

## Złoża rud północnej Szwecji i Finlandii

Janina Wiszniewska\*

Tarcza fennoskandynawska lub bałtycka, to klasyczny obszar dla studiów prekambry. Na obszarze tym znajdują się najlepiej zbadane na świecie pozostałości kratonu prekambryjskiego i tu narodziło się wiele fundamentalnych teorii dotyczących najstarszego okresu Ziemi i metamorfizmu. Obszar Skandynawii jest bogaty w mineralizację kruszcową. Kopalnictwo wielu rud tu występujących było prowadzone przez ponad 800 ostatnich lat, a złoża rud były wystarczająco duże i zasobne, aby satysfakcjonować różnorodne ekonomiczne potrzeby ludzi.

Wiele terminów i teorii stosowanych obecnie w geologii złóż, znalazło swój początek w Skandynawii i wiele poważnych debat dotyczących genezy rud metali koncentrowało się właśnie na złożach skandynawskich.

Archaik i proterozoik to czas rozwoju pierwszych stabilnych kratonów z towarzyszącymi im basenami sedymentacyjnymi. W Skandynawii, w proterozoiku powstawały wulkaniczne terrany, każdy ze swoistą, odrębną mineralizacją i oddzielony od innego szerokim pasem szarogłazów i granitoidów typu S.

Większość dużych złóż fennoskandynawskich jest związana, bezpośrednio lub pośrednio, z procesami wulkanicznymi. Mineralizacja tarczy stanowi niezwykle sposobność badania różnorodności stylów proterozoicznych złóż rud pochodzenia wulkanogenicznego.

### Budowa geologiczna tarczy fennoskandynawskiej

Nie istnieje formalna stratygrafia prekambry Fennoskandynawii, chociaż zaproponowano (Rickard, 1989) podział na wczesny proterozoik (2,5–1,7 Ga), środkowy proterozoik (1,7–1,0 Ga) i późny proterozoik (1,0–0,6 Ga).

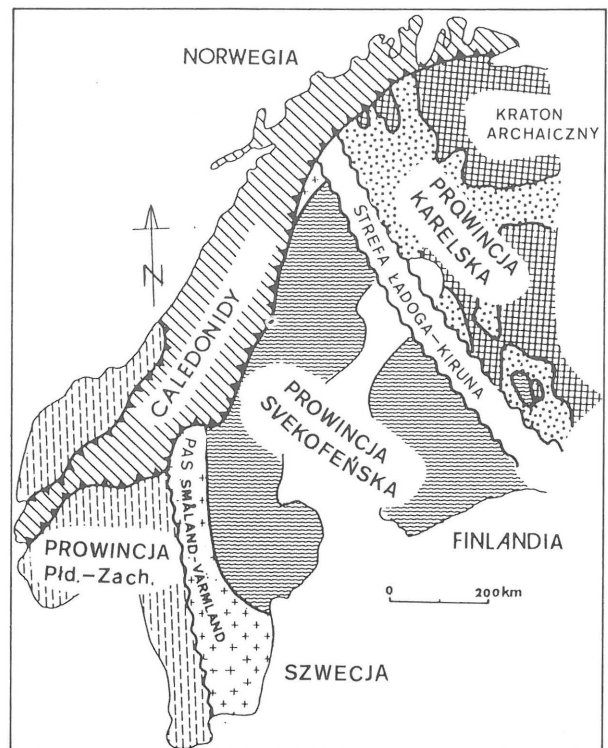
Sederholm (1932) i Wahl (1936) zaproponowali podział na cykle geologiczne, jako podstawowe okresy ewolucji skał prekambryjskich w Skandynawii: svekofeński, gotyjski i karelski. Pierwsze radiogeniczne datowania nie wykazały wyraźnego zróżnicowania pomiędzy cyklami svekofeńskim i karelskim, więc przyjęto wspólną nazwę cyklu jako svekofennokarelski (1,9–1,8 Ga).

Główne proterozoiczne jednostki tarczy fennoskandynawskiej budują skały karelskie (provincia karelska) wokół fragmentów archaiku w kierunku północno-wschodnim. Skały svekofeńskie zajmują główną część tarczy (provincia svekofeńska) oraz tzw. provincję południowo-zachodnią, na południu Szwecji i Norwegii (ryc. 1). Te trzy jednostki mają odmienne charakterystyki, chociaż wszystkie zawierają składniki uformowane, lub przynajmniej zmodyfikowane, podczas orogenezy svekofennokarelskiej, we wczesnym proterozoiku.

Współczesne badania geologiczne doprowadziły do powstania nowych koncepcji dotyczących wieku ostatecznego rozczłonkowania kratonu archaicznego.

Ewolucja orogenu svekofeńskiego rozpoczęła się otwarciem oceanu presvekofeńskiego ok. 1,95 Ga i progresywną akrecją dwóch zespołów łuków wysp do kratonu archaicznego

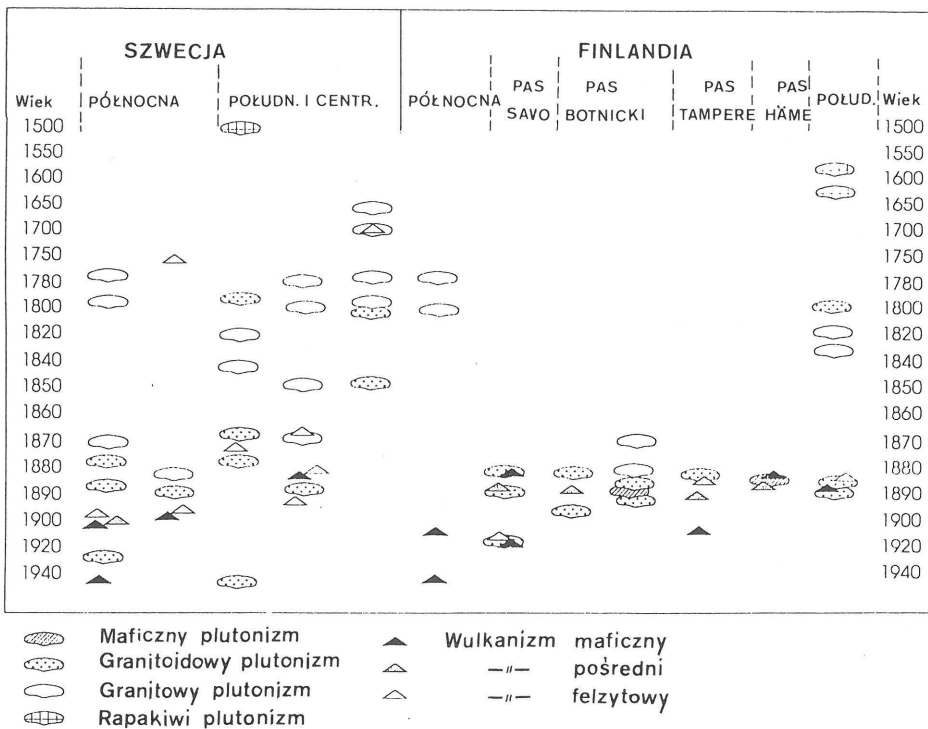
w okresie 1,91–1,87 Ga. Kolizja spowodowała pogrubienie litosfery, jej postępujące rozwarstwienie i następnie wyrównanie dzięki energii cieplnej z gorącego płaszcza ziemskiego. Wydarzenia te doprowadziły do magmatyzmu granitoidowego na dużą skalę jako rezultat mieszania magmy płaszczowej z magmą powstałą z przetopienia materiału wyspowego. Subdukcja i akumulacja osadowa trwała na zachodzie do przynajmniej 1,87 Ga lat temu, kiedy ogromne obszary na wschodzie były już ustabilizowane. Intrakratoniczne transpresyjne strefy rozwinęły się jako rezultat ciągłego napierania płyt (Nironen, 1997). Powstanie rozległej bruzdy wzdłuż strefy transpresyjnej spowodowało przetopienie svekofeńskich skał osadowych, migmatyzację oraz generowanie anatektycznych granitów wieku 1,84–1,82 Ga na południu Finlandii i w centralnej Szwecji (ryc. 2). Inne granity wieku 1,80–1,65 Ga TIB (*Transscandinavian Igneous Belt*) zajmują rozległe obszary centralnej Szwecji i pochodzą najprawdopodobniej z głębszych partii skorupy niż granity anatektyczne (Claesson & Lundqvist, 1995). Ostatnim epizodem skorupowych przemian w orogene svekofeńskiej jest magmatyzm granitów rapakiwi i związanych z nimi skał maficznych wieku 1,65–1,51 Ga, rozciągających się od jeziora Ładoga, przez Litwę, przypuszczalnie część północnej Polski (kompleks mazurski), do centralnej Szwecji, wykorzystujący strefy osłabienia skorupowego (Windley, 1993).



Ryc. 1. Główne provincje tarczy fennoskandynawskiej (Rickard, 1988)

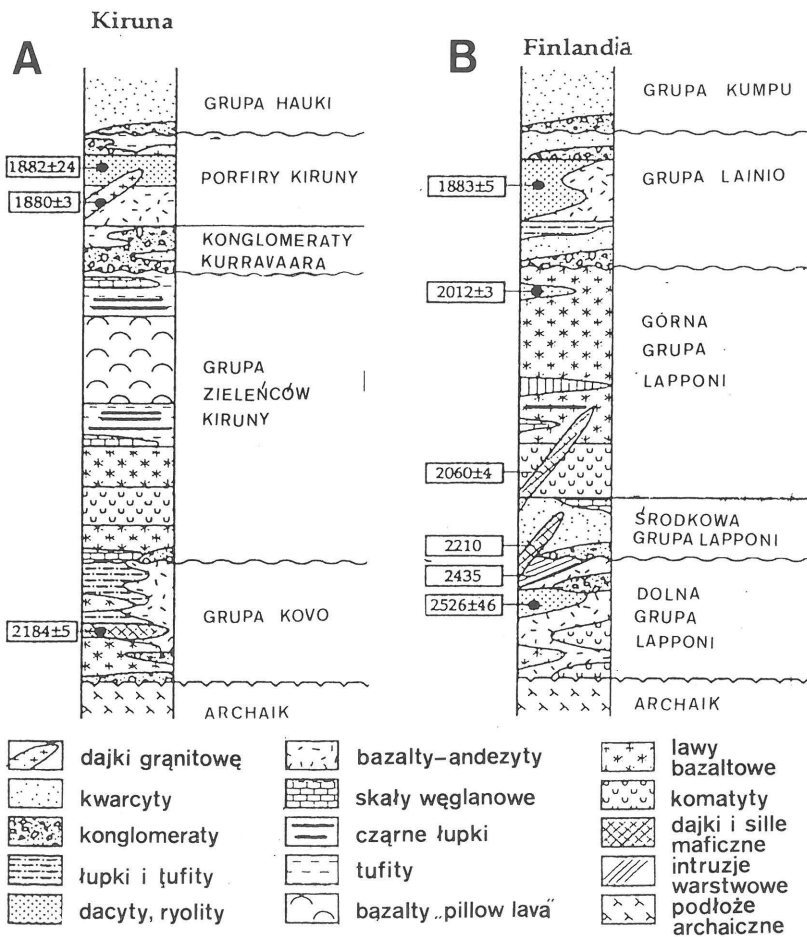
\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Geologia północnej Szwecji i Finlandii — Norrbotten ore Province**



Północny Norrbotten jest regionem zbudowanym z archaicznego podłoża granitoidowo-gnejsowego wieku 2,8 Ga, na którym leżą niezgodnie paleoproterozoiczne zieleńce, porfiry i utwory osadowe o całkowitej miąższości ok. 10 km. Utwory te zostały zdeformowane i zmetamorfizowane podczas orogenezy svekofeńskiej (1,9–1,8 Ga), która była jednoczesna z rozwojem cyklu intruzywnego Haparanda (1,89–1,87 Ga) i facji monzonitów pertytowych. Słabe przetopienie granitów i pegmatytów, reprezentowane przez fację Lina zostało wydатовane na ok. 1,79 Ga (Skjold i in., 1988). Skały archaiczne przykrywa paleoproterozoiczna sekwencja skał, zbudowana z konglomeratów, kwarcytów, skał wulkanoklastycznych i law toleitowych, należących do Grupy Kovo wieku 2,18 Ga. Podobieństwa petrograficzne i stratygraficzne pozwalają na tymczasową korelację grupy Kovo z jednostką Sumi — Sariolan (2,5–2,3 Ga) w Karelii i Finlandii (ryc. 3).

**Ryc. 2.** Główne epizody magmatyczne w różnych częściach orogenu svekofeńskiego w Szwecji i Finlandii (Nironen, 1997)



**Ryc. 3.** Ogólna stratygrafia i chronologia zieleńcowej sukcesji paleoproterozoicznej w północnej części tarczy bałtyckiej: A — rejon Kiruny, B — centralna Laponia, północna Finlandia

Następnym kompleksem skał są zieleńce Kiruna *Greenstone Group*, stanowiące część rozległej prowincji toleitowej uformowanej ok. 2,1 Ga, która jest związana z riftingiem archaicznego kratonu i otwarciem oceanu o kierunku NW–SE. W rejonie Kiruny inicjalny etap riftingu cechował się osadzaniem osadów gruboklastycznych dolomitów, law typu WPB i być może, także ewaporatów. W dalszej kolejności osadzały się lawy zwykłe, powstałe przez erupcje komatytów oraz lawy toleitowe o powinowactwie do LKT i MORB. Przeważającemu hydroklastycznemu wulkanizmowi bazaltowemu typu Surtseyan towarzyszą w mniejszym stopniu andezytowe i dacytowe erupcje w trakcie rozwoju dna basenu morskiego. Przekładające się czarne łupki i osady magnetytowo-siarczkowe reprezentują odpowiednio okresy wysokiej produkcji materiału organicznego i aktywności ekshalacyjnej. Nagła subsydencja basenu zaznaczyła się przejściem do nieeksplozywnego wulkanizmu typu MORB i powstaniem sekwencji law poduszkowych. We wschodniej części Norrbotten zieleńce mają głównie charakter wulkaniczny,

ale w górnej części sekwencji pojawiają się również grube kompleksy skał węglanowych i BIF. Na facji zieleńcowej występują utwory *Pahakurkkio Group*, złożone z osadów od arenitowych do pelitycznych. Na obszarach centralnej Kiruny utwory te są niezgodnie przykryte przez zlepienie Kurravaara.

Porfiry Kiruny (chemicznie różniące się od *Porphyrite Group*) mają wiek wskazujący na depozycję od 1,88–1,89 Ga. W części centralnej obszaru Kiruny kompleks porfirowy zawiera trzy jednostki litologiczne, rozdzielone przez złoża apatytowo-żelazowe. Na dole są tzw. porfiry sjenitowe, w środku porfiry kruszonośne, a na górze porfiry sjenitowe Hauki. Na porfirach Kiruny leżą kwarcyty Hauki i Mattavaara, które reprezentują najwyższą jednostkę paleoproterozoicznej wulkanosedymentacyjnej sekwencji (ryc. 3.).

### Złoża rud północnej Szwecji

Większość złóż mineralnych w półn. Szwecji występuje w paleoproterozoicznych zieleńcach i porfirach. Stratyfikowane złoża pochodzenia exhalacyjnego są ograniczone do poziomów wulkanoklastycznych w sekwencjach zieleńcowych. Składają się z formacji żelazowych i złóż siarczków, zawierających różne proporcje Cu–Zn–Pb.

**Viscaria — złożo Cu (Zn)**, położone w rejonie Kiruny, jest największym, syngenetycznym złożem siarczkowym pochodzenia ekshalacyjnego w półn. Szwecji (ryc. 4). Od 1982 r., wydobyto 13,4 Mt rud o zawartości 2,3% Cu z jednego z kilku istniejących poziomów. Rudy występują w paleoproterozoicznych zieleńcach Kiruny, złożonych głównie z zasadowych i ultrazasadowych skał wulkanicznych, utworzonych w środowisku ryftu kontynentalnego. Bazalty typu WPB z osadami klastycznymi i ewaporatami tworzyły się we wczesnych etapach riftingu, poprzedzając wulkanizm komatytowy i toleitowy. Obfite erupcje law poduszkowych typu-MORB, były głównym okresem kruszcotwórczym. Główne minerały rudne to magnetyt, chalkopiryt i pirotyt. Występują one z kalcytem, sfalerytem, barytem, apatytom i galeną, w złożu o długości 3700 m, szerokości 400–600 m i grubości 2–10 m. Inkluzje fluidalne wskazują na silne zasolenie środowiska. Wydzielające się roztwory kruszonośne wytrącały się w zasolonym zbiorniku w wyniku oziębiania i mieszania z wodą morską. W czasie tych ekshalacji następowały reakcje gorących fluidów rudnych z wcześniej wytrąconymi osadami w pobliżu ventów wulkanicznych. Spowodowało to mobilizację Zn i Au do partii niżej temperaturowych rud, podczas gdy miedź pozostała w strefie ekshalacyjnej. W rezultacie rudy mają dobrze wyrażoną zonalność. Porównując złożo Viscaria do innych, światowych złóż Cu–Zn, wiele cech pozwala na zaliczenie go do złóż siarczkowych typu Besshi, oraz współczesnych metalonośnych sedimentów w Morzu Czerwonym (Martinsson i in. 1997).

**Pahtohavare — złożo Cu–Au**, jest usytuowane w wulkanoklastycznym zespole zieleńcowym Kiruny, 10 km na południe od złoża Viscaria (ryc. 4). Okruszcowanie Cu–Au, w postaci siarczków chalkopiryty i piryty jest epigenetyczne w stosunku do skał macierzystych. Występowanie osadów ewaporatowych w dolnych częściach zespołu zieleńcowego mogło być źródłem wysoko zasolonych roztworów hydrotermalnych i decydować o charakterze i genezie mineralizacji.

Eksploatację rozpoczęto w 1989 r. i do chwili obecnej wydobyto 1,7 Mt rudy o zawartości 1,9% Cu i 0,9 ppm Au z dwóch soczew rudnych. Dodatkowo, w złożu występuje pozabilansowa mineralizacja złożona głównie z utlenionych

minerałów rudnych i stratyfikowanych wystąpień Cu–Zn. Mineralizacja występuje w drobnoziarnistych felzytach albitowych, powstałych przez albityzację czarnych łupków i rozkład grafitu. Siarczki występują w formie rozproszonej lub tworzą żyłki i spoiwo brekcji tektonicznych w strefach silnie spękanych. Rudom towarzyszy intensywna skapolityzacja po biotycie, albityzacja i karbonatyzacja. Większość z nich ma podobny charakter do złoża Au–Cu Bidjovägge w północnej Norwegii oraz złoża Au–Cu Saattopora w Finlandii (Korvuo, 1991).

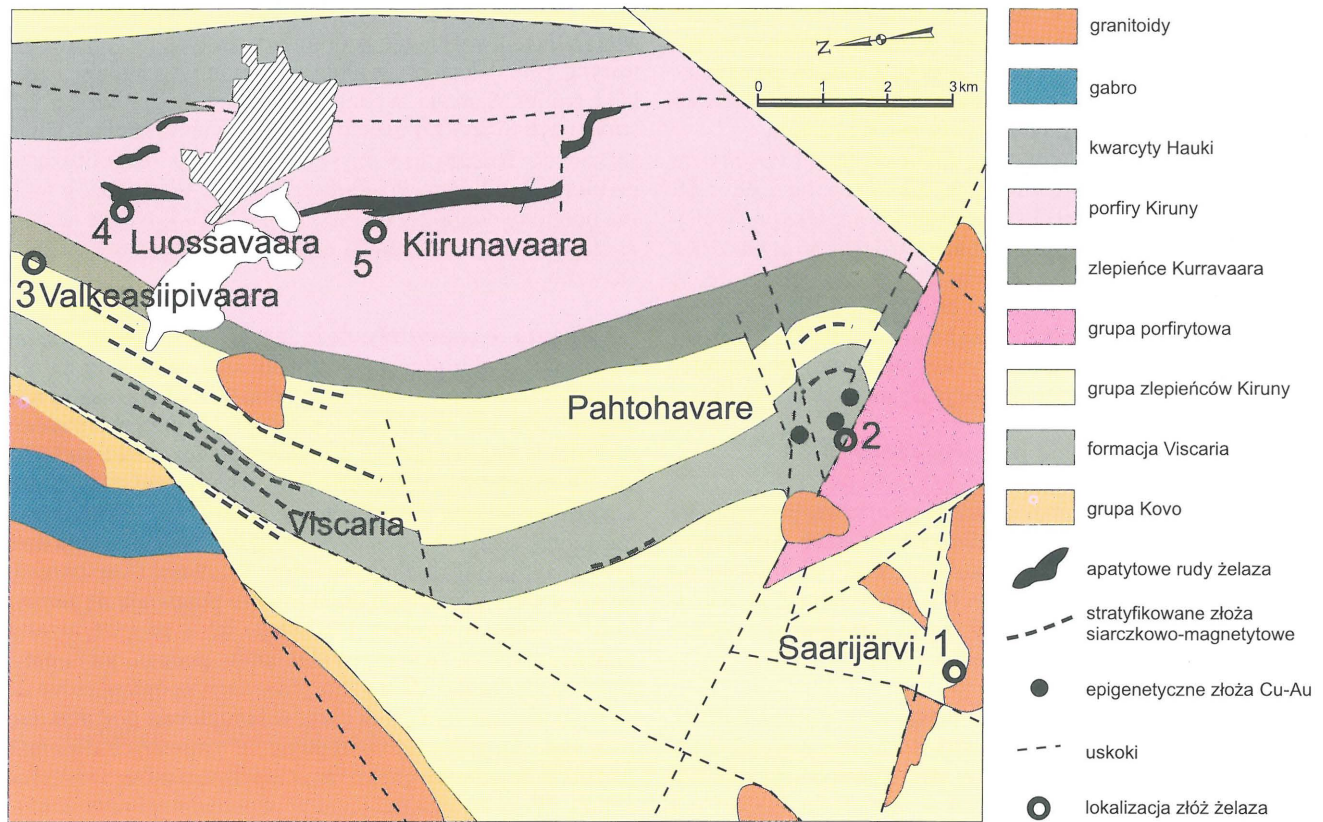
**Kiruna — apatytowe złożo żelaza** (złożo Kiirunavaara) i związane z nim przejawy mineralizacji żelazowej na obszarach przyległych (złożo Luossavaara, Nutokasvaara) występuje 200 km na północ od kręgu polarnego i stanowi największe nagromadzenie apatytowych złóż żelaza na świecie. Złoża apatytowo-żelazowe prawie wyłącznie są związane z porfirami Kiruny. Uwzględniając morfologię i skład mineralny, rudy apatytowo-żelazowe mogą być podzielone na dwa główne typy: rudy brekcjowe i stratyfikowane (warstwowe soczewki). Złoża typu brekcjowego pojawiają się zazwyczaj w dolnych partiach i składają się z magnetytu oraz zmieniających się zawartości aktytolitu, podczas gdy apatyt pojawia się rzadko. Złoża stratyfikowane są ograniczone do stratygraficznie wyższych partii w kompleksie porfirów Kiruny (ryc. 3). Hematyt występujący w zmiennych ilościach jest obok magnetytu głównym składnikiem mineralnym rud żelaza. Węglały, kwarc, i apatyt są podstawowymi minerałami nierudnymi, podczas gdy aktytolit jest tu nieobecny. Najniższy wiek rud Kiruny został przyjęty na 1,88 Ga dla przecinających rudy dajek granofirowych (Cliff i in., 1990), zaś żyły tytanowo-magnetytowe w spągu złoża Luossavaara datowane na 1,888 Ga mogą być współczesne z depozycją rud.

Ciało rudne głównego złoża w Kirunie (p. I str. okł. — zdjęcie górne) ma 4500 m długości, 80 m szerokości i zapada pod kątem 60° w kierunku E (ryc. 4, 5). Obliczone rezerwy złoża Kiirunavaara wynoszą 1100 Mt rudy z zawartością 64% Fe, 0,4–2,0% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,06% Na<sub>2</sub>O i 0,18% K<sub>2</sub>O. Produkcja roczna wynosi obecnie 31 Mt rudy z dwóch czynnych kopalń podziemnych, w porównaniu z całkowitym wydobyciem w ciągu 100 lat, wynoszącym ok. 1600 Mt z 10 kopalń.

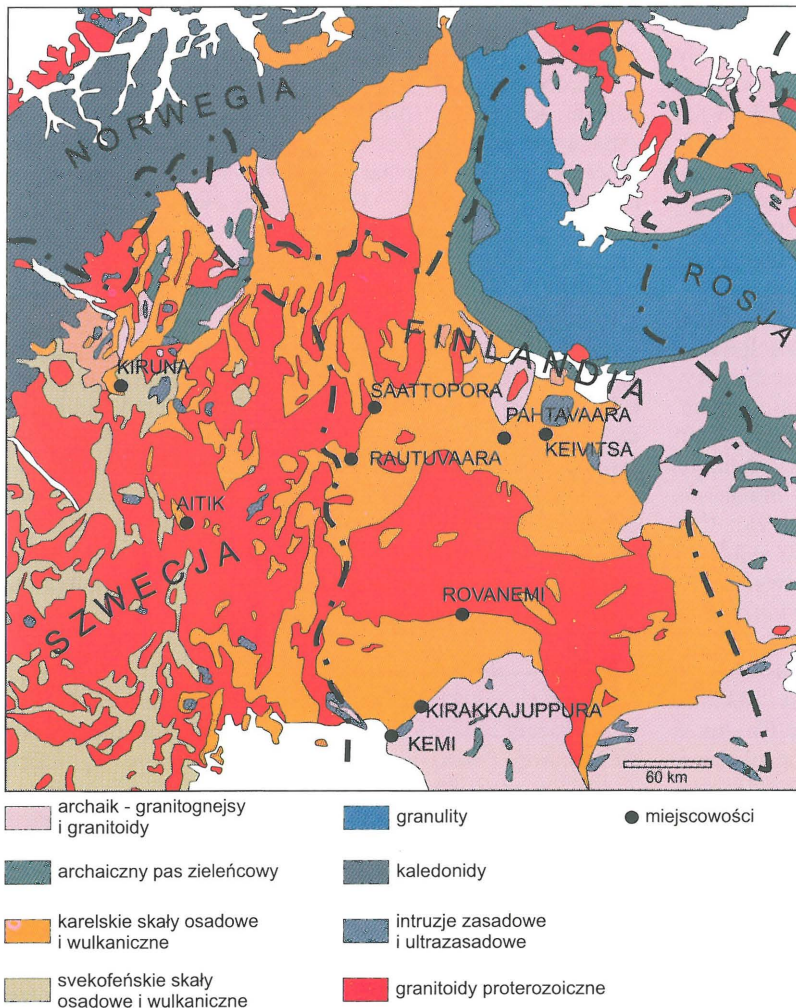
Pomimo ciągle istniejących kontrowersji dotyczących genezy złoża, większość autorów przychyliła się do poglądu o magmowej genezie rud (Frietsch, 1978). Cechy rud Kiruny są obecnie porównywane ze strukturami magmowymi law magnetytowych i dajek typu *feeder* na zboczach wulkanu El Lago w Andach Chilijskich, ujawniających teksturalne dowody na szybki wzrost kryształów z przesyconego stopu (Nystrom & Henriquez, 1994). Są także, widoczne dobrze w kopalni, dowody na więcej niż jeden puls magmatyzmu w postaci dajek magnetytu w magnetycie.

**Aitik — złożo złota i miedzi**, znajduje się 60 km na północ od kręgu polarnego i 15 km na wschód od miasta Gällivare, w północnej Szwecji (ryc. 5). Kopalnia leży wzdłuż strefy rozłamowej (*shear-zone*) Kiruna–Ładoga (ryc. 1), która przebiega od jeziora Ładoga w Karelii, do Kiruny w północnej Szwecji (Monroe, 1988). Strefa ta wyznacza granicę między płytą karelską i płytą svekofeńską w kierunku południowo-zachodnim. Zespół skał w rejonie Aitik ma wiek proterozoiczny i składa się z kompleksów zmetamorfizowanych skał suprakrustalnych, które występują w obrębie granitów i gabr.

Złożo w kopalni odkrywkowej (p. I str. okł. — zdjęcie



Ryc. 4. Mapa geologiczna rejonu Kiruny (Martinson i in., 1997)



dolne) podzielono na część spągową, stropową i główną strefę rudną. Strefa spągowa jest oddzielona od głównej strefy rudnej uskawkami i mięszym pasem spękań. Główna strefa rudna składa się z gnejsów biotytowo-kwarcowych, łupków biotytowych i łupków muskowitzowych. Strefa złożowa 3000 x 400 m zapada pod kątem 50° na zachód, z odchyleniem w kierunku północy. W południowej części odkrywki strefa rudna osiąga głębokość 400 m, a w części północnej jest ciągle otwarta na głębokości 800 m. Ruda zawiera 0,38–0,45% Cu, 0,2 ppm Au, 4–5 ppm Ag i 50 ppb Mo. Mineralizacja rudna występuje w formie cienkich żyłek i rozprożeń. Główne minerały siarczkowe to chalkopiryt, piryt i pirotyn. Stosunek pirytu do chalkopirytu wzrasta od spągu do stropu. Lokalnie obserwuje się bornit, chalkozyn i molibdenit. Złoto pojawia się w formie submikroskopowych faz Au + Sb + Hg i elektrum. W chalkopirycie występuje 70–50% Au i Ag. Siarczkom towarzyszy kwarc, skalenie, amfibole, epidot, turmalin, zeolity, magnetyt, węglany i baryt. Lokalnie, w głównej strefie rudnej występuje propylityzacja skał, charakteryzująca się obecnością zespołu minerałów takich jak: chloryt, serycyt, magnetyt i epidot.

Ryc. 5. Mapa geologiczna szwedzkiej i fińskiej Laponii z lokalizacją złóż rud metali

ilościowe zawartości Au i Ag, stosunek Au do Ag w rudach, mineralogię, styl podstawień i związek asocjacji mineralnych z porfirową intruzją monzodiorytów kwarcowych.

Złoże zostało odkryte w 1930 r., ale ze względu na niskie zawartości metalu, produkcja nie rozpoczęła się aż do 1968 r. We wczesnych etapach eksploatacji wydobywano ok. 2 Mt rudy w ciągu roku. Produkcja jednak stopniowo wzrastała i w 1997 r. wydobyto 18 Mt rudy, z czego uzyskano 240 000 t koncentratu chalkopirytowego z zawartością 7,9 ppm Au i 256 ppm Ag oraz 17 Mt odpadów. W 1998 r. planuje się zwiększenie produkcji do 23 Mt rudy.

Corocznie, ok. 180 000 t koncentratu chalkopirytowego z zakładu w Aitik przewozi się do huty Rönnskär, gdzie uzyskuje się ok. 50 000 t Cu, 1200 kg Au i 47 t Ag.

Kopalnia Aitik należy do koncernu Boliden i zatrudnia obecnie 360 osób.

Od 1968 r. wydobyto łącznie 250 Mt rudy i szacuje się, że tyle samo wynosi rezerwy.

### Złóża rud północnej Finlandii

Złóża kruszcowe w północnej Finlandii występują w większości w zieleńcowym pasie centralnej Laponii.

**Kemi** — **złoże chromitu** oraz przejawy mineralizacji PGE w Sompujärvi (ryc. 6) są związane z paleoproterozoicznymi intruzjami warstwowymi wieku 2,44 Ga, które tworzą nieciągły pas maficznych i ultramaficznych kompleksów skał. Pas ten można śledzić przez południową Laponię od granicy szwedzkiej na zachodzie, aż do Rosji na wschodzie. Intruzje Kemi i Penikat występują w pobliżu kontaktu między skałami podłoża archaicznego, a pasem svekofennokarelskich łupków Peräpohja.

Intruzja Kemi jest uznawana za najbardziej znaczącą intruzję warstwową w Skandynawii, z jedyną czynną kopalnią odkrywkową (ryc. 7). Pierwsze skały zawierające chromity odkryto w 1959 r. w Kemi podczas drażenia kanału doprowadzającego świeżą wodę do miasta, budowę kopalni rozpoczęła zaś kopalnia Outokumpu Oy w 1965 r. Złóża chromitów w intruzji Kemi znajdują się w ultramaficznej, bazalnej części intruzji typu *layered*. Całkowite zasoby rud oceniane są na ok. 70 Mt, ze średnią zawartością ~ 26% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dla złóż odkrywkowych. Stosunek Cr/Fe wynosi 1,53. Szacuje się, że obszar otaczający złoże ma dodatkowo 144 Mt rud chromitów. Wydobycie jest prowadzone metodą odkrywkową, ale wkrótce rozpocznie się również eksploatacja podziemna. Wzbogacenie rud opiera się na separacji grawitacyjnej. Obecny przekrój powierzchniowy przez intruzję Kemi ma kształt soczewy, o 15 km długości i od 0,2 do 2,0 km szerokości. Soczewkowaty kształt jest interpretowany jako przekrój przez pierwotną stożkową intruzję, która została przechylona w czasie ruchów tektonicznych w orogenezie svekofennokarelskiej (1,9–1,8 Ga), formując ciało zapadające ok. 70° w kierunku NW. Zgodnie z interpretacją geofizyczną, ma ono przedłużenie w dół na odcinku przynajmniej 2 km. Spąg intruzji składa się z późnoarchaicznych granitoidów, a strop stanowią młodsze wulkanity maficzne lub subwulkaniczne sille wieku 2150 Ma, lub polimiktyczne konglomeraty nieznanego wieku, lecz młodsze od intruzji. Spagowy kontakt intruzji jest nieregularny. Różnorodne ksenolity pospolite są w strefie przykontaktowej, tak jak i wystąpienia żył remobilizowanych granitów, które przecinają i brekcjują dolne kumulaty.

Najniższa część intruzji składa się z silnie zmienionej, 50–100 m grubej, sekwencji skał talkowo-węglanowych, które pierwotnie były piroksenitami w dolnej części, a pery-

dotytami w górnej. Ta sekwencja skał zmienionych jest przykryta rudą chromitową. Warstwa rudna przykrywa całą długość intruzji i różni się grubością, od kilku centymetrów na obrzeżach, do 20 m w części środkowej, lokalnie sięgając nawet 105 m w miejscach, gdzie kumulaty krzemianowe są również najgrubsze. Ruchy tektoniczne przyczyniły się do spękania i podzielenia warstwy chromitowej na kilkanaście bloków rudnych. Główne ciało chromitowe zapada pod kątem 70° w kierunku NW. Kontakt stropowy rudy jest zazwyczaj ostry, a w kierunku spągu zawartość rudy zmniejsza się stopniowo. Minerale nierudne towarzyszące chromitom były pierwotnie oliwinami i piroksenami, przeobrażonymi następnie w serpentyn, amfibole, talk i węglany.

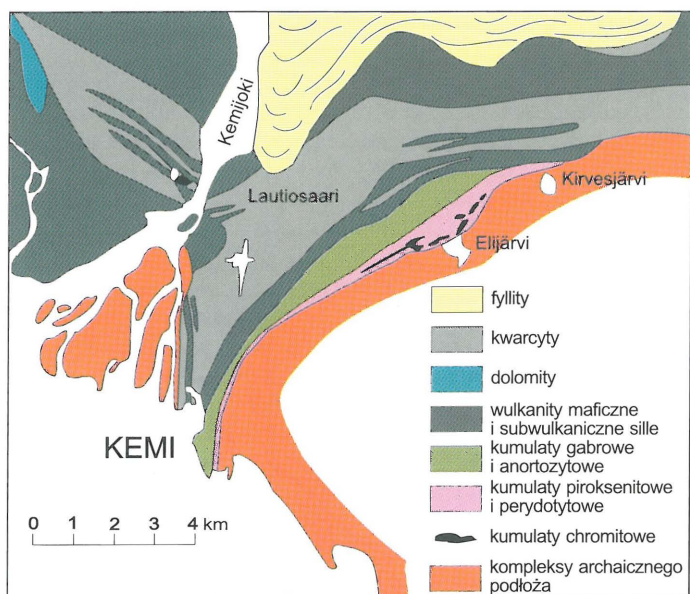
Główny poziom chromitowy jest przykryty przez ok. 550 m. warstwę bardziej lub mniej zmienionych kumulatów perydotytowych. Około 15 warstewek bogatych w chromity, o grubości od 5 cm do 2,5 m., znajduje się w sekwencji perydotytowej, ok. 400 m powyżej głównej warstwy chromitowej. Kumulaty perydotytowe pokrywa ok. 300 m warstwa kumulatów piroksenitowych oraz kumulaty gabrowe, o grubości 800 m, aż do kontaktu ze stropem.

Alapieti & Lahtinen (1989) sugerują, że chromity powstały w czasie, gdy magma znalazła się w komorze Kemi i została skontaminowana materiałem krzemianowym. Ta magma została zmieszana ze świeżą porcją pierwotnej magmy, powodując nasycenie w chromit. Kryształy chromitu utworzyły się podczas mieszania w komorze i osadzały wokół kanałów magmowych, zlokalizowanych poniżej pogrubiającej się intruzji.

**Rautuvaara** — **skarnowe złoże żelaza** na obszarze Rautuvaara (Hiltunen, 1982) składa się z kilkunastu oddzielnych złóż i ciał rudnych. Występują one w obrębie skał skarnowych Formacji Rautuvaara, o miąższości 70–140 m i leżą zgodnie na kompleksie kwarcytów Nisakero-Kuertunturi (ryc. 8). Skały skarnowe, ze współwystępującymi soczewkami magnetytów, tworzą warstwę o zróżnicowanej grubości od kilku metrów do prawie 100 metrów, pokrywającą amfibolity i łupki kwarcowo-skalenieniowe. Formacja Rautuvaara jest przykryta skałami plutonicznymi marginalnej strefy intruzji monzonitowej, które także pojawiają się jako zgodne, klinowate apofizy, oddzielające różne ciała rudne.

Magnetytowe ciała rudne obszaru Rautuvaara są dobrze wykształconymi, płaskimi soczewkami o zróżnicowanej wielkości, wydłużone w kierunku osi fałdów i różniące się między sobą składem mineralnym i chemicznym. Oprócz głównego minerału — magnetytu — ciała rudne zawierają siarczki: pirotyt, piryty i chalkopiryt. Koncentracje miedzi sięgają znaczenie ekonomiczne jako dodatek do żelaza w niektórych ciałach rudnych. Rudy zawierające chalkopiryt są wzbogacone w złoto, które w złożu Laurinoja może mieć znaczenie ekonomiczne (ryc. 8). Główne minerały skałotwórcze stowarzyszone z rudami, to diopsyd i w mniejszym stopniu hornblenda z albitem, kwarcem i mikroklinem, będącym zwłaszcza w nadmiarze w pobliżu apofiz diorytowych. Mniej pospolite minerały nierudne to: kalcyt, serpentyn, oliwin, epidot, andradyt, flogopit i chloryt. Częstym minerałem akcesorycznym jest apatyt, a miejscami tytanit i skapolit.

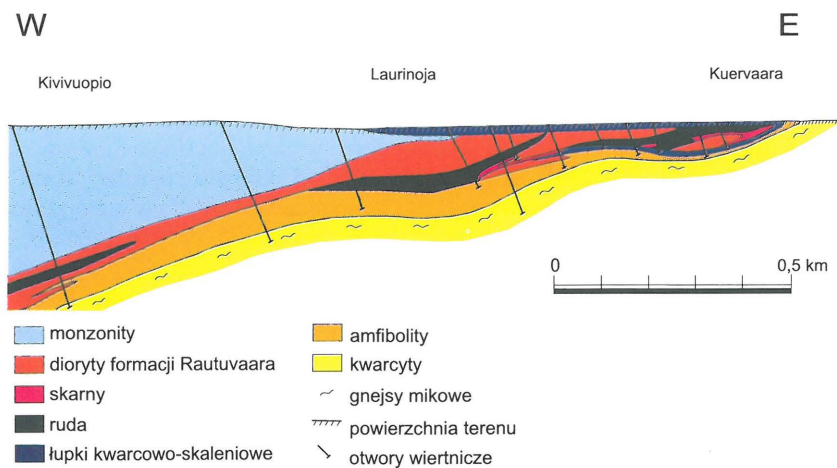
Największe znaczenie z punktu widzenia ekonomicznego ma miedzionośne ciało rudne Laurinoja (ryc. 8). Ciało to składa się z pojedynczej warstwy o ok. 1100 m długości i o maksymalnej szerokości ok. 700 m. Jego północno-wschodnia granica sięga powierzchni podłoża, która jest poprzeczana żyłami diorytów i pegmatytów i sięga maksymalną



Ryc. 6. Uproszczona mapa geologiczna intruzji Kemi (Alapieti i in., 1989)



Ryc. 7. Widok odkrywkowej kopalni złoża chromitu w Kemi



Ryc. 8. Rautuvaaraa przekrój geologiczny przez złożo Hannukainen

głębokość 275 m poniżej powierzchni podłoża, na jego południowo-zachodniej stronie. Ciało rudne w pobliżu centrum złoża, osiąga maksymalną grubość ok. 40 m. Zawartość żelaza w złożu zmienia się w nieregularny sposób, od 36 do 52% Fe, podczas gdy rozkład Cu przebiega bardziej regularnie. Strefy marginalne są uboższe w Cu niż centrum.

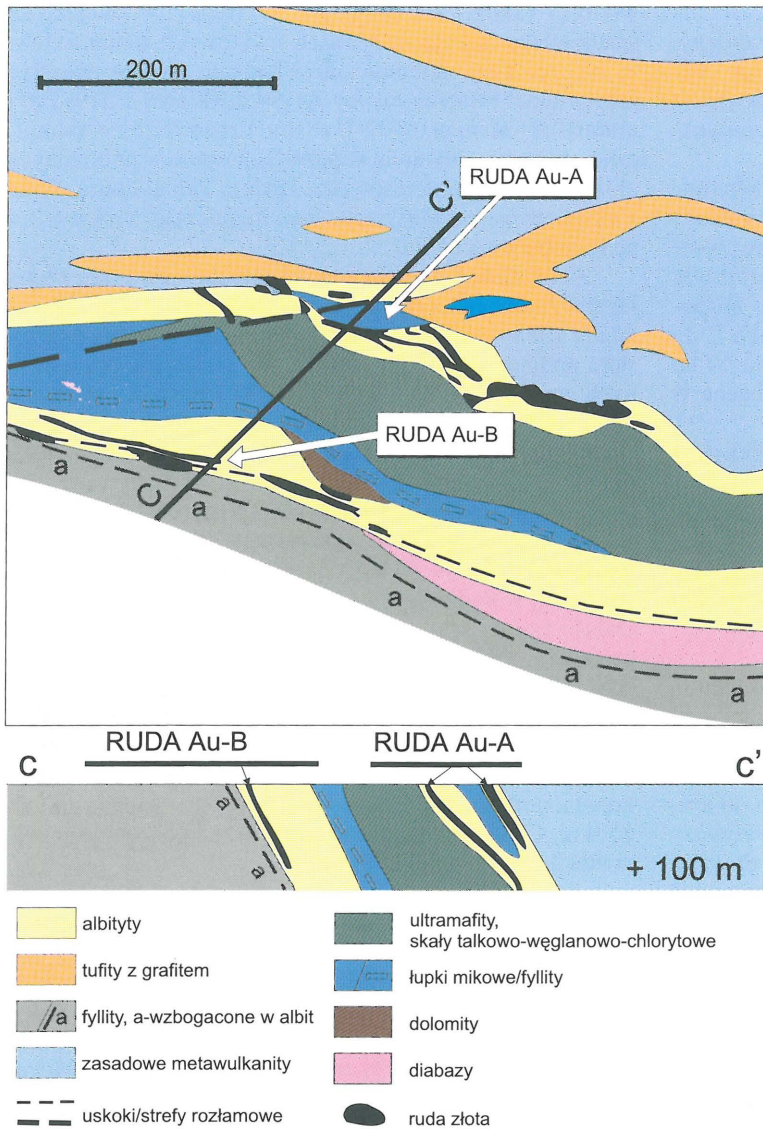
Złożo żelaza Rautuvaara jest uznawane za złożo skarnowe (Hiltunen, 1982), powstałe w wyniku metasomatozy po intruzji monzonitów, pod wpływem fluidów transportujących składniki kruszcowe. Wiek ok. 1800 Ma został oznaczony na cyrkonach ze skarnów, podczas gdy wiek monzonitów oznaczony na cyrkonach metodą U–Pb wynosi 1860 Ma. Pochodzenie i natura roztworów kruszczoonych nie jest całkowicie jasna. Sądzi się, że uruchomione roztwory były superkrytycznie kwaśnymi roztworami chlorkowymi i miały możliwość rozpuszczania i transportowania materiału z różnorodnych źródeł. Dodatkowe źródła, oprócz intruzji monzonitowej, to skały wulkaniczne i osadowe formacji Rautuvaara, które mogą być uznane jako potencjalne źródło metali na obszarze Rautuvaara.

Skarnowe złoża żelaza w rejonie Rautuvaara reprezentują największe znane zasoby złóż rud żelaza w Finlandii, zawierające do 100 mln t rudy. Fińska firma *Rautaruukki Oy*, zajmująca się produkcją stali, podjęła szerokie poszukiwania złóż żelaza na tym terenie pomiędzy połową lat siedemdziesiątych i końcem lat osiemdziesiątych. Kopalnia Rautuvaara została otwarta w 1975 r. Podziemne wydobywanie w Rautuvaara było kontynuowane do 1988 r. i w ciągu tego czasu prowadziły również wydobywanie dwie inne kopalnie odkrywkowe: Kuervaara i Laurinoja. Po przerwaniu wydobywania przez firmę *Rautaruukki Oy*, prawa eksploatacyjne przejęło przedsiębiorstwo *Outokumpu Oy* i kontynuowało wydobywanie w kopalni złóż miedzi Laurinoja w latach 1989–1990.

**Sattopora–Pahtavuoma — złoża polimetali.** Złożo złota Saattopora, a także złożo Cu–Zn–U Pahtavuoma są położone w obszarze rolniczym Kittilä, ok. 200 km na północ od Rovaniemi (ryc. 5).

Geologicznie obszar należy do pasa zieleńcowego Kittilä (Korvuo, 1997).

Eksploracja geologiczna w tym rejonie datuje się od lat 60., czego rezultatem było odkrycie przejawów mineralizacji w rejonie Pahtavuoma w 1970 r., a także niskogatunkowej mineralizacji miedziowej w rejonie Saattopora (o zasobach 7,4 Mt przy zawartości 0,69% Cu) dwa lata później. Obecnie wiele wierceń penetruje złożo złota Saattopora, prowadząc bardzo precyzyjne rozpoznanie geochemiczne. Wcześniej zaś, dopóki złożo nie było rutynowo analizowane, obecność właściwego złoża pozostawała nieokreślona i trudna do oszacowania przez wiele lat. Na podstawie wielu podobieństw ze złożem Cu–Au Bidjovagge w Norwegii arktycz-

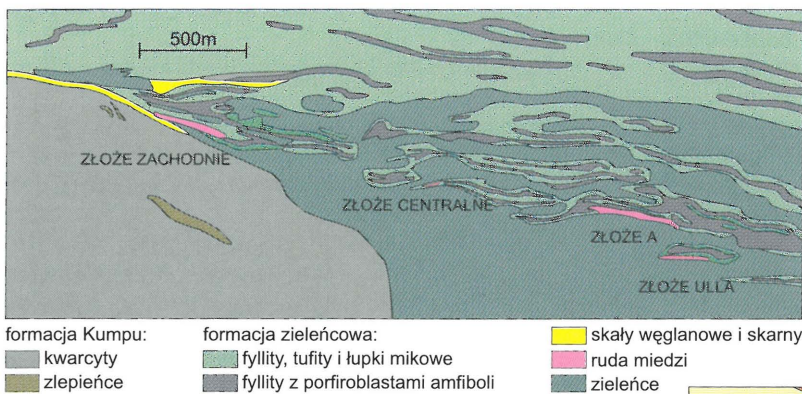


Ryc. 9. Mapa geologiczna i przekrój przez złożo Saattopora

nej, wcześniejsze rdzenie zostały ponownie przeanalizowane pod kątem zawartości Au. I tak, w 13 lat po odkryciu złoża Cu, zostało udokumentowane złożo złota Saattopora.

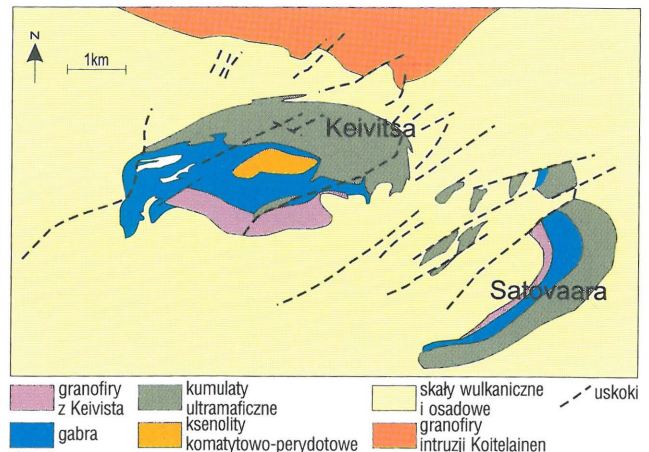
Główne skały rejonu Saattopora–Pahtavuoma to metawulkanity i łupki o genezie osadowej z grupy *Kittilä Group*, należące do pasa zieleńcowego i młodsze, synorogeniczne, gruboklastyczne skały osadowe z grupy *Kumpu Group*. Główny zespół mineralny zieleńców to skały amfibolowo–albitowe z albitem, hornblendą i biotytem. Niższa część serii wulkanicznej *Kittilä Group* składa się z toleitów żelazowych, które są oddzielone od nadległych toleitów magnezowych stratyfikowaną formacją żelaza Porkonen. Z zieleńcami asocjują intruzje hypabysalnych amfibolito–albitowych diabazów. Metasedymacyjną sekwencję w pasie zieleńcowym *Kittilä*, tworzy bardzo heterogeniczna jednostka złożona z chlorytowych i mikowych łupków, fyllitów, fyllitów grafitowych, czertów i szaroglazów. Pierwotne struktury osadowe (takie jak warstwowanie i laminacja) są miejscami zachowane. Skapolityzacja i brekcje skamowe są lokalnie dobrze rozwinięte. Najmłodsze skały plutoniczne na tym obszarze obejmują intruzje kwarcowych monzodiorytów Kallo (1883 Ma) i granitów *Kittilä* (1800 Ma).

**Saattopora — złożo złota**, znajduje się w albitach i pojawia w dwu oddzielnych, ale jednakowo zmineralizowanych strefach, o biegu E–W i upadzie w kierunku północnym. (ryc. 5, 9). Wiszące skrzydło w ciele rudnym A składa się z wulkanoklastycznych kompleksów skalnych, zawierających wąskie i nieciągłe przeławiczenia fyllitów i fyllitów grafitowych. Kompleksy te w kierunku N stają się bardziej maficzne, co wskazuje na pochodzenie magmowe. Spąg ciała rudnego A, składa się z ultramaficznych łupków chlorytowo–talkowych lub węglanowo–chlorytowo–talkowych, których chemiczne charakterystyki są zbliżone z protolitem komatytowym. Na południu występują zalbityzowane metasedymenty, włącznie z przeławiczeniami fyllitów, wulkanoklastów



Ryc. 10. Mapa geologiczna złoża Cu–Zn–U Pahtavuoma (Korvuo, 1997)

Ryc. 11. Zgeneralizowana mapa geologiczna kompleksu Keivista–Satovaara →



i dolomitów w skrzydle wiszącym ciała rudnego B. Dodatkowo, obecna jest brekcja śródformacyjna, zawierająca fragmenty łupków albitowych i różnorodnie inne typy osadów. Spąg ciała B składa się z szeroko rozprzestrzenionych fyllitów i osadów wulkanoklastycznych, w które intrudują sporadycznie sille diabazów.

Protolitem dla albitowych skał macierzystych ciała rudnego A, przed tektonicznie uwarunkowaną metasomatozą sodową, były osady wulkanoklastyczne, podczas gdy protolitem dla ciała rudnego B były najprawdopodobniej osady felzytowe. Albityzacja jest bardziej intensywna w bezpośrednim sąsiedztwie rud złota, zanikając w kierunku E do mineralizacji miedziowej Sattopora, jak i w kierunku W ku złożu Pahtavuoma, gdzie albityzacja jest tylko obecna w wąskich strefach nieciągłości.

Głównymi minerałami siarczkowymi są pirotyn i piryte ze złotem, w formie małych ziarn, zazwyczaj w towarzystwie kwarcu, pirotynu, gersdorfitu i różnorodnych tlenków U–Th. Średnia wielkość ziarn złota wynosi 200–250  $\mu\text{m}$ , podczas gdy drobnoziarniste złoto (20  $\mu\text{m}$ ) występuje jako otoczka wokół ziarn, związana z minerałami węglanowymi oraz w spēkaniach. Czystość (próba) złota jest bardzo wysoka.

Złoże złota Saattopora jest wyraźnie związane ze strefą spēkań tektonicznych E–W, którą można śledzić regionalnym zdjęciem magnetycznym jako pas ok. 250 m szeroki i 20 km długi. Żyły kwarcowo-węglanowe zawierające złoto rozwijały się zwłaszcza w skałach o predyspozycji do kruszenia, głównie w albitach. Dodatkowo do przeważającego przebiegu N–S i pionowej orientacji żył rudnych, kilka innych żył o przebiegu E–W, zawierających Au, występuje w partii stropowej ciała rudnego A i w obrębie strefy spēkań (*shear zone*) w centralnej części ciała rudnego B.

**Pahtavuoma — złożo Cu–Zn–U**, składa się z czterech warstwowych ciał rudnych (złożo zachodnie, złożo centralne, złożo A i złożo Ulla) oraz sześciu stref mineralizacji cynkowej i 3 wystąpień uranu (ryc. 10). Miedź, cynk i uran w Pahtavuoma występują w metasedymentacyjnych łupkach. Rudy są w przybliżeniu zgodne z upadem i biegiem złupkowania, a zapadanie jest równoległe do regionalnej lineacji. Ciała rudne zapadają ku N pod kątem 60–80°. Kontakt spągowy (zwykle z zieleńcami) jest ostry, podczas gdy stropowy jest bardziej stopniowy. Wystąpienia miedzi pojawiają się na południowym brzegu strefy łupkowej, na kontakcie z zieleńcami; a głównymi skałami macierzystymi są fyllity grafitonośne lub łupki mikowe, chociaż miejscami mineralizacja pojawia się w przełwiczeniach złupkowanych szarogłazów, łupków albitowych i skarnów granatonośnych (Inkinen, 1979). Przeważająca asocjacja mineralna to chalkopiryt-pirotyn, z dodatkiem arsenopiryty, sfalerytu i ilmenitu. Wystąpienia cynku pojawiają się w tych samych sekwencjach łupków, na obrzeżach mineralizacji Cu, jak również bardziej na północ w wyraźnie oddzielnej strefie łupków. Cynk pojawia się zwykle w fyllitach. W odróżnieniu od Cu cynk nie jest ściśle związany z kontaktem z zieleńcami. Parageneza cynkowa składa się głównie z pirotynu, sfalerytu i ilmenitu, razem z węglanami i kwarcem, jako wypełnienie spēkań i brekcji. Uran występuje głównie w pobliżu wystąpień Cu w łupkach mikowych i fyllitach, które zawierają powszechnie żyły węglanowe i brekcje skarnowe. Wspólnie z węglanami minerały kruszcowe wypełniają młodsze spēkania, maskując pierwotną strukturę skał. Główne minerały kruszcowe to pirotyn i uraninit (Inkinen, 1979).

Całkowite zasoby Cu oszacowano na 4,4 Mt, przy za-

wartości 1,04% Cu i 23 g/t Ag. W 1976 r. w związku ze spadkiem cen miedzi na rynkach światowych, uznano złożo za nieopłacalne ekonomicznie i badania na tym obszarze przerwano. Podobnie zasoby Zn (94,1 Mt przy 1,51% Zn) i uranu (0,41 Mt przy 0,39% U *in situ*) uznano za nieekonomiczne. Jednakże, otwarcie kopalni Saattopora w pobliżu tych złóż odnowiło zainteresowanie złożem Pahtavuoma. Wraz z eksploatacją kopalni Saattopora rozpoczęto wydobycie z ciała rudnego A i Ulla.

Złożo złota Sattopora było eksploatowane przez *Outokumpu Finnmines Oy* (obecnie *Outokumpu Mining Ltd*) w latach 1988–1995. Decyzja o rozpoczęciu kopalnictwa została podjęta w sierpniu 1988 r., na podstawie oszacowanych zasobów pierwotnych 680 000 t rudy, z kryteriami bilansowości dla górnictwa odkrywkowego, ze średnią zawartością 3,6 g/t Au i 0,28% Cu. W tym samym roku rozpoczęto głębień kamieniołomu, a przewidywany czas eksploatacji kopalni miał trwać ok. 2,5 roku. Ważnym czynnikiem wpływającym na eksploatację złoża była łatwość transportu rudy, ok. 54 km, do istniejącego zakładu koncentracji rudy w Rautuvara, w sąsiedztwie miejscowości Kolari. Dalsze zasoby zostały udokumentowane w czasie trwania produkcji, których rezultatem była zmiana eksploatacji z odkrywkowej na podziemną w latach 1992–1995, aż do wyczerpania zasobów. Całkowita ilość rudy wydobyta w tym czasie wyniosła 2,1 Mt z 3,7 Mt skały płonnej. Z odkrywki wydobyto 1,24 Mt rudy, a reszta pochodziła z kopalni podziemnej. Grubość ciał rudnych wynosiła od 1,0–25,0 m. Całkowita zawartość rudy przed koncentracją wyniosła 3,29 g/t Au i 0,28% Cu.

**Pahtavaara — złożo złota** jest położone we wschodniej części zieleńcowego pasa centralnej Laponii (ryc. 5), wewnątrz rozległego, przeważnie piroklastycznego kompleksu komatyotów Sattasvaara. Obecny skład mineralny komatyotów to zespół amfibolowo-chlorytowy powstały w wyniku regionalnego metamorfizmu w facji zieleńcowej. Mocno zmienione skały tworzą prawie pionowo zapadającą strefę zmian o wymiarach 100 do 500 m szeroką, reprezentowaną przez dwa heterogeniczne i przeławicające się typy litologiczne:

— łupki biotytowe (z węglanowo-talkowymi żyłkami + pirotyn + magnetyt) i

— gruboziarniste skały amfibolowe (ze stowarzyszonymi żyłkami lub wkładkami kwarcowymi + barytowymi).

Oba główne typy skał zmienionych odzwierciedlają dwa etapy zmian hydrotermalnych.

Pomimo proterozoicznego wieku, lapoński pas zieleńcowy jest porównywalny pod wieloma względami do zmineralizowanych pasów zieleńcowych późnego archaiku. Procesy kruszcotwórcze w Pahtavaara były związane z silną kratonizacją po orogenezie svekofeńskiej i powstawaniem na szeroką skalę mas granitoidowych (Koriakoski i in., 1989; Ward i in., 1989).

Ruda złota w Pahtavaara tworzy wąskie żyły, zwykle 5–10 m szerokości, przebiegające prawie E–W i zapadające na N pod kątem 70–80°. W celach praktycznych podzielono rudy na 3 strefy: strefę A– A+ i E. Jedynym ekonomicznie wartościowym metalem jest złoto, siarczki zaś są stosunkowo rzadkie, spośród których piryte jest najbardziej rozpowszechnionym składnikiem rud (~1%). Magnetyt stanowi 5–10% zawartości rud, zwłaszcza w łupkach biotytowych. Złoto pojawia się w formie rozproszonych ziarn, zróżnicowanych wielkością (ok. 50–60% ziarn złota ma mniej niż 50  $\mu\text{m}$



średnicy), między ziarnami krzemianów i wzdłuż powierzchni spękań.

Obecnie planowana produkcja ze strefy A wynosi rocznie 450 000 t, wymagając dodatkowo usunięcia ok. 2 Mt skały płonnej. Jak dotąd kopalnictwo odbywa się odkrywkowo, ale planuje się w 1998 r. otwarcie kopalni podziemnej. Udokumentowane i szacunkowe zasoby wynoszą 1,6 Mt, z czego 700 000 t może być otrzymane z kopalni odkrywkowej. Złoże jest stale głębiej i eksploatowane w kierunku zachodnim. Ruda poddawana jest grawitacyjnej koncentracji w zakładzie przerobczym Pahtavaara.

Prawa do złoże Au w Pahtavaara zostały nabyte w 1991 r. przez *Terra Mining Oy*, ówczesne fińskie przedstawicielstwo szwedzkiej kompanii *Terra Mining*, która w późnych latach 1996 znalazła się pod kontrolą *Canadian Wilium Resources Inc.*

W czasie nabywania złoże zasoby szacowano na ok. 350 000 t rudy Au, ze średnią zawartością 5,7 g/t Au. Postępujące badania, opierające się głównie na programie wierceniowym i bardziej detalicznej wycena została przeprowadzona w latach 1991–1994. Decyzja o otwarciu kopalni nastąpiła w 1995 r., kiedy to zrewidowane zasoby wyniosły ok. 1,3 Mt rudy przy średniej zawartości 3,4 g/t Au. W lipcu 1996 r. kopalnia rozpoczęła produkcję i obecnie zatrudnia 60 osób (25 to górnicy, 35 — obsługa, głównie transport).

**Keivitsa–Satovaara — złoże Ni–Cu** (ryc. 5, 11), znajduje się ok. 34 km na NNE od miejscowości Sodankylä. Intruzja Keivitsa buduje zachodnią część pierwotnie nieco większej intruzji warstwowej, oddzielonej strefą uskokową od bloku intruzyjnego Satovaara na wschodzie. Radiometryczny wiek intruzji wynosi 2050 Ma, oparty na oznaczeniu izochronowym na cyrkonach metodą U–Pb i Sm–Nd.

Magma intrudowała w sekwencje skał sedymentacyjno-wulkanicznych i intruzja jest obecnie przykryta przez granofiry. Zarówno skały suprakrystalne, jak i kumulatywne, były później zmetamorfizowane w warunkach niskotemperaturowej facji amfibolitowej. Intruzja jest częściowo dyskordantna w stosunku do otaczających skał suprakrystalnych. Shornfelsowane ksenolity oddzielone od podłoża, ścian i stropu, są częste wśród kumulatów, najbardziej powszechne z nich to komatyty (masywne do warstwowanych).

Oziębione (*chilled*) skały gabrowe, w podłożu intruzji Keivitsa są pokryte przez gruby nadkład kumulatów oliwinowo-augitowo-ortopiroksenitowych (piroksenitów oliwinowych).

Rozproszone siarczki Cu–Ni–PGE–Au o znaczeniu złożowym, pojawiają się w górnej części tego ultramaficznego zespołu. Połowa wyższej części serii warstwowej jest złożona z kumulatów gabrowych, a magnetyt jest powszechny w górnej części sekwencji gabrowej.

Dajki felzytowe i diorytowe (oraz złożone dajki diorytowo-felzytowe), przecinają skały ultramaficzne. Jest to interpretowane jako efekt przesiąkania stopu anatektycznego w obręb wczesnotektonicznych, kontrakcyjnych spękań powstałych w czasie końcowej konsolidacji kumulatów. Wiek dajek, zmierzony metodą U–Pb na cyrkonach, jest nieodróżnialny od wieku intruzji macierzystej. Młodsze, zorientowane w kierunku ENE, dajki diabazowe i diabazy oliwinowo-gabrowe, wykazują kontakty typu *chilled-porphyrific* w stosunku do obokległych skał ultramaficznych i są wyraźnie młodsze niż intruzje. Złoże siarczkowe składa się z wielu typów rud ze zróżnicowanym stosunkiem Cu/Ni, Ni/S, Ni/Co, S/Se, S/Fe, i PGE/S i zawartością PGE–Au. Kontaminacja (Cl, S, H<sub>2</sub>O i C) przez lokalne skały macierzyste jest widoczna i miała

wpływ na rozwój magmy oraz skład mineralny zespołów kruszcowych. Nie występuje generalna korelacja między PGE i S (a jeśli jest, to negatywna). Inne złoża mineralne obejmują kumulatywny grafit w ferrogabrze i wzbogacenia w PGE–Cr–V w skałach kwarcowo-węglanowych w sąsiedztwie ogromnego ksenolitu perydotytowego.

## Podsumowanie

Złoża rud metali północnej Szwecji i Finlandii są ogromnym bogactwem materialnym, a także wyzwaniem poznawczym dla geologów. Europa Zachodnia, dobrze rozpoznana geologicznie zawiera niewiele tajemnic i niespodzianek. Laponia, piękna, dziewicza kraina reniferów i swoistej kultury ludowej, w dalszym ciągu zazdrośnie strzeże swych skarbów, a to ostrą, śnieżną zimą, a to polarną nocą, a też rojami uciążliwych muszek i trudnościami w dostępie do złóż. Te wszystkie przeciwności nie zniechęcają jednak geologów, górników i inwestorów, jak starałam się wykazać, którzy poszukują właśnie w Laponii nowych złóż mineralnych i możliwości inwestowania. A wszystko to, jak mówi stara lapońska legenda, przez diabła, który przelatując nad Laponią, zgubił wielkie grudy złota, srebra, miedzi i żelaza.

## Literatura

- ALAPIETI T.T. & LAHTINEN J.J. 1989 — Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield. [In:] 5<sup>th</sup> International Platinum Symposium. 4–11.08.1989. Guide, 29: 263.
- CLAESSON S. & LUNDQVIST T. 1995 — Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos*, 36: 115–140.
- CLIFF R.A., RICKARD D. & BLAKE K. 1990 — Isotopic systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden. Part 1. Age of the ore. *Econ. Geol.*, 85: 1770–1776.
- FRIETSCH R. 1978 — On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Econ. Geol.*, 73: 478–485.
- HILTUNEN A. 1982 — The Precambrian geology and skarn iron ores of the Rautuvaara area, northern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.*, 318: 133.
- INKINEN O. 1979 — Copper, zinc and uranium occurrences at Pahtavaara in the Kittila Greenstone Complex, Northern Finland. *Econ. Geol.*, 74: 1153–1165.
- KORIAKOSKI E.A., KORVINEN A., & PULKKINEN E. 1989 — Geochemistry and hydrothermal alteration of the Pahtavaara gold mineralization, Finnish Lapland. *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap.*, 10: 83–89.
- KORVUO E. 1997 — The Sattopora gold ore and the Pahtavaara Cu–Zn–U occurrences in the Kittila region, northern Finland. *Excursion Guidebook B 1. 4<sup>th</sup> Biennial SGA Meeting. 11–13.08.1997, Turku.*
- MARTINSSON O., HALLBERG A., GODIN-JONASSON L., KISIEL T. & FALLIC T. 1997 (in press) — Viscaria — a syngenetic exhalative Cu–deposit in the Paleoproterozoic Kiruna Greenstones; submit. [In:] *Econ. Geol.*
- MONROE D. 1988 — The geology and genesis of the Aitic Cu–Au deposit, Arctic Sweden. Unpubl. doctor's thesis. University College. Dept. of Geology, Cardiff, Wales.
- NIRONEN M. 1997 — The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precamb. Res.*, 86: 21–44.
- NYSTROM J.O. & HENRIQUEZ F. 1994 — Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Econ. Geol.*, 89: 820–839.
- RICKARD D. 1979 — Scandinavian Metalogenesis. *Geojournal*, 5: 235–252.
- RICKARD D. 1988 — Volcanogenic mineralization styles in the Early Proterozoic of Fennoscandia. *Proceedings of Seventh Quadrennial IA-GOD Symposium*: 23–40.
- SEDERHOLM J.J. 1932 — On the geology of Fennoscandia with special reference to the Precambrian — *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 98: 1–30.
- SKIOLD T., OHLANDER B., VOCKE JR. R.D. & HAMILTON P.J. 1988 — Chemistry of Proterozoic orogenic processes at a continental margin in northern Sweden. *Chem. Geol.*, 69: 193–207.
- Wahl W. 1936 — Om granitgrupperna och bergeskedjeutvecklingarna i Sverige och Finland. *Geol. FörStockh. Förh.*, 58: 123–124.
- WARD P., HARKONEN I., NURMI P.A. & PANKKA H.S. 1989 — Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization. *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper*, 10: 71–77.