy skupienia hipautomorficznych i ksenomorficznych kryształów oraz występuje w postaci rozproszonej. Sporadycznie obserwowano cienkie pirytowe żyłki, nie przekraczające 1 mm grubości. Chalkopiryt występuje głównie jako drobne, izometryczne kształty osobniki, częściowo ulegające przeobrażeniu w bornit. Tlenki Fe-Ti (magnetyt i ilmenit) spotykano w niewielkich ilościach, przy czym z reguły są one silnie korodowane i resorbowane przez minerały płonne. W wielu przypadkach procesy utleniania magnetytu powodują powstawanie hydrohematytu i hydrogetytu. Ilmenit ulega

procesowi leukoksenizacji zarówno w skupieniach jak i w pojedynczych ziarnach.

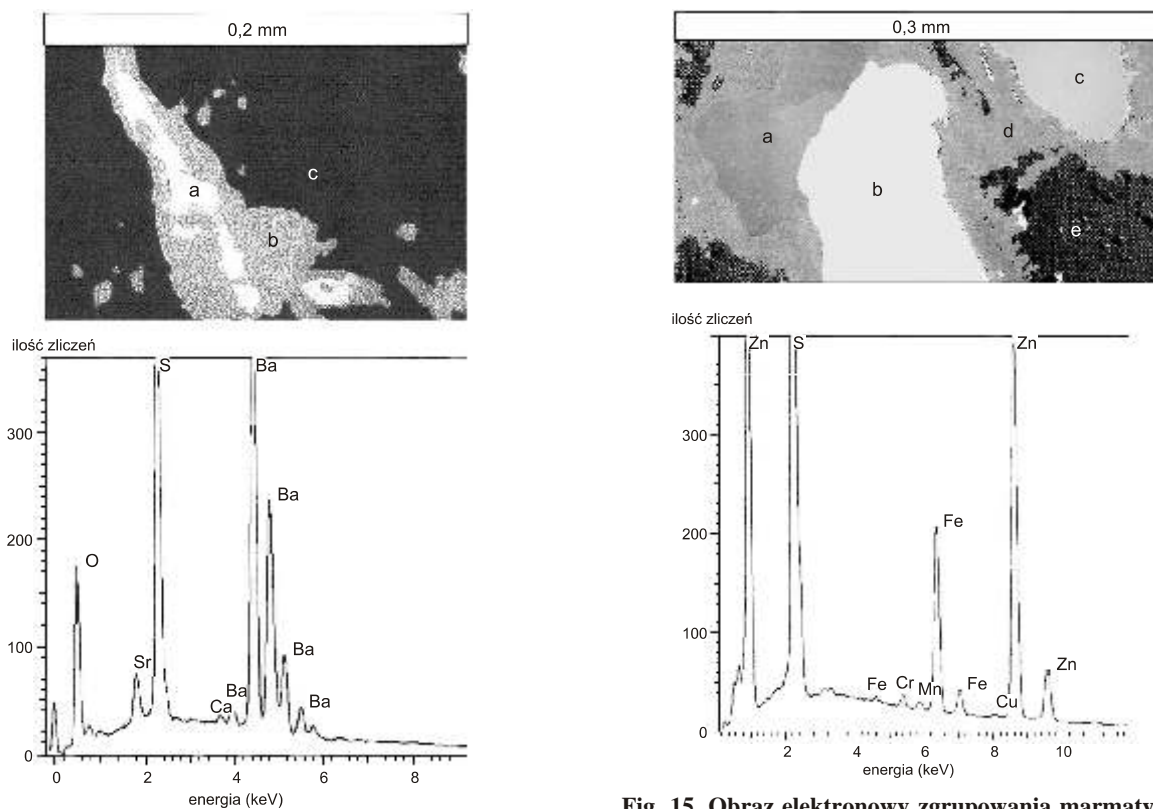
Mineralizacja w karbonatytach w intruzji Tajna jest związana głównie ze spoiwem brekcji intruzyjnej i tworzy formy żyłkowo-sztokwerkowe, żyłki i wypełnienia o grubości od 5 mm do kilkunastu cm. Są to utwory wielofazowe, powstałe w trzech stadiach (Ryka, 1992). Stadium wczesne reprezentują zbrekcjowane i skarbonatyzowane skały alkaliczne cementujące piroksenyty. Materiałem cementującym są gliny, głównie kalcyt, zawierają burbankit, parisyty, fluoryt, niekiedy baryt i siarczki. W skład stadium głównego wchodzi burbankitowo-kalcytowe karbonatyty, stanowi one spoiwo brekcji piroksenitowej. Stadium późne reprezentują kalcytowe karbonatyty, występują one w paragenzie z fluorytem drugiej generacji. Do tego stadium należą siarczki żelaza (piryt, pirotyn i markasyt), siarczki miedzi (kowelin, bornit, digenit i chalkopiryt), galena i sfaleryt (Kubicki, Ryka, 1984; Ryka, 1992).





**Fig. 13. Obraz elektronowy fluorow glanu TR (a), barytu (b), ankerytu (c) w kalcytcie (d) oraz widmo rentgenowskie i mikroanaliza ilo ciowa ankerytu w otworze wiertniczym Tajno IG 4 (gł boko 1347,3 m)**

Backscattered electron image of REE-fluorcarbonate (a), barite (b), ankerite (c) from calcite (d), X-ray spectrum and microprobe analyse of ankerite from Tajno IG 4 borehole (depth 1347.3 m)

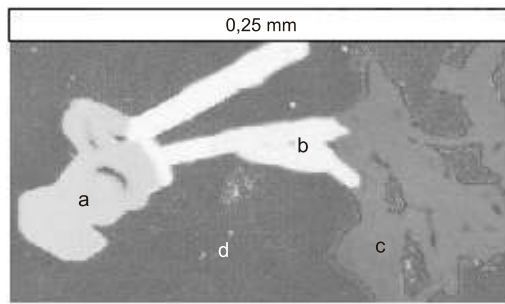


**Fig. 14. Obraz elektronowy fluorow glanu TR (a), barytu (b) w kalcytcie (c) oraz widmo rentgenowskie barytu w otworze wiertniczym Tajno IG 10 (gł boko 724,5 m)**

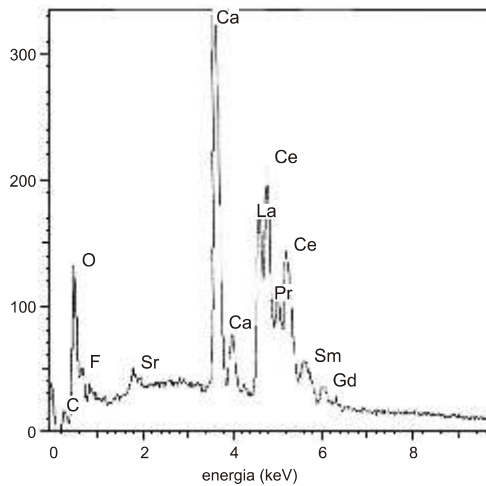
Backscattered electron image of REE-fluorcarbonate (a), barite (b), from calcite (c) and X-ray spectrum of barite from Tajno IG 10 borehole (depth 724.5 m)

**Fig. 15. Obraz elektronowy zgrupowania marmatytu (a), galeny (b), pirytu (c), magnetytu (d) i kalcytu (e) oraz widmo rentgenowskie marmatytu w otworze wiertniczym Tajno IG 4 (gł boko 1475,9 m)**

Backscattered electron image of aggregate marmatite (a), galena (b), pyrite (c), magnetite (d) and calcite (e) and X-ray spectrum of marmatite from Tajno IG 4 borehole (depth 1475.9 m)



ilość zliczeń



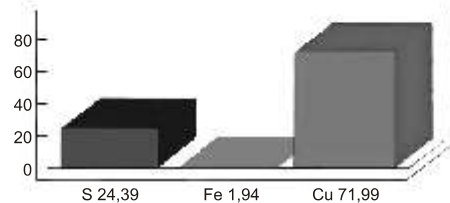
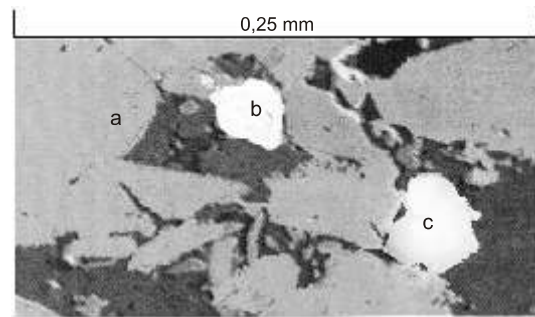
**Fig. 16. Obraz elektrony zgrupowania pirytu (a), bastnaesytu (b), rutylu (c) w kalcyte (d) oraz widmo rentgenowskie bastnaesytu z otworu wiertniczego Tajno IG 4 (gł boko 1347,0 m)**

Backscattered electron image of aggregate pyrite (a), bastnaesite (b), rutile (c), from calcite (d) and X-ray spectrum of bastnaesite from Tajno IG 4 borehole (depth 1347.0 m)

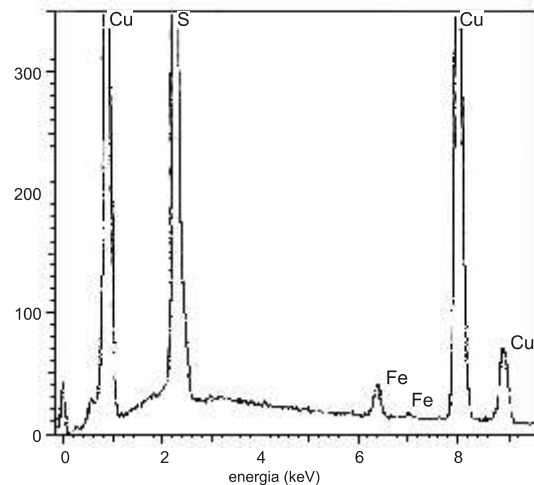
Obserwacje kruszcowe w wietle odbitym, analizy chemiczne i badania wykonane w mikroobszarze wykazały, e głównym składnikiem mineralnym ył karbonatytowych jest kalcyt, z domieszkami w glanów Ba, Sr, Fe, Mn i Mg (fig. 13 i 14). W w glanach zawarte s fluorow glany ziem rzadkich (fig. 14 i 15), siarczki Fe, Zn, Pb, Cu, Mo oraz tlenki Fe i Ti (fig. 15–17). Fluorow glany ziem rzadkich wyst puj w postaci osobników tabliczkowych i listewkowych (fig. 13 i 16), zrostów i przerostów z siarczanami, siarczkami i tlenkami (fig. 16 i 18). Obserwacje mikroskopowe w wietle odbitym pozwoliły wydzieli fluorow glany o zmiennym składzie chemicznym (fig. 18). Na podstawie analizy chemicznej wykonanej w mikroobszarze okre lono skład pierwiastków ziem rzadkich oraz zidentyfikowano główne minerały  $TR_2O_3$  (tab. 1).

W ród minerałów siarczkowych cz sto obserwowano zaokr glone ziarna pirytu i pirotynu, mog ce wskazywa na ich zwi zek z gł bszymi partiami zbiornika magmowego i wynoszone razem z w glanowym materiałem (Vahrušev, 1980; Galij, Kor uk, 1985; Marcinkowski, 1990a).

W karbonatytach masywu Tajna siarczki wyst puj głównie jako piryt, pirotyn, markasyt, fazy przej ciowe po-



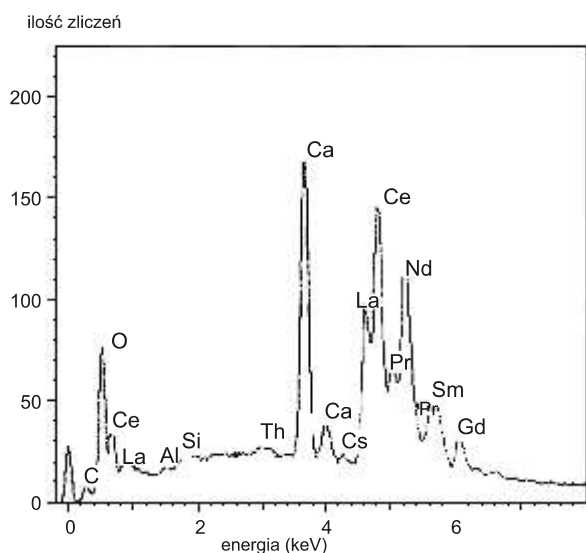
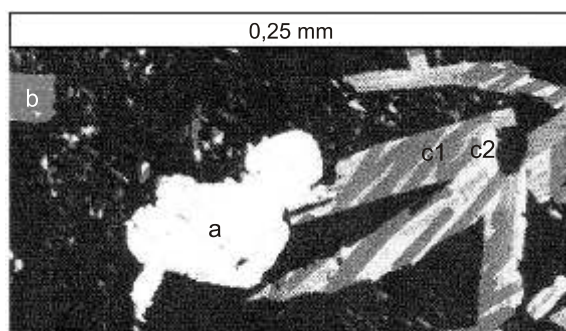
ilość zliczeń



**Fig. 17. Obraz elektrony zgrupowania chalkozynu (a), galeny (b), pirytu (c) oraz widmo rentgenowskie i mikroanaliza ilo ciowa chalkozynu z otworu wiertniczego Tajno IG 4 (gł boko 1425,3 m)**

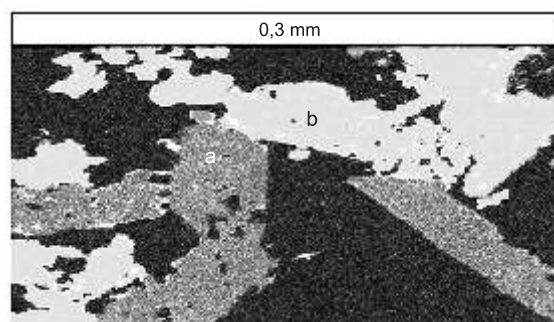
Backscattered electron image of aggregate chalcocite (a), galena (b), pyrite (c), X-ray spectrum and microprobe analyse of chalcocite from Tajno IG 4 borehole (depth 1425.3 m)

mi dzy pirotynem a pirytem (Enaudi, 1971; Marcinkowski, 1990a) i chalkopiryt. Podr dnymi składnikami s chalkozyn (fig. 17), galena, sfaleryt i jego odmiany (clejofan i marmatyt; fig. 15), ilmenit drugiej generacji, zwi zany z metasomatoz alkaliczn (fig. 19a i b) i molibdenit. Siarczki elaza zawieraj domieszki izomorficzne Cu, Zn, Co, Ni, As i Ag. Ich zawarto ci nie przekraczaj 1%, a tylko w jednym przypadku w chalkopirycie stwierdzono zawarto srebra wynosz c 5,67% (tab. 2). Analizy chemiczne w mikroobszarze, wykonane w fazach przej ciowych pomi dzy pirotynem a pirytem, wykazały zawarto ci Cu wynosz ce kilkana cie procent. Tak du a zawarto domieszki Cu w produktach przeobra enia pirotynu mo e wiadczy o obecno ci wrostków chalkopiryty. Wyst powanie As i Ag w asocjacji



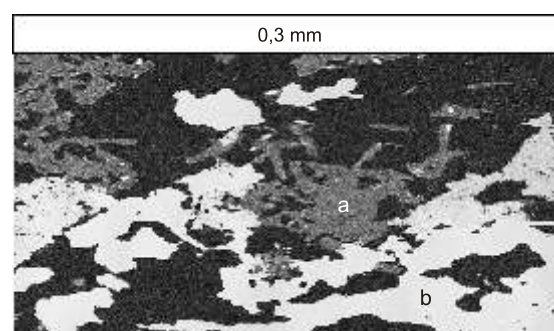
**Fig. 18.** Obraz elektronowy barytu (a), pirytu (b), fluorow glanów TR (c1 + c2) o zmiennym składzie chemicznym oraz widmo rentgenowskie fluorow glanu TR (c1) z otworu wiertniczego Tajno IG 4 (gł boko 989,8 m)

Backscattered electron image of barite (a), pyrite (b), REE-fluorocarbonate (c1+c2) and X-ray spectrum of REE-fluorocarbonate (c1) from Tajno IG 4 borehole (depth 989.8 m)



**Fig. 19a.** Zrosty tabliczek ilmenitu drugiej generacji (a) i pirytu (b) w piroksenicie z otworu wiertniczego Tajno IG 4 (wiatło odbite; pow. 42x; gł boko 1184,1 m)

Intergrown of plates secondary generation ilmenite (a) and pyrite (b) in pyroxenite from Tajno IG 4 borehole (reflected light; X 42; depth 1184.1 m)



**Fig. 19b.** Skupienia igielkowych i tabliczkowych ziaren ilmenitu drugiej generacji (a) i pirytu (b) na kontakcie piroksenitu i żyły w glanowej w otworze wiertniczym Tajno IG 4 (wiatło odbite; pow. 48x; gł boko 1186,5 m)

Aggregates needle-shaped and plates secondary generation of ilmenite (a) and pyrite (b) in the contact of pyroxenite and carbonate vein from Tajno IG 4 borehole (reflected light; X 48; depth 1186.5 m)

**Tabela 1**

**Analizy chemiczne w mikroobszarze minerałów z grupy bastnäsytu z karbonatytu w otworze wiertniczym Tajno IG 4**

Microprobe chemical analyses of bastnäsyte-group from carbonatite in the Tajno IG 4 borehole

Składnik	Gł boko [m]	
	669,00	669,30
	zawarto [% wag.]	
	bastnäsyt	synchisyt
CO <sub>2</sub>	23,48	24,98
CaO	2,58	11,37
SrO	0,32	0,48
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,96	22,35
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,13	25,42
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	3,44
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,83	5,44
Pm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,44
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,57
F	5,36	5,12
Suma	99,93	99,61



Tabela 2

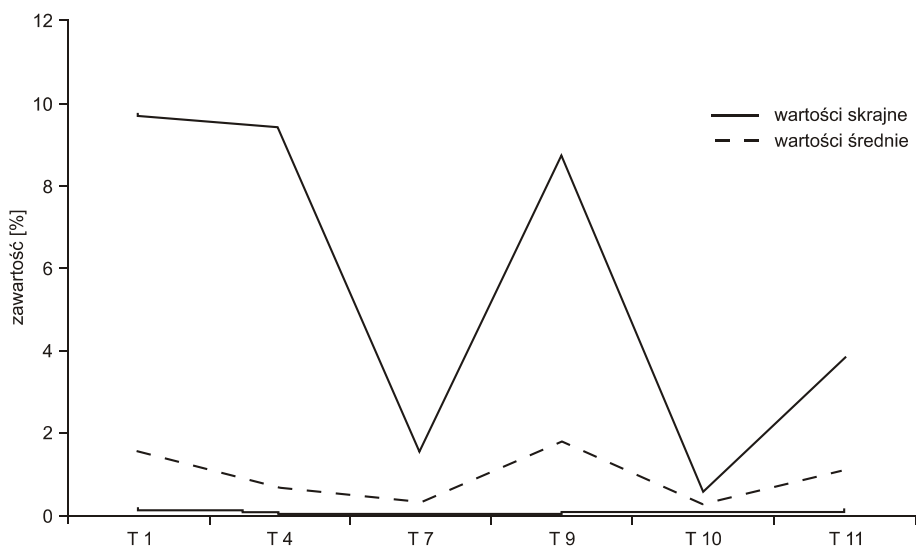
**Analizy chemiczne w mikroobszarze siarczków Fe z otworu wiertniczego Tajno IG 4**  
Microprobe chemical analyses of Fe-sulphides from Tajno IG 4 borehole

Składnik	Pierwiastek								Suma
	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	
	zawarto [% wag.]								
Piryt	52,79	47,31	0,36	0,12	–	–	–	–	100,58
	52,60	48,02	0,05	–	–	–	0,51	–	101,17
	52,66	47,51	0,48	0,14	–	0,10	–	–	100,89
	52,71	45,83	–	–	–	0,34	–	–	98,88
	51,99	46,66	0,63	0,13	1,10	0,02	–	0,11	100,64
Pirotyt	37,80	62,19	0,25	–	–	–	0,04	–	100,28
	38,10	62,18	0,48	–	–	–	0,14	0,33	101,23
Chalkopiryt	32,89	31,57	0,17	0,02	35,08	0,44	0,47	–	100,64
	32,46	31,54	0,33	–	30,67	–	0,16	5,67	100,83
	32,16	44,17	0,47	–	22,62	–	0,15	0,20	99,77

Tabela 3

**Analizy chemiczne w mikroobszarze rutylu niobono nego z otworu wiertniczego Tajno IG 4**  
Microprobe chemical analyses of Nb-rutile from Tajno IG 4 borehole

Gł boko [m]	Składnik								Suma
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
	zawarto [% wag.]								
1009,00	0,09	1,52	0,12	94,13	0,67	1,67	2,11	0,71	100,97
1009,20	–	3,39	0,29	94,63	–	1,05	0,41	–	99,97
1090,00	–	0,22	0,06	94,58	–	2,05	1,43	–	98,35
1090,35	–	0,33	0,62	94,14	–	3,21	1,72	–	100,10



**Fig. 20. Zawarto TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> w karbonatytach w intruzji Tajna w otworach wiertniczych Tajno IG 1, 4, 7, 9, 10 i 11**

REE content in carbonatites from Tajno intrusion in the Tajno IG 1, 4, 7, 9, 10 and 11 boreholes

z Zn, Fe i Cu w produktach przeobrażenia pirotynu sugeruje występowanie w nich siarkosoli, w tym tenantytu ((Cu,Fe,Zn)<sub>3</sub>AsS<sub>3</sub>). W agregatach tlenkowo-siarczkowych stwierdzono także rutyl niobony (tab. 3).

Dla określenia zawartości sumy pierwiastków TR wykonano analizy chemiczne na próbkach bruzdowych z 6 otworów wiertniczych w strefach, w których były karbonatytów mającej największą grubość. Otrzymane wyniki wykazują duże zróżnicowanie zawartości TR na różnych głębokościach w obrębie jednego otworu, jak również w poszczególnych otworach (fig. 20).

#### INTRUZJA SUWAŁK

Intruzja Suwałk zbudowana jest z norytowo-anortozytowych skał, zawierających udokumentowane rudy Fe–Ti–V o przemysłowym znaczeniu oraz towarzyszące im siarczki Cu, Ni i Co (Wiszniewska, 1998). Badania geochemiczne w wy-

branych otworach masywu suwałskiego były skoncentrowane na określeniu domieszek w wybranych minerałach wczesnego etapu krystalizacji magmy, tj. pirotynie i minerałach szeregu Ni–Co. Szczególne zainteresowanie wzbudzały metale szlachetne, tj. Ag, Au i platynowce. Na podstawie dotychczasowych badań geochemicznych ustalono, że Ag jest ukrytym akcesorycznym siarczkiem, głównie pentlandycie. Au współwystępuje przede wszystkim z Ag, Cu, Bi i platynowcami. Najbogatszy w Au okazał się magnetyt. Ładowe ilości Au stwierdzono w pirycie, arsenopirycie i löllingicie (Kubicki, 1990). Siarczki etapu magmowego są także nonikami platynowców. Zarejestrowano w nich ładowe występowanie Pt w ilości 0,03 i 0,15% składu pirotynu (tab. 4). Szczegółowe badania w mikroobszarze pozwoliły stwierdzić przejawy mineralizacji Au–Ag, Pd–Pt–Te, Pb–Se, tworzące bardzo drobne, o wielkości 100 x 5 mikrometrów, zręsy kilku faz epigenetycznych kruszców. Stwierdzono występowanie elektrum o zawartości Ag około 11%, merenskitu (PdTe<sub>2</sub>), jego odmian zawierających Pt, Au, i Ag, hessytu (Ag<sub>2</sub>Te) z domieszką około 1%

Tabela 4

#### Skład chemiczny pirotynu z otworu wiertniczego Krzemianka 2

Chemical composition of pyrrhotite from Krzemianka 2 borehole

Składnik	Głębokość [m]		
	1053,50	1053,70	1053,90
	zawartość [% wag.]		
S	39,32	39,32	38,94
Fe	59,25	59,13	59,92
Ni	1,47	1,47	1,43
Zn	0,23	0,23	0,45
Pt	0,03	0,15	–
Suma	100,29	100,31	100,75

Tabela 5

#### Analizy chemiczne w mikroobszarze minerałów Ni i Co z otworu wiertniczego Krzemianka 2

Microprobe analyses of Ni and Co minerals from Krzemianka 2 borehole

Składnik	Głębokość [m]							
	1053,00	1053,10	1053,20	1053,30	1053,40	1053,50	1053,60	1053,70
	zawartość [% wag.]							
S	39,59	30,22	39,24	39,20	35,83	39,08	29,54	30,46
Fe	10,46	22,83	3,09	3,20	7,50	3,63	24,31	23,52
Co	14,77	1,08	22,39	21,86	1,65	21,36	1,03	0,68
Ni	34,95	43,75	34,65	35,81	53,61	36,32	43,02	43,03
Cu	–	0,16	–	–	–	–	–	–
Zn	0,27	0,03	0,13	–	–	–	–	–
As	0,14	0,08	1,46	–	–	0,41	–	–
Ag	0,33	0,19	0,24	–	–	–	–	–
Suma	99,07	98,35	99,41	99,20	98,59	99,20	97,90	97,70
Minerał	kobalt–pentlandyt	pentlandyt	siegenit	siegenit	milleryt	kobalt–pentlandyt	pentlandyt	pentlandyt

Tabela 6

Zawarto pierwiastków grupy Fe (Ni, Co, Cr, V, Mn i Ti) w pirotynie z norytów intruzji suwalskiej  
Content of Fe-group elements (Ni, Co, Cr, V, Mn and Ti) in pyrrotite from norites of Suwałki intrusion

Lp.	Numer próbki	Otwór wiertniczy	Pierwiastek					
			Ni	Co	Cr	V	Mn	Ti
			zawarto [ppm]					
1	52	K 1	10000	2700	9	130	65	480
2	253	K 41	14000	5100	3	160	54	310
3	310	K 41	15000	2700	4	58	39	50
4	311	K 38	14000	3400	16	395	39	160
5	312	K 38	12500	4000	5	340	60	240
6	423	K 38	9800	2300	13	185	96	780
7	424	K 38	9600	2200	7	92	69	380
8	425	K 38	11500	2300	5	69	56	220
9	436	K 38	13500	3000	7	40	47	200
10	437	K 38	14000	3000	7	41	43	90
11	438	K 38	14000	2700	3	19	40	50
12	439	K 38	12000	2300	7	62	54	130
13	440	K 6	13000	3300	2	210	66	320
14	441	K 6	14500	3000	11	75	63	105
15	448	K 6	14000	3500	10	150	42	290
16	449	K 6	12500	3900	7	210	62	540
17	455	K 6	13000	5500	5	57	47	73
18	564	K 6	13500	3300	1	140	86	520
19	569	K 6	14000	3200	6	58	40	180
20	570	K 6	13500	2600	5	56	38	80
21	548	K 8	13000	4400	2	300	160	260
22	561	K 8	14500	3900	4	140	52	500
23	628	K 22	12000	3650	2	240	71	920
24	663	K 25	17000	1650	7	34	30	150
25	668	K 26	7500	1800	6	80	180	570

K – Krzemianka

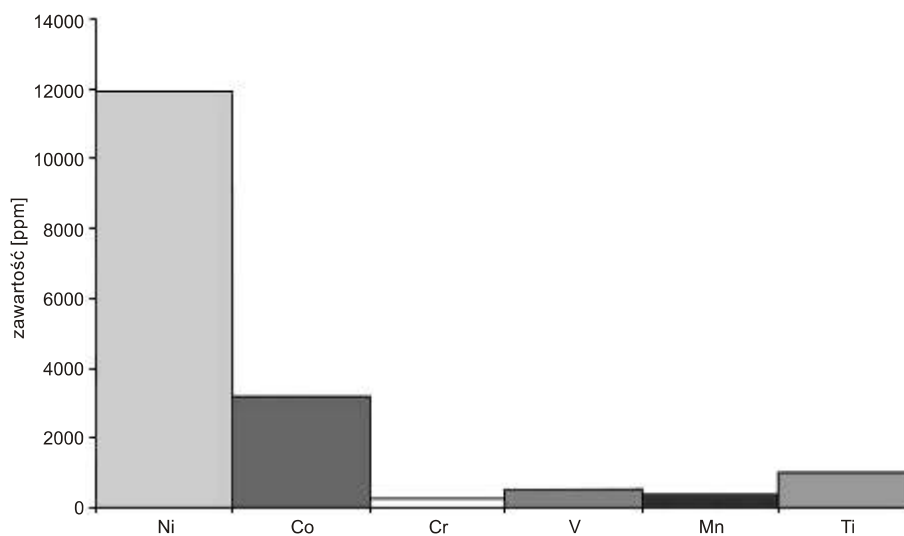


Fig. 21. średnie zawarto ci pierwiastków z grupy Fe (Ni, Co, Cr, V, Mn i Ti) w pirotynie z norytu w intruzji suwalskiej

Average content of Fe-group element (Ni, Co, Cr, V, Mn and Ti) in pyrrotite from norite of the Suwałki intrusion



Pd oraz soppcheitu (tellurek Ag–Pd) z domieszką około 2% Pt (Salamon, Bana, 2000). Ponadto platynowce gromadzą się w piroksenach oraz spinelach o podwyższonej zawartości Cr (Kubicki, 1990). W analizowanych ziarnach pirotynu stwierdzono domieszki Ni w ilości ponad 1% wag. i Zn poniżej 1% wag. (tab. 4).

Badania chemiczne w mikroobszarze minerałów nikielowo-kobaltowych i domieszek w nich zawartych pozwoliły wydzielić szereg faz o zmiennym składzie chemicznym. Są to związki zbliżone do pentlandytu, kobaltpentlandytu, siegenitu i millerytu (tab. 5).

Badania chemiczne pierwiastków ładowych grupy elaza, wykonane w wypreparowanych ziarnach pirotynu, wykazują znaczny przewagę Ni i Co nad pozostałymi pierwiastkami, tj. Cr, V, Mn i Ti. Ni występuje w przedziale 0,75–1,70%, a Co nie przekracza 1% wag. Pozostałe pierwiastki, tj. Ti, V, Cr i Mn, występują tak w ilościach ładowych (tab. 6; fig. 21).

### STRUKTURA WIGIER

Struktura Wigier jest zbudowana z różnych odmian gnejsów zmiękatyzowanych, łupków krystalicznych, wł granitoidowych i marmurów krzemianowych (kalcyfirów). Pierwotna mineralizacja kruszcowa występuje głównie w gnejsach i łupkach krystalicznych oraz w niewielkiej ilości w włach granitoidowych. Wł kalcyfirów zawierają minerały ziem rzadkich, siarczki i tlenki.

Pierwotna mineralizacja kruszcowa zbudowana jest z magnetytu i ilmenitu oraz pirytu, pirotynu i chalkopirytu. Minerale tlenkowe tworzą małe zgrupowania kilku lub kilkunastu hipautomorficznych i sporadycznie automorficznych kryształów, często układające się w szliry. Towar-

zyszą im piryty, pirotyny i chalkopiryty, jako podrzędne składniki. W całym profilu przewierconych skał tlenki i siarczki występują także w postaci impregnacji, gdzie przeważają skupienia monomineralne (Marcinkowski, 2002). Sporość tlenków w największej ilości występuje w magnetycie, który stanowi około 80% obj. minerałów kruszczowych. Analizy chemiczne w mikroobszarze wykazały ładowe ilości wanaadu. Magnetyt niekiedy ulegał silnemu procesowi martytyzacji, w wyniku czego utworzyły się agregaty, w których głównym składnikiem jest martyt. Przeobrażeniem tym często towarzyszą podwyższone zawartości tytanitu – do 8% obj. (tab. 7). Ze wzrostem ilości magnetytu wewnątrz jego skupienia pojawiają się automorficzne ziarna ilmenitu. W próbkach, w których minerały Fe i Ti stanowią kilkanaście procent, obserwuje się bardzo cienkie soczewki spineli z szeregu pleonast–hercynit, jako faza odmieszczona w magnetycie. W strefach silnie rozwiniętego procesu martytyzacji wykonano analizy planimetryczne i określono w procentach objętościowy udział głównych minerałów kruszczowych (tab. 7). Wyniki badań kruszczowych mineralizacji pierwotnej w otworze wiertniczym Wigry IG 1 wskazują, że największe koncentracje rudne tworzą formy skupienia zbliżone pod względem strukturalno-teksturalnym, składu mineralnego i proporcji głównych minerałów tlenkowych do ubogich rud suwalskich czy gabroidów strefy Sejn (fig. 22).

Mineralizacja kruszcowa w kalcyfirach. Kalcyfiry w metalogenicznej strefie Wigier występują w postaci wł o teksturze beładnej lub ukierunkowanej, których grubość wynosi od kilku do kilkunastu cm. Przecinają one serie skał metamorficznych na różnych głębokościach. Głównym składnikiem karbonatytów jest kalcyt, którego zawartość zmienia się od 81,8 do 99,0 % obj. Stwierdzono także kilkupro-

**Tabela 7**

#### Wyniki mikroskopowej analizy planimetrycznej minerałów kruszczowych z otworu wiertniczego Wigry IG 1 w % obj.

Results of microscopic analysis of ore minerals from Wigry IG 1 borehole in vol. %

Lp	Głębokość [m]	Forma mineralizacji	Magnetyt + martyt	Ilmenit	Tytanit	Minerały płone	Suma
1	651,2	impregnacja	11,0	0,1	8,0	80,9	100,0
2	710,8	impregnacja	10,5	0,2	0,1	89,1	99,9
3	723,4	impregnacja	11,3	0,6	3,2	84,9	100,0
4	763,3	impregnacja	9,8	0,3	2,2	87,7	100,0
5	772,5	impregnacja	10,3	0,7	2,7	86,3	100,0
6	652,9	szliry	17,6	1,9	4,2	76,5	100,2
7	677,1	szliry	15,4	1,2	3,6	80,1	100,3
8	682,5	szliry	13,7	0,1	1,2	85,2	100,2
9	685,5	szliry	15,1	0,9	2,3	81,7	100,0
10	698,0	szliry	20,5	0,2	0,3	79,0	100,0
11	648,3	skupienia	23,6	1,2	4,5	70,7	100,0
12	668,9	skupienia	15,3	0,2	3,7	80,8	100,0
13	691,0	skupienia	29,7	0,7	0,2	69,4	100,0
14	708,1	skupienia	24,3	2,4	2,8	70,5	100,0
15	715,7	skupienia	27,1	3,1	1,9	67,9	100,0

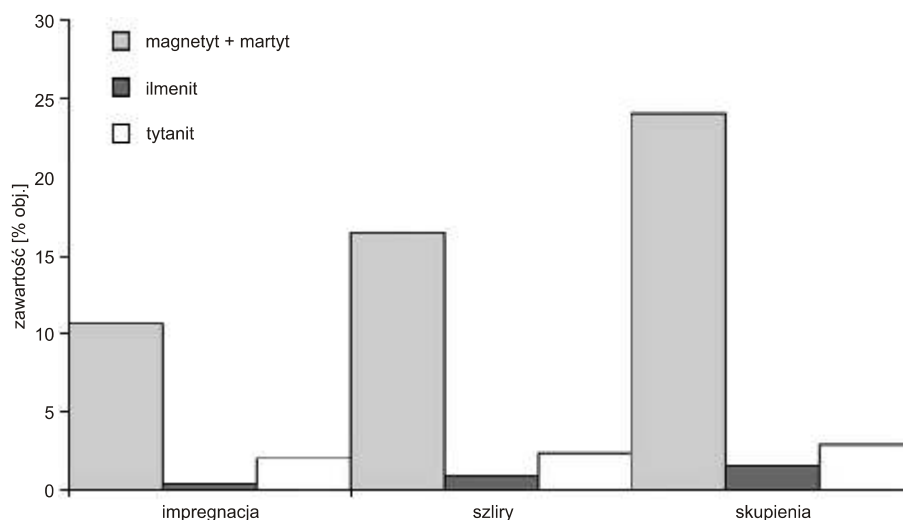


Fig. 22. rednia zawarto minerałów kruszczowych w strefach mineralizacji w otworze wiertniczym Wigry IG 1

Average content of ore minerals in the mineralization zones in Wigry IG 1 borehole

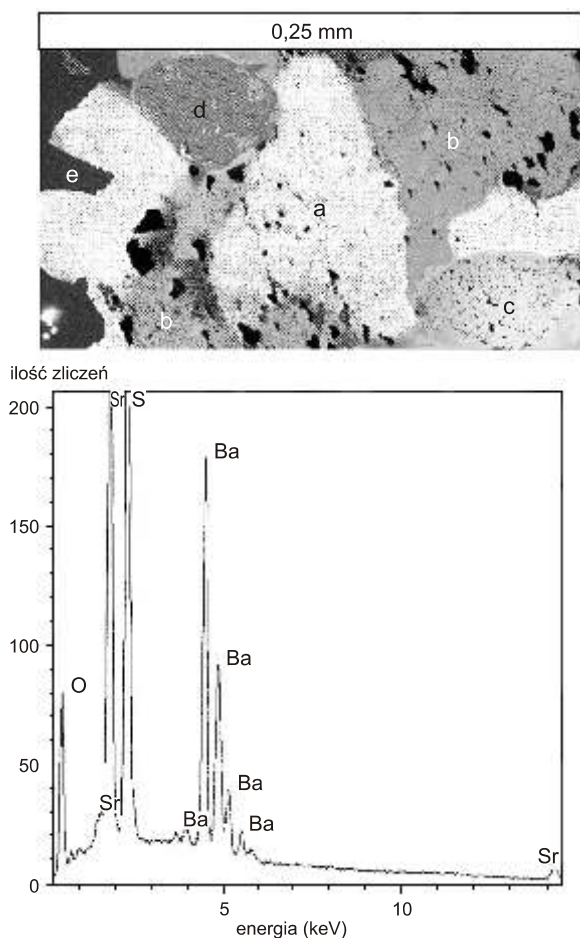
Tabela 8

Analizy chemiczne karbonatów z otworu wiertniczego Wigry IG 1

Chemical analyses of carbonatites from Wigry IG 1 borehole

Składnik	Gł boko [m]				
	1186,3	1198,0	1201,6	1206,1	1219,3
	zawarto [% wag.]				
SiO <sub>2</sub>	5,85	7,55	10,40	9,00	6,45
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,07	0,05	0,04	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,59	0,12	0,38	0,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,18	0,08	0,08	0,24
FeO	0,14	0,32	0,12	0,10	0,66
MnO	0,01	0,025	0,08	0,007	0,033
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ppw	ppw	ppw	ppw	ppw
CaO	48,50	46,70	46,00	47,00	45,60
MgO	1,89	2,61	1,69	1,39	2,16
SrO	0,16	0,05	0,00	0,10	0,06
BaO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,05	0,08	0,05
K <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,03	0,18	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,63	1,88	1,68	1,71	1,79
S	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CO <sub>2</sub>	39,60	38,60	38,30	37,60	39,10
F	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
CuO	0,013	0,007	0,003	0,01	0,004
Suma	98,61	98,84	98,71	97,78	97,20

ppw – poni ej progu wykrywalno ci



**Fig. 23. Obraz elektronowy zgrupowania fluorow glanu TR (a), baryto-celestynu (b), cyrkonu (c), ankerytu (d) w kalcytcie (e) oraz widmo rentgenowskie baryto-celestynu w otworze wiertniczym Wigry IG 1 (gł boko 1186,3 m)**

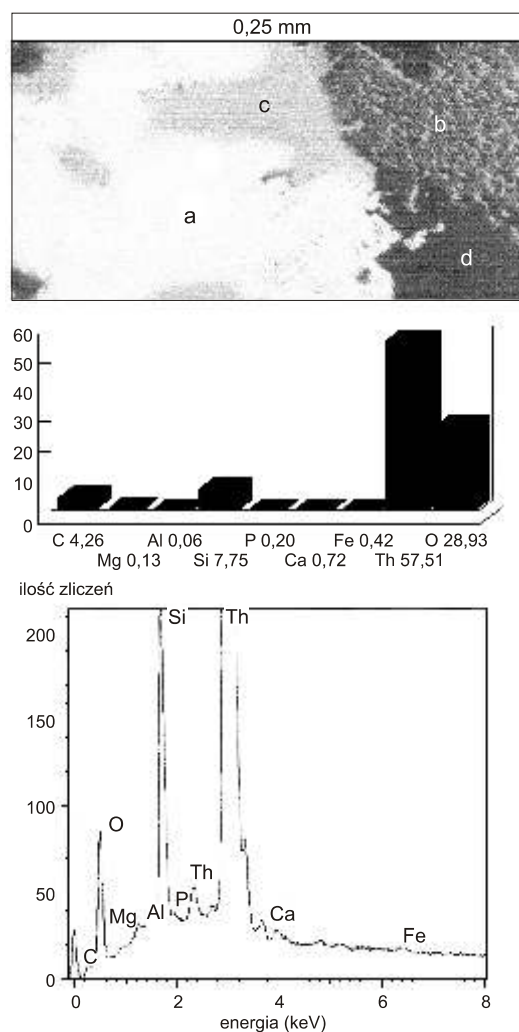
Backscattered electron image of REE-fluorcarbonate (a), barite-celestine (b), zircon (c), ankerite (d) and calcite (e) and X-ray spectrum of barite-celestine from Wigry IG 1 borehole (depth 1186.3 m)

ntowy udział w w glanach domieszki magnezytu i ładowy syderytu. W wi kszej ilo ci wyst puj w nich pirokseny i amfibole. Pozostałe minerały, tj. kwarc, epidoty, biotyt, muskowitz, skalenie, skapolity, tytanit, apatyty, chloryty i minerały nieprzezroczyste wyst puj w ilo ciach nieprzekraczających 1% obj. (Ryka, 2000).

Analizy składu mineralnego i chemicznego kalcyfirów wykazały wyst powanie w nich minerałów pierwiastków ziem rzadkich, baru, strontu, fluorow glanów i fosforanów ziem rzadkich, co zostało potwierdzone badaniami w mikroobszarze (tab. 8). Analizy chemiczne w mikroobszarze pozwoliły okre li skład ył w glanowych, w których stwierdzono w glany i siarczany Ba i Sr, reprezentowane przez kalcyt, stroncjanit, baryt, celestyn, baryto-celestyn, ankeryt, fluorow glany i fosforany ziem rzadkich (fig.

23–25). Mineralizacja siarczkowo-tlenkowa jest zbudowana z siarczków Fe (piryt, pirotyn i markasyt), Zn (sfaleryt, marmatyt i clejofan), Pb (galena), Cu (chalkopiryt) oraz tlenków Fe i Ti pó niejszej generacji w stosunku do tlenków wyst puj cych w gnejsach i łupkach (fig. 26). W skupieniach mineralnych spotykany był rutyl niobono ny (tab. 9; fig. 26).

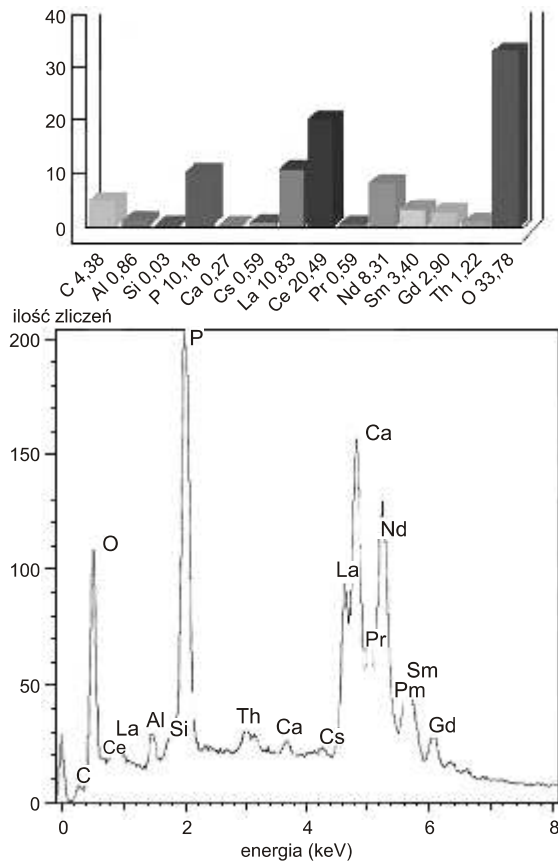
Jako ciowe i ilo ciowe analizy chemiczne w mikroobszarze pozwoliły stwierdzi , e dominuj c grup ziem rzadkich jest grupa cerowa, która stanowi ponad 50% ich składu (tab. 10). Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze pozwoliły tak e zidentyfikowa minerały zawieraj ce pierwiastki ziem rzadkich (fluorow glany i fosforany TR; tab.



**Fig. 24. Obraz elektronowy zgrupowania fluorow glanu TR (a), pirytu (b), torytu (c) w kalcytcie (d) oraz widmo rentgenowskie i mikroanaliza ilo ciowa torytu w otworze Wigry IG 1 (gł boko 664,1 m)**

Backscattered electron image of REE-fluorcarbonate (a), pyrite (b), thorite (c) aggregate in calcite (d), X-ray spectrum and microprobe analyse of thorite from Wigry IG 1 borehole (depth 664.1 m)





**Fig. 25. Mikroanaliza ilościowa oraz widmo rentgenowskie fosforanu ziem rzadkich w kalcyfirze z otworu wiertniczego Wigry IG 1 (gł boko 664,1 m)**

Microprobe analyse and X-ray spectrum of REE-phosphate in calcyphire from Wigry IG 1 borehole (depth 664.1 m)

**Tabela 9**

**Analiza chemiczna w mikroobszarze rutylu z otworu wiertniczego Wigry IG 1 (gł boko 1182,2 m)**

Microprobe chemical analysis of rutile from Wigry IG 1 borehole (depth 1182.2 m)

Składnik	Zawarto [% wag.]
CaO	0,46
TiO <sub>2</sub>	91,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33
FeO	4,35
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,78
Suma	99,47

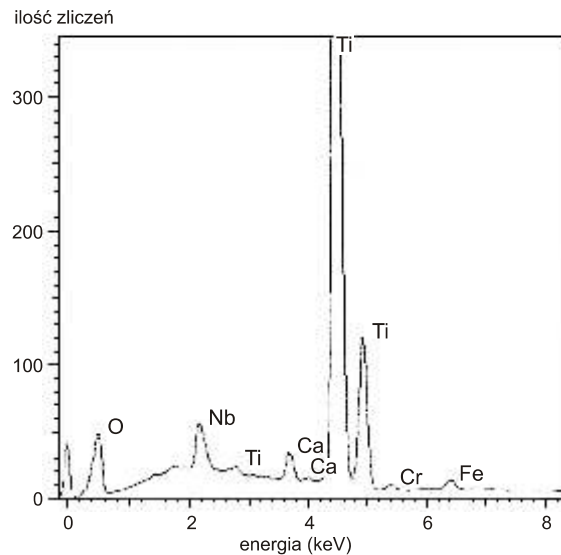
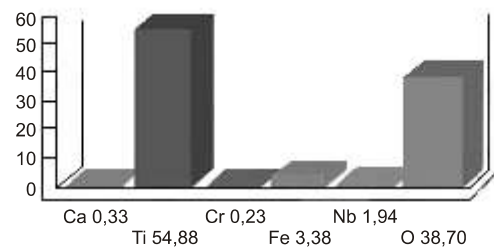
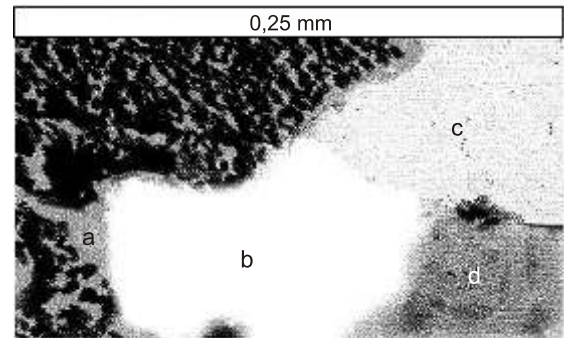
10). W kilku badanych próbkach stwierdzono wyst powanie torytu (fig. 24; tab. 11) i cyrkonu (fig. 23), wchodzących w skład zgrupowania minerałów kruszczowych.

Analizy chemiczne w mikroobszarze podkreślają duży udział cirkonu w składzie mineralnym kalcyfirów i towar-

zyszej jej mineralizacji siarczkowej. Obserwuje się nakładanie się mineralizacji związanej z procesami karbonatyzacji i pneumatolityczno-hydrotermalnej na pierwotną mineralizację tlenkowo-siarczkową.

**STRUKTURA SEJN**

Struktura Sejn jest zbudowana z różnych odmian skał gabbroidowych, wśród których przeważają anortozyty, leukogabra, noryty, leukonoryty, a w mniejszej ilości występują



**Fig. 26. Obraz elektronowy zgrupowania pirytu (a), galeny (b), rutylu niobono-niobowego (c) i sfalerytu (d) w kalcyfirze oraz widmo rentgenowskie i mikroanaliza ilościowa rutylu niobono-niobowego w otworze wiertniczym Wigry IG 1 (gł boko 1190,0 m)**

Backscattered electron image of pyrite (a), galena (b), Nb-rutile (c), sphalerite (d) aggregate in calcyphire, X-ray spectrum and microprobe analyse of Nb-rutile from Wigry IG 1 borehole (depth 1190.0 m)

Tabela 10

**Analiza chemiczna w mikroobszarze fluorow glanów i fosforanów TR z karbonatytów z otworu wiertniczego Wigry IG 1**

Microprobe analyses of flourcarbonates and phosphates from carbonatites from Wigry IG 1 borehole

Składnik	Gł boko [m]							
	1185,50	1193,00	1197,40	1204,30	1205,50	1207,50	1215,50	1219,40
	zawarto [% wag.]							
CO <sub>2</sub>	31,73	32,88	29,95	34,77	9,65	16,06	27,00	35,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,39	–	–	0,42	1,62	–	–
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,11	–	–	2,87	0,07	–	–
CaO	10,25	10,50	1,34	9,47	0,17	0,38	0,90	6,31
SrO	0,38	0,40	0,77	0,55	–	–	0,23	0,24
Cs <sub>2</sub> O	0,57	0,58	0,79	0,73	0,52	0,62	0,65	0,66
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	14,56	14,34	11,27	8,21	12,70	14,83	12,73
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,70	24,28	25,67	23,03	20,72	24,00	24,54	21,94
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,54	1,67	1,10	0,88	0,69	1,11	0,55
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,81	10,05	10,77	10,87	10,10	9,69	9,46	8,52
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,21	4,31	5,17	4,24	4,30	3,94	3,49	3,46
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	3,56	3,48	3,15	2,90	3,34	3,61	3,04
ThO <sub>2</sub>	0,63	0,65	3,18	1,25	15,83	1,38	1,39	0,72
F	3,00	3,00	3,00	–	–	–	–	–
FeO	–	–	0,91	–	–	–	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	22,18	23,33	14,14	6,75
Suma	100,00	102,82	97,01	100,43	98,72	97,83	101,36	100,60
Minerał	synchisyt	synchisyt	bastnäsytt	synchisyt	fosforany z pierwiastkami ziem rzadkich			

amfibolity, hornfelsy, granitoidy i pegmatyty. Skały te zawierają rozproszoną mineralizację pierwotnych tlenków Fe i Ti w skałach gabroidowych, mineralizację ziem rzadkich z Nb i Zr związane z pegmatytami i żyłami granitowymi oraz przejawy mineralizacji polimetalicznej, którą stanowi postkinematyczne cienkie żyłki kruszcowe.

Pierwotne okruszcowanie gabroidów w strukturze Sejny składa się z magnetytu, ilmenitu i spineli grupy pleonast–her-

cynit oraz w niewielkiej ilości z pirytu, pirotynu i chalkopiryty, tworzących wkładki i szliry. Magnetyt stanowi fazę bez odmieszczą, jak również zawiera lamelki i listewki ilmenitu. Na kontakcie magnetytu i ilmenitu, a także w ilmenicie obserwuje się spinele z grupy pleonast–hercynit, tworzące lamelki i soczewki. Noryty są skałami najbogatszymi w tlenkowe minerały rudne, zawierają ich kilka, kilkanaście a sporadycznie kilkadziesiąt procent. Inne skały z grupy gabroidów, a także charnockity i pegmatyty charakteryzują się podobnym składem mineralizacji kruszcowej, lecz o niskich zawartościach. Minerały tlenkowe składem i wykształceniem, a także proporcjami magnetytu do ilmenitu, są zbliżone do ubogich rud suwalskich, lecz nie tworzą ich części rudnych. Agregaty tlenkowych minerałów kruszcowych zawierają ksenomorficznie wykształcony pirotyn, piryt i chalkopiryt. Stosunek magnetytu do ilmenitu w skałach gabroidowych wynosi od 1,7:1 do 3,6:1. W rudach bogatych stosunek magnetytu do ilmenitu zmniejsza się zgodnie z prawidłowością, a im więcej minerałów rudnych, tym stosunek ten jest większy. Jest to związane z podwyższoną zawartością Ti w gabroidach wzbogaconych w minerały rudne. W innych rodzajach skał, jak charnockity i pegmatyty, mineralizacja jest uboższa, a stosunek magnetytu do ilmenitu waha się od 20:1 do 30:1 (tab. 12; fig. 27).

W skład pierwotnej mineralizacji siarczkowej w skałach gabroidowych wchodzi pirotyn, piryt i chalkopiryt. Pirotyn występuje w największych ilościach spośród minerałów

Tabela 11

**Analiza chemiczna w mikroobszarze torytu z karbonatytu z otworu wiertniczego Wigry IG 1 (gł boko 1208,4 m)**

Microprobe analysis of thorite from carbonatite from Wigry IG 1 borehole (depth 1208.4 m)

Składnik	Zawarto [% wag.]
CO <sub>2</sub>	15,61
SiO <sub>2</sub>	16,58
ThO <sub>2</sub>	65,44
MgO	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47
CaO	1,01
FeO	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12
Suma	99,99

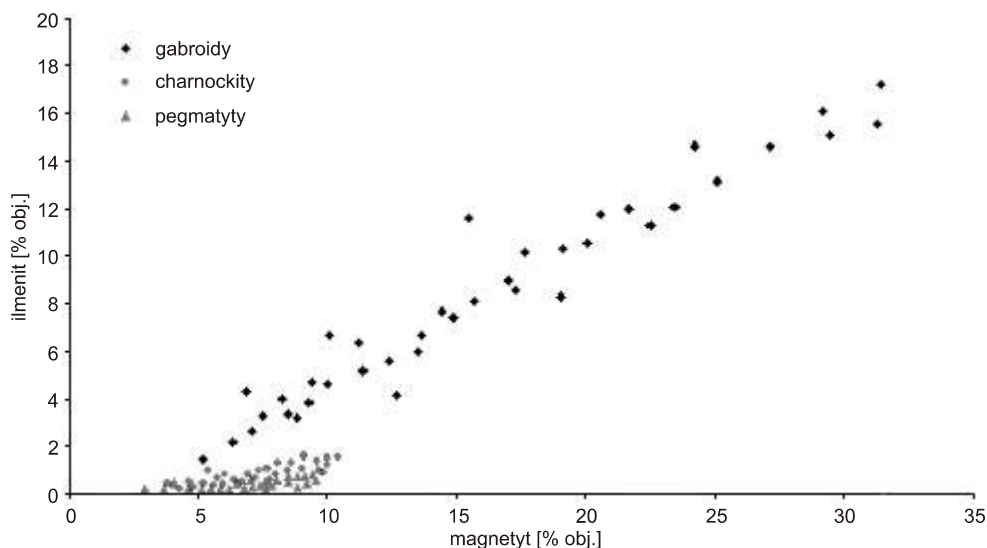


Fig. 27. Stosunek ilmenitu do magnetytu w głównych typach skał w otworze Sejny IG 2

Magnetite/ilmenite ratio in main types of rocks from Sejny IG 2 borehole

Tabela 12

Zawarto magnetytu i ilmenitu oraz ich stosunek w głównych typach skał w otworze Sejny IG 2

Content of magnetite and ilmenite and its ratios in main rocks from Sejny IG 2 borehole

Lp.	Rodzaj skał	Gł boko [m]	Magnetyt [% obj.]	Ilmenit [% obj.]	Stosunek magnetytu do ilmenitu
1	noryt	1262,0	29,48	15,10	2,0:1
2	noryt	1265,3	30,30	15,52	1,9:1
3	noryt	1263,8	25,12	12,14	2,1:1
4	noryt	1269,9	12,36	5,62	2,2:1
5	noryt	1272,4	14,48	5,09	2,8:1
6	noryt	1276,5	5,64	1,85	3,0:1
7	noryt	1278,0	6,24	1,96	3,2:1
8	leukonoryt	1483,0	28,54	16,40	1,7:1
9	leukonoryt	1494,7	20,06	10,56	1,9:1
10	leukonoryt	1502,4	22,50	10,23	2,2:1
11	leukonoryt	1505,4	19,00	9,46	2,0:1
12	leukonoryt	1511,5	13,50	5,98	2,3:1
13	leukonoryt	1514,2	9,28	2,60	3,6:1
14	charnockit	1520,2	10,26	0,53	19,3:1
15	charnockit	1521,2	7,16	0,32	22,4:1
16	charnockit	1531,9	8,26	0,33	25,0:1
17	charnockit	1624,4	4,17	0,21	19,9:1
18	charnockit	1629,8	5,92	0,19	31,2:1
19	pegmatyt	583,0	4,78	0,38	12,6:1
20	pegmatyt	877,0	6,39	0,74	8,6:1
21	pegmatyt	1436,2	6,78	0,56	12,1:1
22	pegmatyt	1438,8	8,19	0,43	19,1:1
23	pegmatyt	1546,3	9,12	0,79	11,5:1
24	pegmatyt	1668,8	7,34	0,63	11,6:1
25	pegmatyt	1720,7	9,60	0,29	33,1:1
26	pegmatyt	1900,3	4,17	0,23	17,9:1



siarczkowych i tworzy ksenomorficzne oraz hipautomorficzne kryształy. Uległ on częściowo pirytyzacji, tworząc agregaty fazy po redniej pirotynowo-pirytowej, które następnie przeobraziły się w metakryształy pirytu. Pirotyn niekiedy spotyka się w skupieniach z magnetytem i ilmenitem.

Pirotyn występuje w mniejszych ilościach i tworzy dwie generacje. Pirotyn pierwszej generacji występuje jako składnik rud ilmenitowo-magnetytowych, a drugiej generacji tworzy się w wyniku przeobrażenia pirotynu. Niewielka ilość pirytu występuje w formie żyłek, które utworzyły się w warunkach typowych dla nisko- i redniotemperaturowych zakresów stadium hydrotermalnego.

Chalkopiryty, najrzadszy minerał siarczkowy współwystępuje z pirotynem i pirytem, tworząc z nimi zróżnicowane formy, a także obserwowany jest w nich w postaci wrostków. Niekiedy wypełnia on drobne przestrzenie w skale w formie cienkich żyłek i występuje jako drobne, rozproszone izometryczne kryształy.

Badania chemiczne w mikroobszarze przeprowadzono w magnetytach i w siarczках towarzyszących rudom ilmenitowo-magnetytowym. Wcześniejsze badania mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że w magnetycie występują domieszki izomorficzne V i Cr, których nie można obserwować pod mikroskopem. Ziarna magnetytu w mikroobszarze analizowano pod kątem zawartości Fe, Ti, Cr, V, Al, Mn, Mg i Si. Wykazały one zawartość  $V_2O_5$  w granicach 0,55–1,14% i  $Cr_2O_3$  od 0,18–2,09% (tab. 13; fig. 28).

Wyniki analiz zawartości domieszek izomorficznych w magnetycie są porównywalne z wynikami analiz przeprowadzonych w magnetytach ze skał płonnych i rud masywu suwalskiego (Speczik, 1990).

Badania pierwotnej mineralizacji siarczkowej (pirotyn, pirotyn i chalkopiryty) przeprowadzono pod kątem zawartości w nich metali z grupy Fe i metali nieelaznych. Wykazały one, że najliczniejszymi domieszkami w siarczках są Ni i Co, których zawartość wynosi od dziesiątych części do 1% wag. Cu w pirotynie i pirytych stwierdzono tylko w niektórych próbkach, osiągał maksymalną zawartość 1,43%

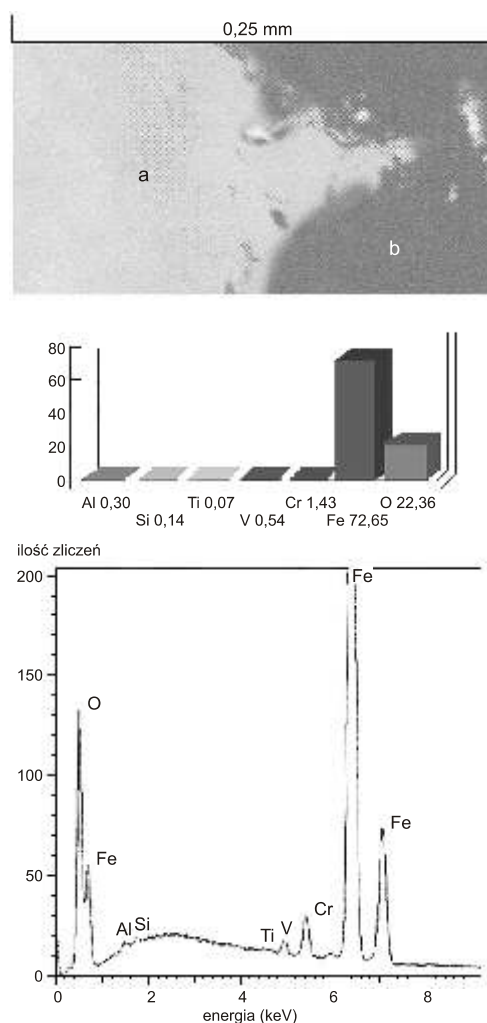


Fig. 28. Obraz elektronowy magnetytu (a), piroksenu (b) oraz widmo rentgenowskie i mikroanaliza ilościowa magnetytu w otworze wiertniczym Sejny IG 2 (głębokość 1697,4 m)

Backscattered electron image of magnetite (a), pyroxene (b), X-ray spectrum and microprobe analysis of magnetite from Sejny IG 2 borehole (depth 1697.4 m)

Tabela 13

Analizy chemiczne w mikroobszarze magnetytu z otworu wiertniczego Sejny IG 2

Microprobe analyses of magnetite from Sejny IG 2 borehole

Lp.	Głębokość	Składniki [zaw. % wag.]						Suma
		$V_2O_5$	$Cr_2O_3$	FeO	$Al_2O_3$	$SiO_2$	$TiO_2$	
1	668,5	0,55	0,79	96,25	–	–	–	97,58
2	707,5	1,14	1,04	97,70	–	–	–	99,88
3	707,6	1,06	1,13	95,43	1,73	0,66	–	100,1
4	707,8	1,04	1,08	97,16	0,33	0,39	–	100,0
5	707,9	0,74	0,21	99,04	–	–	–	99,99
6	708,0	0,80	0,18	99,02	–	–	–	100,0
7	708,2	0,89	0,19	98,92	–	–	–	100,0
8	852,0	0,97	2,09	93,46	0,56	0,29	0,11	99,48
9	852,1	0,96	1,98	93,39	0,48	0,15	0,05	99,01
10	852,3	0,95	2,05	92,94	0,33	0,18	0,03	98,48

(tab. 14). Pozostałe pierwiastki, tj. Zn, As, Ag i Cd notowano tylko sporadycznie w ładowych ilo ciach.

Badaniom geochemicznym w strukturze Sejn poddano główne typy skał dla okre lenia prawidłowo ci wyst powania w nich metali grupy Fe (Ni, Co, V, Cr i Ti).

Stwierdzono kilkakrotne zwi kszenie zawarto ci Ni, V i Cr w otworze Sejny IG 1 w porównaniu z zawarto ciami tych pierwiastków w otworze wiertniczym Sejny IG 2. Zawarto ci Co i Ti w omawianych otworach s zbli one do sie-

Tabela 14

#### Analizy chemiczne w mikroobszarze pirotynu pierwotnej mineralizacji w otworze Sejny IG 2

Microprobe analyses of pyrrhotite of early phase of mineralization from Sejny IG 2 borehole

Lp.	Gł boko [m]	Pierwiastek										Suma
		S	Fe	Ni	Co	Zn	Ag	Cu	Sn	As	Cd	
		zawarto [% wag.]										
1	657,5	36,50	63,87	–	–	–	–	0,15	–	–	–	100,45
2	657,6	38,29	60,03	–	0,25	0,11	–	1,43	–	–	–	99,99
3	657,7	36,52	61,91	0,44	0,37	0,03	–	–	0,12	0,28	–	99,64
4	657,8	37,10	59,54	0,26	0,30	–	–	1,04	0,05	0,66	–	98,91
5	657,9	36,52	61,91	0,37	0,44	0,03	–	–	–	0,28	–	99,52
6	668,5	39,09	60,29	0,19	–	0,17	–	–	–	–	0,25	99,81
7	668,6	36,01	53,49	7,13	–	0,16	–	–	–	–	2,61	99,30
8	707,5	39,21	59,33	0,38	–	–	–	–	–	–	–	98,88
9	802,5	36,41	62,98	0,36	–	–	–	–	–	–	–	99,66
10	802,6	36,46	62,44	0,25	0,29	–	–	–	–	–	–	99,34
11	802,7	35,54	62,24	0,53	0,55	0,07	0,54	–	–	–	–	99,39

Tabela 15

#### Porównanie rednich zawarto ci pierwiastków z grupy elaza w głównych typach skał w otworach Sejny IG 1 i Sejny IG 2

Comparison of average content of Fe-group elements in main rock types from Sejny IG 1 and Sejny IG 2 boreholes

Rodzaj skały	Sejny IG 2					Sejny IG 1				
	Ni	Co	V	Cr	Ti	Ni	Co	V	Cr	Ti
	zawarto [ppm]									
Amfibolit	–	–	–	–	–	134,0	85,0	341,0	220,0	11820
Anortozyt	13,7	48,7	34,8	67,1	4234	143,3	74,0	125,0	302,9	2098
Charnockit	12,0	51,0	73,8	81,4	8008	–	–	–	–	–
Gabronoryt	26,5	44,6	52,6	93,1	3768	–	–	–	–	–
Gnejs piroksenowy	–	–	–	–	–	168,0	51,2	505,0	672,5	2600
Leukogabro	–	–	–	–	–	153,7	62,0	288,0	370,4	5628
Leukonoryt	25,4	52,5	49,7	98,0	3543	–	–	–	–	–
Noryt	16,8	57,0	70,0	141,6	10505	–	–	–	–	–
Skała piroksenowa	–	–	–	–	–	223,7	62,5	320,0	400,0	7325

Tabela 16

#### Analizy chemiczne w mikroobszarze yłki pirotynu z otworu wiertniczego Sejny IG 2

Microprobe chemical analyses of pyrrhotine vein from Sejny IG 2 borehole

Lp.	Gł boko [m]	Pierwiastek								Suma
		S	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Sn	Zn	
		zawarto [% wag.]								
1	657,5	38,60	60,70	0,26	0,03	1,05	0,05	0,04	–	100,73
2	657,6	38,29	60,03	0,25	–	1,43	–	0,12	0,11	100,23

Tabela 17

**Analizy chemiczne w mikroobszarze żyłek chalkopiryty z otworu wiertniczego Sejny IG 2**

Microprobe chemical analyses of chalcopyrite veins from Sejny IG 2 borehole

Lp.	Gł boko [m]	Pierwiastek										Suma
		S	Fe	Cu	Co	Zn	Ag	Ni	Sn	As	Cd	
		zawarto [% wag.]										
1	657,5	32,75	30,45	36,97	0,02	–	0,18	–	–	–	–	100,37
2	657,6	32,89	31,57	35,08	0,17	0,48	–	0,02	0,06	0,47	–	100,74
3	657,7	32,60	32,27	36,03	–	–	–	–	0,62	–	–	101,52
4	657,8	32,22	30,07	37,29	0,34	–	–	0,14	0,57	0,27	–	100,90
5	668,5	35,13	31,98	33,04	–	–	–	–	–	–	0,74	100,89
6	802,6	31,85	32,45	35,56	–	–	0,39	–	–	0,26	–	100,51

bie, a lokalne zwiększenie zawartości Ti jest związane z nagromadzeniem tytanomagnetytu.

Zróżnicowanie w zawartości pierwiastków z grupy Fe w badanych otworach jest związane z procesem granityzacji części struktury Sejn (tab. 15). We wschodniej części strefy Sejn, w której zlokalizowany jest otwór wiertniczy Sejny IG 2, zwiększa się procentowy udział skał granitoidowych, metasomatycznych i charnockitów, a tym samym zmniejsza się w nich zawartość pierwiastków z grupy Fe.

Okruszcowanie w granitoidowych skałach żyłowych jest związane z postkinematycznymi żyłkami siarczków, głównie Fe i Cu. Siarczki zawierają liczne domieszki Ni, Sn, Ag, Bi, Pb, Co i Cd, występujące w niewielkich ilościach (tab. 16 i 17). Zawartość domieszek w postkinematycznych żyłkach siarczków jest porównywalna z zawartościami tych pierwiastków w siarczku o genetycznym związku z rudami ilmenitowo-magnetytowymi (tab. 14).

### OCENA METALOGENICZNO-PROGNOSTYCZNA SUROWCÓW METALICZNYCH W KRYSZALINIKU PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ POLSKI NA TLE WYBRANYCH STREF METALOGENICZNYCH PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Ocena perspektyw złóż ołowiu krystalicznego północno-wschodniej Polski, z uwagi na jego głębokie występowanie pod osłoniętymi pokrywami osadów i niedostateczną liczbę wierzeń, w równym stopniu opiera się na badaniach geofizycznych i geologicznych. Prawidłowość i perspektywy występowania mineralizacji ujętej określa się również na zasadzie analogii z lepiej zbadanymi obszarami płytko zalegającego prekambriu na obszarach krajów siedmiu (Litwy, Białorusi, Ukrainy i krajów skandynawskich).

**Metamorfogeniczne rudy miedzi** występują w kilku miejscach w krystalicznych utworach archaiku. W polskiej części fundamentu krystalicznego na uwagę zasługuje struktura Wigier, która leży w strefie kontaktu mazurskiego i podlaskiego obszaru metalogenicznego (fig. 1). Zawiera ona zespoły skał metamorficznych ze szliarami gnejsów magnetytowych, z granatami i apatytem.

W serii wojnowskiej górnej w kompleksie podlaskim stwierdzono kwarcyty magnetytowo-krzemianowe – otwory wiertnicze Sokółka 1 i Sokółka 1 bis (Siemiatkowski, 1965; Kubicki, 1984). Łupki metamorficzne, reprezentowane przez fylity i takonity z pakietami kwarcytów elastycznych zbudowanych z lamin hematytowo-magnetytowych i łuszczykowego kwarcytu (hemogeniczno-osadowa formacja

elazito-krzemionkowa), nawiercono w otworze Łochów IG 2. Są to skały przeobrażone w warunkach facji łupków zielonych o cechach złóż Kurska i Krzywego Rogu (Znosko, 1959; Kubicki, 1978).

Obszarami perspektywnymi dla występowania metamorfogenicznych rud miedzi są metamorficzne struktury północnej i środkowej części kompleksu podlaskiego, szczególnie strefy dodatnich anomalii grawimetrycznych i magnetycznych o konfiguracji mozaikowo-liniowej (fig. 3 i 4).

**Metasomatyczne rudy miedzi** na terenie Polski dotychczas nie zostały stwierdzone. Występują one w południowej Litwie, na przedłużeniu z mazursko-mohylewskich stref aktywizacji tektoniczno-magmowej i tworzą tzw. warstwy stref miedzionosnych. Rudy miedzi wykazują związek z wzdłużnymi uskokiemi o kierunku subpółnocno-wschodnim w przeciwieństwie do uskokiemi południkowymi. Obszarami perspektywnymi dla metasomatycznych rud miedzi są kompleksy granulitowe i gnejsowo-amfibolitowe, w strefach silnej działalności tektonicznej, w pobliżu lub na kontakcie z granitoidami proterozoiku. Szczególne zainteresowanie wzbudza wzdłużny uskokiemi mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej i nieciągłość południkowych, w otoczeniu struktur Wigier i Sejn (fig. 2).



Mineralizacja może stanowić magnetytowo-pirytowa asocjacja należąca do formacji elazystych metasomatytów stref bazyfikacji lub formacji magnezowych skarnów (Ismailov, 1983).

**Mineralizacja elazowo-tytanowa z wanadem** jest związana z intruzjami zasadowymi, które najliczniej występują na tarczy bałtyckiej. Najlepiej zbadanym złożem o znaczeniu ekonomicznym w polskiej części fundamentu krystalicznego jest złożenie Fe–Ti–V w intruzji suwalskiej (patrz rozdz. „Metalogogeniczny obszar mazurski”). W skałach gabroidowych w kompleksie podlaskim (strefy metalogeniczne Sejn, Narejtek i Holeszowa) stwierdzono mineralizację Fe–Ti z domieszką V o zawartości kilkanaście procent Fe i ok. 2% Ti.

W północno-wschodniej Polsce w seriach granulitowych i amfibolitowych kompleksu podlaskiego, a także na kontakcie kompleksu podlaskiego z kompleksem mazurskim zarejestrowano występowanie niewielkich, izometrycznych kształtów anomalii magnetycznych i grawimetrycznych, które mogą być odzwierciedleniem masywów z omawianą mineralizacją magnetytów. Silnie rozwinięta tektonika dysjunkcyjna i występowanie licznych w złóż tektonicznych stwarzają możliwość gromadzenia się w nich substancji mineralnej.

**Mineralizacja Ni–Cu** w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski dotychczas została stwierdzona w suwalskiej intruzji zasadowej, gdzie występuje jako akcesoryczne domieszki w bogatych rudach ilmenitowo-magnetytowych (Kucha, Salamon, 1974). Perspektywicznymi obszarami występowania mineralizacji Ni–Cu poza intruzją suwalską i jej osłon w krystaliniku północno-wschodniej Polski jest mazursko-mohylewska strefa aktywizacji tektoniczno-magmowej i wschodnia część warszawsko-słuckiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (pasmo skał suprakrustalnych Białystok–Hajnówka; fig. 2) (Marcinkowski, 1997). W południowej Litwie w kompleksie marcinkowskim, który zlokalizowany jest w przedłużeniu mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej odkryto występowanie mineralizacji Cu–Ni typu żyłowo-sztokwerkowego (porfirowego) z metalami rzadkimi (Motuza, Skripkina, 1981).

**Mineralizacja Cu–Mo z TR i Nb–Zr** w fundamencie krystalicznym północno-wschodniej Polski występuje w alkalicznych skałach intruzji Tajna (Marcinkowski, 1992; Ryka, 1992) i w intruzji Ełku (Dziedzic, 1981; Bareja, Kubicki, 1983). Za perspektywiczne miejsca występowania mineralizacji Cu–Mo i metali rzadkich w fundamencie krystalicznym północno-wschodniej Polski uważa się dolnoproteozoiczne granity pónotektoniczne, a szczególnie ich ogniwa plagioklazowe lub plagiomikroklinowe, których odzwierciedleniem mogą być koliste anomalie grawimetryczne i magnetyczne o ujemnych wartościach, układające się liniowo wzdłuż lineamentu Sokółka–Wigry (fig. 2).

Dotychczas brak jest danych o metalonociach proteozoicznych póno- i posttektonicznych granitoidów w skałach krystalicznych północno-wschodniej Polski. Na tarczy bałtyckiej związane z nimi metalonoci pegmatyty z TR, Be, Nb, Li, Cs, Mo, U, Th i Sn (Haapala, 1977). Wymieniona mineralizacja została stwierdzona także w postkin-

ematycznych granitach kompleksu marcinkowskiego w południowej Litwie, w przedłużeniu mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej. Na Białorusi w rejonie żytkowicz przejawy mineralizacji metali rzadkich stwierdzono w sjenitach, granitach i metasomatytach. Zanotowano w nich także podwyższone zawartości Nb, Be, Sn, U i Th oraz żyły kwarcowo-siarczkowe i kwarcowo-fluorytowe (Kubicki, 1990; Kubicki, Dereviankin, 1990).

**Mineralizacja związana z karbonatytami** w fundamencie krystalicznym północno-wschodniej Polski jest związana z intruzjami platformy Tajna. W strukturze Wigier występują marmury krzemianowe (kalcyfiry) z ubogą mineralizacją ziem rzadkich. Obszarami perspektywicznymi występowania karbonatytów są strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej, a szczególnie południowa część mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej (Kubicki, Ryka, 1984) (fig. 2).

**Rudy wolframu** nie zostały dotychczas stwierdzone w skałach krystalicznych północno-wschodniej Polski. Obszarami perspektywicznymi występowania mineralizacji wolframu są strefy otaczające pas granulitowy, przywiązane do złóż mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej z dyslokacjami ortogonalnymi, w jej wschodniej części w otoczeniu stref metalogenicznych Sejn i Wigier (fig. 2). Przy poszukiwaniu wolframu należy uwzględnić także kryteria litologiczne, tzn. przejawy wolframu towarzyszą kwarcowo-skaleniom i kwarcowym metasomatytom, genetycznie związanym z granitoidami proterozoicznymi i skarnami.

Skarnowe i podziemne grejzenowe występowanie szelitu stwierdzono w masywie woroneskim na tarczy ukraińskiej i na Białorusi, gdzie zlokalizowano kilka obszarów występowania anomalii geochemicznych wolframu i szelitu (Kubicki, 1990).

**Mineralizacja w granitach rapakiwi** w formie wydzielonych ciał występuje wzdłuż wybrzeża południowej Finlandii. Utworzyła się ona w kilku fazach, spośród których najmłodsza zawiera mineralizację Sn–Be typu grejzenowego. Kasyteryt występuje jako drobne wpryski w topazowym granicie, żyłach pegmatytowych i w kieszeniach zgrejzenizowanych fragmentów granitu lub skał skarnowych. Mineralizacja w granitach rapakiwi jest kontrolowana przez strefy tektoniczne (Haapala, 1977).

W projektowanych pracach poszukiwawczych w kompleksie mazurskim w pierwszym etapie planowano wykonanie szczegółowych badań grawimetrycznych i magnetycznych pod kątem poszukiwań stref okruszcowania Sn.

**Metale szlachetne** były obiektem poszukiwań na Białorusi i w krajach skandynawskich. W krystaliniku północno-wschodniej Polski problematyka metali szlachetnych dotychczas zajmowano się w bardzo wąskim zakresie. Z przeprowadzonych badań na Białorusi wynika, że anomalne zawartości Au związane są z osiarczkowanymi gnejsami i amfibolitami, które występują w strefach przeobrażenia metasomatyczno-hydrotermalnych. Towarzyszą im anomalne zawartości Ag, As, Hg i Cu. Podwyższone

zawartości Au występuje także w magnetytach kwarcytów elazystych oraz niektórych dajkowych derywatach granitoidów uchwickich na Białorusi (Derevânkin, 1983). Dane te dostarczają informacji przy typowaniu obszarów perspektywicznych w celu poszukiwania metali szlachetnych w krystalniku północno-wschodniej Polski. Najbardziej perspektywicznymi obszarami wydają się: strefa Sokółki z jej formacji magnetytowo-krzemianow i struktura Wigier, w której wykształconej jako elazisto-krzemionkowe skały (fig. 1).

Na podstawie badań geochemicznych masywu suwalskiego stwierdzono, że ładowo zawartości Ag są związane z siarczkami, głównie z pentlandytem; Au występuje w siarczkach i tytanonowym magnetycie za metale z grupy platyny w siarczkach, w piroksenach i spinelach o podwyszzonej zawartości chromu (Kubicki, 1990).

**Wulkaniczno-plutoniczne struktury i kominy kimberlitowe** genetycznie są związane z ultrazasadową formacją występującą w tektonicznie zaktywizowanych starych platformach. Poszukiwanie formacji kimberlitów w obszarach platform krystalicznych przykrytych mierzwią osadów we wstępnym etapie prowadzi się przy pomocy badań geofizycznych. Możliwość zarejest-

rowania kolistych anomalii daje metody grawimetryczne i magnetyczne. Po rednim wskaźnikiem diamentono noć jest magmatyzm alkaliczno-ultrazasadowy, który ma również płaszczowe źródło. Na Białorusi w serii okołowskiej i szczuczyńskiej zarejestrowano anomalie magnetyczne o intensywności rzędu 200–500 nT, które mają rednicę kilkuset metrów. Kształt tych anomalii jest izometryczny i owalny, a zatem można się spodziewać takiego kształtu ciał geologicznych. Stwierdzono je w dolnych partiach strukturalnych pokrywy osadowej i interpretowano je jako diatremy, stwarzające przesłanki poszukiwania diamentów (Kubicki, 1990).

Obecność platformowych struktur wulkanoplutonicznych typu centralnego z karbonatytami na terytorium Polski, przejawy wulkanizmu dewońskiego w zapadlisku prypeckim na Białorusi, stwierdzenie tam piropu i pikroimenu oraz występowanie diatrem (kominów ekstruzyjno-eksplozyjnych) na platformie wschodnioeuropejskiej stwarzają podstawy do prac studialnych i badawczych (z wykorzystaniem prób archiwalnych) nad występowaniem skał kominów wulkanicznych również w północno-wschodniej Polsce (Kubicki, 1990).

## PODSUMOWANIE

1. W podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski wydzielono obszary metalogeniczne jako jednostki metalogeniczne o zasięgu regionalnym, wśród których wyróżniono mniejsze jednostki nazwane strefami metalogenicznymi.

2. Intruzje skał magmowych (wraz ze skałami otaczającymi) występujące w obrębie stref aktywizacji tektoniczno-magmowej są najbardziej perspektywicznymi miejscami dla występowania złóż surowców metalicznych.

3. Wyniki badań magnetycznych i grawimetrycznych posłużyły do stworzenia modelu budowy geologicznej pod kątem koncentracji rud metali, wyznaczenia granic stref metalogenicznych oraz określenia perspektyw złóżowych.

4. Perspektywiczne obszary rudonoci koncentrują się we wschodniej części mazursko-mohylewskiej strefy aktywizacji tektoniczno-magmowej, w środkowej części podlaskiego obszaru metalogenicznego i na rozłomie południkowym, w strefach metalogenicznych Olsztyńka i Mławy.

5. Pierwotna mineralizacja Fe–Ti–V jest związana z intruzjami zasadowymi, ultrazasadowo-alkalicznymi oraz metamorficznymi i suprakrystalnymi skałami kompleksu podlaskiego.

6. Mineralizacja Fe–Ti–V, występująca w intruzji Suwałk i w strefie Sejń, związana ze skałami zasadowymi, wykazuje wspólne cechy genetyczne.

7. W strefach metamorficznych Wigier i Sokółki pierwotna mineralizacja Fe–Ti występuje w postaci szli-

gniejszów magnetytowych oraz kwarcytów magnetytowo-krzemianowych.

8. W środkowej części podlaskiego obszaru metalogenicznego stwierdzono strefy skał suprakrystalnych (pasma Białystok–Hajnówka) o podwyższonych koncentracjach mineralizacji Fe–Ti.

9. W mazursko-mohylewskiej strefie aktywizacji tektoniczno-magmowej karbonatyty występują tylko w intruzji Tajna. Stwierdzone w strefie Wigier żyły w glanowe można zaliczyć do marmurów krzemianowych (kalcyfirów).

10. W strukturze Sejń stwierdzono przejawy działalności posttektonicznej w postaci żyłek siarczków Fe z domieszkami Bi, Ag, Sn, As, Ni, Cu, Zn i Cd.

11. We wschodniej części strefy Sejń w skałach gabroidowych zaobserwowano źródnice zawartości Cr, Ni i V, spowodowane procesem granityzacji i charnockityzacji.

12. W minerałach wczesnego etapu krystalizacji magmy w intruzji Suwałk stwierdzono występowanie ładowych ilości domieszek Ag, Au i Pt. Domieszki Ag związane z siarczkami notowano również w strukturze Sejń i w intruzji Tajna.

13. Badania mineralogiczne, geochemiczne, petrograficzne i geofizyczne pozwoliły wyznaczyć strefy perspektywiczne dla występowania mineralizacji Cu–Mo, Ni–Cu, Nb–Zr i W.

## LITERATURA

- BAREJA E., KUBICKI S., 1983 — Mineralizacja syenitów ełckich w strefach przeobrażenia metasomatyczno-hydrotermalnych (NE Polska). *Kwart. Geol.*, **27**, 2: 215–223.
- BOGDANOVA S.V., 1993 — Segments of the East European Craton. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, **20**, 255: 33–38.
- BOGDANOVA S.V., PAGE L.M., SKRIDLAITE G., TARAN L.N., 2001 — Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constrains. *Tectonophysics*, **339**: 39–66.
- CIE LA E., KOSOBUDZKA I., 1992 — Geophysical studies of the Tajno massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **139**: 15–18.
- CIE LA E., POLECHO SKA O., 2000a — Mapa anomalii pola magnetycznego NE Polski zredukowanego do bieguna. Pole normalne wg wzoru IGRF dla epoki 1982,5. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- CIE LA E., POLÉCHO SKA O., 2000b — Mapa anomalii pola grawimetrycznego NE Polski w redukcji Bougera. Gsto warstwy zredukowanej 2,25 Mg/m. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- CLAESSON S., 1996 — U–Pb age determinations from the Precambrian of Lithuania and Poland. W: Abstract of EUROBRIDGE workshop 8–15 June, Oskarshamn: 11 s. Lund Univ., Sweden.
- CLAESSON S., RYKA W., 1999 — Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of NE Poland. W: Seventh EUROBRIDGE workshop “Between EUROBRIDGE and TESZ”. Abstract: 17–19. 26–30 May, Szelment near Suwałki, Poland. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- CLAESSON S., SUNBLAD K., RYKA W., MOCZYDŁOWSKA M., REINFRANK R., 1995 — Proterozoic ages from the Precambrian of Poland – result and implication. W: Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. Abstract Volume (eds. V.A. Glebovitsky, A.B. Kotov): 21 s. 4–15 September. St. Petersburg.
- CLAESSON S., BOGDANOVA S.V., BIBIKOVA E.V., GORBATSCHEV R., 2001 — Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, **339**: 1–18.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1975 — Wiek izotopowy K–Ar podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 759–779.
- DEREVÁNKIN U.A. (DEREWIANKIN J.), 1983 — Poiskovyie kriterii i priznaki zoloto sulfidnykh proávliej Belorusskogo kristali eskogo massiva. W: Geologią, petrografią i metalogeną kristali eskogo fundamenta Belorussi. Nauka i Tehnika, Minsk.
- DZIEDZIC A., 1974 — Wyniki badań geochemicznych. W: Badania geologiczne podłoża krystalicznego NE i E Polski. Wyniki wiercenia otworu Michałowo (A. Dziedzic i in.). CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- DZIEDZIC A., 1975 — Wyniki badań geochemicznych. W: Badania geologiczne podłoża krystalicznego NE i E Polski. Wyniki wiercenia otworu Ochrymy (A. Dziedzic i in.). CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- DZIEDZIC A., 1981 — Paragenety minerałów Nb–Zr–TR w syenitach północno-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **25**, 2: 413–414.
- DZIEDZIC A., 1984 — Ełk syenite intrusion. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 40–47.
- DZIEDZIC A., 1996a — Wyniki badań geochemicznych skał podłoża krystalicznego. W: Czy e IG 1 (red. K. Jarmołowicz-Szulc). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **85**: 51–60.
- DZIEDZIC A., 1996b — Wyniki badań geochemicznych. W: Łom a IG 1, IG 2, IG 3 (red. W. Ryka). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **81**: 63–71.
- DZIEDZIC A., 1998 — Wyniki badań geochemicznych skał podłoża krystalicznego. W: Oziabły IG 1 (red. K. Jarmołowicz-Szulc). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **91**: 49–61.
- DZIEDZIC A., 2000 — Wyniki badań geochemicznych skał podłoża krystalicznego. W: Wiejki IG 1 (red. E. Krystkiewicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **96**: 35–41.
- DZIEDZIC A., RYKA W., 1983 — Carbonatites in the Tajno intrusion (NE Poland). *Arch. Miner.*, **38**, 2: 4–34.
- DZIEDZIC A., JUSKOWIAK O., JUSKOWIAKOWA M., KUBICKI S., KURBIEL H., RYKA W., SIEMI TKOWSKI J., 1972 — Badania geologiczno-poszukiwawcze złóż rud metali w podłożu krystalicznym NE i E Polski. Dokumentacja wynikowa otworu Sejny IG 1. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- DZIEDZIC A., KUBICKI S., KURBIEL H., MARCINKOWSKI B., ACZKIEWICZ B., 1982 — Badania geologiczno-poszukiwawcze podłoża krystalicznego NE i E Polski. Dokumentacja wynikowa otworu Sejny IG 2. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- ENAUDI M.T., 1971 — The intermediate product of pyrrhotite alteration. *Econ. Geol.*, **61**, 4: 7–8.
- GAÁL G., GORBATSCHEV R., 1987 — An Outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, **35**: 15–52.
- GACZY SKI B., 1978 — Utwory karbonatytowe w skałach krystalicznych Tajna (rozprawa doktorska). CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- GALIJ S.A., KOR UK V.M., 1985 — Genety eskie osobennosti sul’fidov iz karbonatitov Ukrainского šita. *Miner. Žurn.*, **7**, 5.
- HAAPALA I., 1977 — The controls of the tin and related mineralizations in the rapakivi-granite areas of south-eastern Fennoscandia. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **99**: 130–142.
- JUSKOWIAK O., 1971 — Skały plutoniczne północno-wschodniej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **245**: 153–170.
- JUSKOWIAK O., 1973 — Skały plutoniczne. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 1. Podłoża krystaliczne (red. A. Łazkiewicz). *Pr. Inst. Geol.*, **68**: 69–108.
- JUSKOWIAK O., 1993 — Podłoża krystaliczne suwalszczyzny. W: Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej: 16–28. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- JUSKOWIAK O., 1998 — Occurrence, structure and mineral diversity of rocks from the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 53–78.
- KORNIŁOV N.A., 1983 — Geologią żeleznorodnyh mestorożdenij i proavleij Belorusskogo Pribaltijskogo regiona. I.G.F.M., Kiev.
- KRYSTKIEWICZ E., KRZEMI SKI L., 1992 — Geology of the Tajno massif carbonatites. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **139**: 19–36.
- KRZEMI SKI L., TYDA R., WISZNIEWSKA J., 1988 — Mineralogical and geochemical study of ore bearing apatite rocks (nelsonites) from the Suwałki massif (NE Poland). *Mineral. Pol.*, **19**, 2: 35–58.
- KUBICKI S., 1978 — Wyst powanie skał kruszcowych. W: Łochów IG 1, IG 2 (red. B. Are ). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **44**: 289–292.
- KUBICKI S., 1984 — Mineralization in the crystalline basement of north-eastern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 49–54.



- KUBICKI S., 1989 — Prawidłowo ci wyst powania rud metali czarnych i nie elaznych w podło u krystalicznym obszarów pogranicza PRL i ZSRR i ocena perspektyw rudono no ci. Kryteria potencjalnej rudono no ci skał zasadowych, ultrazasadowych, ultrazasadowo-alkalicznych i alkalicznych oraz zwi zanych z nimi karbonatytów. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., 1990 — Prawidłowo ci wyst powania rud metali w podło u krystalicznym obszarów pogranicza RP i ZSRR i ocena perspektyw rudono no ci. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., 1996 — Wnioski. W: Holessów IG 1, IG 2 (red. E. Krystkiewicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **86**: 78–79.
- KUBICKI S., 2000 — Wnioski. W: Wigry IG 1 (red. E. Jackowicz) *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **96**: 53 s.
- KUBICKI S., DEREWIANKIN J. (DEREVÂNKIN U.A.), 1990 — Mapa metalogeniczno-prognostyczna wschodniej Polski i zachodniej Białorusi w skali 1:500 000. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., MARCINKOWSKI B., 1996 — Wnioski. W: Narejki IG 1, IG 2 (red. E. Krystkiewicz) *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **89**: 110–111.
- KUBICKI S., NIKITIN J., 1990 — Mapa podło a krystalicznego wschodniej Polski i zachodniej Białorusi w skali 1:500 000. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W. (red.), 1982 — Atlas geologiczny podło a krystalicznego polskiej cz ci platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W., 1984 — Pó noprekambryjski magmatyzm platformowy i karbonatyty w Polskiej cz ci platformy wschodnioeuropejskiej. *Prz. Geol.*, **32**, 5: 252–260.
- KUBICKI S., SIEMI TKOWSKI J., 1973 — Uwagi o okruszcowaniu. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz 1. Podło e krystaliczne (red. A. Łaszkiwicz). *Pr. Inst. Geol.*, **68**: 120–123.
- KUBICKI S., SIEMI TKOWSKI J., 1979 — Mineralizacja kruszcowa suwalskiego masywu zasadowego. *Biul. Inst. Geol.*, **316**: 5–136.
- KUBICKI S., RYKA W., ZNOSKO J., 1972 — Tektonika podło a krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, **16**, 3: 524–545.
- KUCHA H., PIETRZY SKI A., 1976 — Badania mineralogiczno-geologiczne spineli i ilmenitów ze skał zasadowych północno-wschodniej Polski. *Mineral. Pol.*, **7**, 1: 51–56.
- KUCHA H., SALAMON W., 1974 — Pentlandyt kobaltowy ze zło a „Krzemianka”. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk PAN Oddz. w Krakowie*, **17**, 1: 257–258.
- KUCHA H., PIETRZY SKI A., SALAMON W., 1978 — Geochemical and mineralogical study of sulphide minerals occurring in magnetite rocks of NE Poland. *Mineral. Pol.*, **8**, 2: 23–38.
- KURBIEL H., 1977 — Wyniki bada magnetycznych wykonanych w otworach wiertniczych w rejonie Krzemianki i Udrynia. *Spraw. z pos. nauk. Inst. Geol., Kwart. Geol.*, **21**, 4: 906–907.
- KURBIEL H., SIEMI TKOWSKI J., SUBIETA M., 1979 — Wyniki bada geologiczno-geofizycznych w rejonie suwalskim (NE Polska). *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 87–101.
- ŁASZKIEWICZ A. (red.), 1973 — Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. I. Podło e krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, **68**.
- MARCINKOWSKI B., 1982 — Wyniki bada minerałów kruszczowych. W: Badania geologiczno-poszukiwawcze podło a krystalicznego NE i E Polski. Dokumentacja wynikowa otworu Sejny IG 2 (A. Dziedzic i in.). CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARCINKOWSKI B., 1990a — Ewolucja mineralizacji kruszczowej zwi zanej z procesem karbonatyzacji w masywie Tajna. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 145–154.
- MARCINKOWSKI B., 1990b — Przeobra enia ilmenitu i mineralizacji towarzyszącej w piroksenitach masywu Tajna na przykładzie otworu Tajno IG 4. *Kwart. Geol.*, **34**, 4: 571–584.
- MARCINKOWSKI B., 1992 — Ore mineralization of the Tajno massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **139**: 79–83.
- MARCINKOWSKI B., 1997 — Badania mineralogiczno-geochemiczne metali rzadkich i kolorowych zwi zanych z mazursko-mohylewsk stref aktywizacji tektoniczno-magmow . CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARCINKOWSKI B., 2000 — Wyniki bada minerałów kruszczowych. W: Wigry IG 1 (red. E. Jackowicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **95**: 48–49.
- MOTUZA G.B., SKRIPKINA T.S., 1981 — Charakteristika mednomolibdenogo orudeniâ v Marcinkonskom granitnom massive. W: Dostużeniâ i zada i issledovaniâ po geologii. Lt. S. S. R., Vilnius.
- NIKITIN E.A., 1989 — Mazursko-Mogilewskaâ zona tektono-magneti eskoj aktivizacji na zapade Russkoj plity i ee perspektywy. W: Voprosy geologii i rudonosnosti kristalli eskogo fundamenta i osado nogo ehla Belorusii. BelNIGRI, Minsk.
- NEIBERT K., SPECZIK S., 1992 — Spinele szeregu spinel-hercynit z magnetytów i ilmenitów intruzji suwalskiej. *Arch. Mineral.*, **48**, 1–2: 61–80.
- PARECKI A., 1998 — Geological structure of the Krzemianka and Udry deposits. W: Geology of the Suwałki Anorthosite Massif (northeastern Poland) (red. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 123–135.
- PARECKI A., KUMA J., KURBIEL H., MAJOROWICZ J., WŁODKOWSKI J., 1977 — Dokumentacja geologiczna zło a rud elaza, tytanu i wanadu „Krzemianka” w kat. C1+C2. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- RYKA W., 1961 — Skały metamorficzne północno-wschodniej Polski (Sokółka). *Kwart. Geol.*, **5**, 2: 269–295.
- RYKA W., 1968 — The charnockites of the crystalline basement in the north-eastern part of the Polish Lowland. *Biul. Inst. Geol.*, **237**: 57–64.
- RYKA W., 1979 — On the origin of anorthosites and associated iron ores of the Suwałki Massif (north-eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, **318**: 11–24.
- RYKA W., 1982 — Prekambryjska ewolucja platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **2**: 257–272.
- RYKA W., 1984 — Precambrian evolution of East-European Platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **347**: 17–28.
- RYKA W., 1985 — The evolving of the Precambrian structures in the marginal zone of the East European Platform. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, **A-16**, 175.
- RYKA W. (red.), 1988 — Generalny program bada i poszukiwa surowców mineralnych w podło u krystalicznym NE Polski. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- RYKA W., 1990 — Prekarelskie skały Warmii. *Arch. Mineral.*, **46**, 1/2: 38–54.
- RYKA W., 1992 — Geology of the Tajno massif carbonatites. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **139**: 43–77.
- RYKA W., 1993 — Fundament krystaliczny suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, **41**, 8: 546–551.
- RYKA W., 1996 — Uwagi o genezie skał struktury Łom y. W: Łom a IG 1, IG 2, IG 3 (red. W. Ryka). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **81**: 72–75.
- RYKA W., 1998 — Geologic position of the Suwałki anorthosite massif. W: Geology of the Suwałki anorthosite massif (northeastern Poland). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 123–135.

- stern Poland) (red. W. Ryka, M. Podemski). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 19–26.
- RYKA W., 2000 — Wyniki bada karbonatytów. W: Wigry IG 1 (red. E. Jackowicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **95**: 43–48.
- RYKA W., PODEMSKI M. (red.), 1998 — Geology of the Suwałki anorthosite massif (northeastern Poland). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**.
- SALAMON W., BANA M., 2000 — Przejawy mineralizacji Au–Ag, Pd–Pt–Te, Pb–Se w zło u rud tytano-magnetytowych „Krzemianka” (suwalski masyw zasadowy). *Prz. Geol.*, **48**, 2: 120 s.
- SIEMI TKOWSKI J., 1965 — Spinele skał metamorficznych z Horczak i Krynek. *Kwart. Geol.*, **9**, 2: 233–240.
- SIEMI TKOWSKI J., 1996a — Wyniki bada minerałów kruszczowych skał podło a. W: Czy e IG 1 (red. K. Jar- mołowicz-Szulc). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **85**.
- SIEMI TKOWSKI J., 1996b — Wyniki bada minerałów kruszczowych skał podło a. W: Holeszów IG 1, IG 2 (red. E. Krystkiewicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa stw. Inst. Geol.*, **86**.
- SIEMI TKOWSKI J., 1998a — Wyniki bada minerałów kruszczowych skał podło a. W: Oziabły IG 1 (red. K. Jar- mołowicz-Szulc). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa st. Inst. Geol.*, **91**.
- SIEMI TKOWSKI J., 1998b — Minerale kruszczowe. W: Narejki IG 1, IG 2 (red. E. Krystkiewicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa stw. Inst. Geol.*, **89**.
- SIEMI TKOWSKI J., 2000 — Wyniki bada kruszczowych. W: Wiejki IG 1 (red. E. Krystkiewicz). *Profile Gł b. Otw. Wiert. Pa stw. Inst. Geol.*, **95**.
- SKORUPA J., ZNOSKO J. 1962 — Perspektywy i regionalny projekt poszukiwa złó rud elaza w podło u krystalicznym obszarze północno-wschodniej Polski. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- SPECZIK S., 1990 — Distribution of vanadium in ore minerals of the Suwałk massif (Northeastern Poland). *Arch. Mineral.*, **44**, 2: 19–35.
- SPECZIK S., WISZNIEWSKA J., DIEDEL J., 1988 — Minerals, exolution features and geochemistry of Fe–Ti ores of the Suwaki district (North-East Poland). *Miner. Deposita*, **23**, 4: 200–210.
- SUBIETA M., SAMOCIUK S., 1985 — Dokumentacja geologiczna zło a rud elaza, tytanu i wanadu „Udry ”. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- SUBIETA M., BITTMAR W., GUSTKIEWICZ A., JUSKOWIAK O., KUBICKI S., SIEMI TKOWSKI J., SZCZEPANOWSKI W., 1971 — Dokumentacja geologiczna zło a rudy elaza, tytanu i wanadu „Krzemianka”. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- VAHRUŠEV V.A., 1980 — Rudnye minerali iz izveržennyh porod. Nauka, Novosybirsk.
- WILSON M., LYASHKEVICH Z.M., 1996 — Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat–Dnieper–Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics*, **268**: 65–81.
- WISZNIEWSKA J., 1993a — Mineralizacja kruszczowa w skałach masywu suwalskiego. W: Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 29–36. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- WISZNIEWSKA J., 1993b — Zło e rudy ilmenitowo-magnetytowej Udry (suwalski masyw anortozytowy). *Prz. Geol.*, **41**, 8: 565–567.
- WISZNIEWSKA J., 1997 — Nelsonity suwalskie – nowe dane mineralogiczne i geochemiczne. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 883–892.
- WISZNIEWSKA J., 1998 — Mineralogy of the Fe–Ti–V ores of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **161**: 137–150.
- WISZNIEWSKA J., 2002 — Wiek i geneza rud Fe–Ti–V i skał towarzyszcych w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biul. Pa st. Inst. Geol.*, **401**.
- WISZNIEWSKA J., NEJBERT K., 1995 — Origin of the ore bearing apatite veins (nelsonites) in the Suwałki anorthosite massif (NE Poland). W: Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. MAEGS, **9**: 128–129.
- ZNOSKO J., 1959 — Kilka uwag o budowie geologicznej i zło ach rud elaza kurskiej anomalii magnetycznej i Krzywego Rogu oraz wnioski do poszukiwa w NE Polsce. *Prz. Geol.*, **7**, 3: 105–111.
- ZNOSKO J., 1965 — Perspektywy wyst powania rud metali w masywie suwalskim. CAG Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZNOSKO J., 1979 — Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation. *Acta. Geol. Pol.*, **29**, 4: 365–382.

## SUMMARY

The crystalline basement of the Polish part of the East European Craton occurs in the northeastern Poland. Morphology of the top of the crystalline basement reflects local structures of larger structural-tectonic elements. To the east and north-east, the ground rises gradually. It is least deep to the east of Białystok. The most important deposits are the ones found in the area of the crystalline basement limited by an isohypse at the depth of –1000 m. The initial study of the crystalline basement was done by geophysical investigations (magnetometric and gravity investigations). The geological-research works carried out in the crystalline basement during tens of years were mainly aimed at the discovery of Fe–Ti–V ore deposits. The results of geological and geophysical investigations made it possible to assign metallogenic areas and zones, and tectonic-igneous activity zone, in which detailed mineralogical, geochemical and petrographic investigations were conducted. Three tectonic-igneous activity zones were separ-

ated: Masurian–Mohylev, Warszawa–Słuck and Łuków–Prype . The most important from the metallogenic point of view is the Masurian–Mohylev zone consisting of two parts. In the south part, platform intrusions of Tajno, Ełk, Pisz and Olsztynek occur, and in the north basic intrusions of Suwałki and K trzyn and minor metallogenic zones of Sejny and Wigry. The Masurian–Mohylev tectonic-igneous activity zone carries on in Lithuania and consists of numerous deposits and traces of mineralization: vanadium-bearing magnetites (Warrena), granitoids with REE (Marcinkonis) and a copper-molybdenum deposit (Szklerajskoje).

While separating metallogenic areas and zones, and tectonic-igneous activity zones geophysical investigations were used. They were also useful while separating areas of prospective occurrence of metallic minerals.

The crystalline basement was divided into metallogenic areas, which in case of Podlasie, Masurian and Mazovian

areas are identical with structural-tectonic complexes, and the Central metallogenic area consists of platform intrusions located mainly in the Masurian–Mohylev zone of tectonic-igneous activity. Four metallogenic areas were distinguished: Podlasie, Masurian, Central and Mazovian.

In the Podlasie area metallogenic zones of gabbroid rocks (Sejny, Narejki and Holeszów); zones of metamorphic rocks (Wigry and Sokółka) and zones of supracrustal rocks (Michałow, Wiejki, Oziabły, Ochrymy and Czy e) were distinguished. They contain mainly primary Fe–Ti mineralization and occurring in gabbroid rocks in Sejny unit post-tectonic veins with traces of Bi, Ag, Sn, Ni, Cu and Zn mineralization. The silicate-marble (calcyphire) veins containing REE and sulphides are connected with Wigry unit.

Within the metallogenic Masurian area, metallogenic zones which form Masurian granitoids and basic intrusions (of Suwałki and K trzyn) can be distinguished. In the Suwałki intrusion, beside the known Fe–T–V deposit in the minerals of primary crystallization of magma there occur traces of Ag, Au and Pt. Ag occurs in sulphides and titanium-bearing magnetite, Pt metals in sulphides, pyroxenes and spinels with a high chromium content. In the Suwałki intrusion, investigations were carried out on the relationship between the elements of Fe-group (Ni, Co, Cr, V, Mn and Ti).

The Central metallogenic area is formed of platform intrusions (of Tajno, Ełk, Pisz and Olsztynek) located mainly in the area of a major tectonic fracture defined as the Masurian–Mohylev zone of tectonic-igneous activity. The most important metallogenic zone in its area is Tajno intrusion containing carbonatite veins, REE and sulphides, and Ełk intrusion containing REE, Nb–Ta, Zr and U–Th mineralization. The remaining intrusions were located only with single boreholes and geophysical investigations. Due to their geological structure and rocks occurring in them, there is much prospect of discovering polymetallic mineralization, including rare earth elements.

The Masovian metallogenic area covers the central part of the Polish crystalline basement. Few geological investigations were carried out into the area and metallogenic issues were presented as common geochemical regularities in connection with the lithological development.

Due to the depth of its occurrence in NE Poland, the assessment of deposit prospects of the crystalline basement is based both on geological and geophysical investigations.

The regularity of occurrence of ore minerals is also defined based on the comparison with the more thoroughly investigated areas of the shallowly located Precambrian in the neighbouring countries (Lithuania, Belarus, Ukraine and Scandinavian countries).

From the metallogenic point of view, important elements in the crystalline basement are metamorphogenic iron ores which can be prospectively found in metamorphic structures of north and central part of the Podlasie metallogenic area, and especially in the zones of positive gravimetric and magnetic anomalies. The occurrence of granulite and gneisses-amphibolites rocks and their contacts in the vicinity of Wigry and Sejny, suggests the prospect of discovery of metasomatic iron ores. The potential place of the occurrence of Fe–Ti–V mineralization connected with basic rocks, beside the Suwałki deposit, are contact zones of the Podlasie and Masurian complexes set by inconsiderable magnetic and gravimetric anomalies. Ni–Cu mineralization occurs only in basic rocks of the Suwałki intrusion, and it can prospectively occur in small-sized magnetic and gravimetric anomalies of the Masurian–Mohylev zone of tectonic-igneous activity and in the east Warszawa–Słuck part.

Cu–Mo, REE and Nb–Zr mineralization is associated with the zones where Lower Proterozoic late tectonic granites occur and especially their plagioclase and plagiomicrocline types of rocks appearing along the Sokółka–Wigry lineament. Areas of prospective carbonatite mineralization occur in ultrabasic-alkaline intrusions in tectonic-igneous activity zones, and especially in south part of the Masurian–Mohylev zone. While conducting research on the occurrence of precious metals in the basement of NE Poland, a comparison with results of studies conducted outside Poland can be made. Research carried out in Belarus indicates that Au is connected with gneisses and amphibolites with sulphides in zones of metasomatic-hydrothermal transformations. They are accompanied by anomalous Ag, As, Hg and Cu contents. In the Polish part of the crystalline basement, such places can be found in Sokółka zone (magnetite-silicate formation) and in basic intrusions. The occurrence of the platform intrusions central types with carbonatite in the NE Poland, traces of Devonian volcanism and discover of extrusive-explosive chimney in Bielarus form the basis for study and research works (utilizing archival samples) on the occurrence of rocks of extrusive-explosive chimneys with diamonds in NE Poland.

Translated by Katarzyna Synowiecka