

METALE SZLACHETNE W ZŁOŻU MORRISON, SUDBURY, KANADA

PRECIOUS METALS IN THE MORRISON DEPOSIT, SUDBURY, CANADA

KRZYSZTOF FOLTYN¹, JADWIGA PIECZONKA¹, ADAM PIESTRZYŃSKI¹, PIOTR SYNOWIEC¹

Abstrakt. W położonym w zagłębiu Sudbury złożu Morrison eksploatuje się rudę zawierającą miedź, nikiel, platynę, pallad oraz złoto. W składzie mineralnym dominuje chalkopiryt, natomiast głównymi minerałami niklu są pentlandyt oraz milleryt. Pobrane próbki zawierają także kubanit, mackinawit, pirotyn, magnetyt, sfaleryt oraz galenę. W peryferyjnych częściach żył przeważa bornit, który nierzadko zawiera żyłki srebra rodzimego. Platyna występuje w formie własnych minerałów, wśród których dominują kompozytowe agregaty moncheitu (PtTe₂) z hessytem (Ag₂Te), rzadziej występują masłowit (PtBiTe) oraz sperrylit (PtAs₂). Pallad może występować jako podstawienia w pentlandycie, tworzy także własne minerały: micheneryt (PdBiTe) i paolowit (Pd₂Sn). Tellurki i bizmuto-tellurki wykazują podstawienia Pt-Pd oraz Bi-Te. Złoto występuje w formie rodzimej oraz jako elektrum. Obserwowana strefowość w występowaniu pierwiastków może być wyjaśniona frakcjonalną krystalizacją magmowych siarczków. Prawdopodobna jest częściowa remobilizacja metali szlachetnych (zwłaszcza złota i palladu) przez późniejsze procesy hydrotermalne i/lub metamorficzne, z którymi jest związana obecność idiomorficznego kwarcu, krzemianów (epidot, amfibole) oraz wtórnego magnetytu zawierającego inkluzje siarczków.

Słowa kluczowe: mineralogia, platynowce, Cu-Ni złożo Morrison, basen Sudbury.

Abstract. The Morrison deposit, located in Sudbury Mining Camp, produces ore containing copper, nickel, platinum, palladium and gold. Chalcopyrite dominates the mineral assemblage, while the main Ni-bearing phases are pentlandite and millerite. Cubanite, mackinawite, pyrrhotite, magnetite, sphalerite and galena are present too. Bornite is the main mineral in the peripheral parts of veins, often containing native silver veinlets. Platinum occurs as discrete PGM minerals: composite grains of moncheite (PtTe₂) with hessite (Ag₂Te); maslovite (PtBiTe) and sperrylite (PtAs₂) are rare. Palladium can occur as a substitution in pentlandite and as discrete PGM minerals: michenerite (PdBiTe) and paolovite (Pd₂Sn). Tellurides and bismuth-tellurides often display Pt-Pd and Bi-Te substitutions. Gold is present as a native element and as electrum. A zonation in the occurrence of elements can be explained by fractional crystallization of magmatic sulphides. There is a possibility of partial remobilization of precious metals (especially gold and palladium) by later hydrothermal and/or metamorphic processes with associated authigenic quartz, silicates (epidote, amphiboles) and secondary magnetite containing sulphide inclusions.

Key words: mineralogy, PGM, Morrison Cu-Ni deposit, Sudbury Basin.

WSTĘP

Złoża rejonu Sudbury są wyjątkowe zarówno pod względem znaczenia, historii, jak i unikatowej genezy. Odkrył je Albert Salter, który w 1856 roku podczas wytyczania linii geodezyjnych zaobserwował anomalię magnetyczną. Alexander Murray z Kanadyjskiej Służby Geologicznej potwierdził istnienie anomalii i stwierdził obecność rudy, jed-

nak ze względu na odosobnienie tego regionu doniesienia te przeszły bez echa (Giblin, 1984). Dopiero wybudowanie w 1883 roku linii Kolei Transkanadyjskiej sprawiło, że teren stał się łatwiej dostępny i ponownie odkryto nagromadzenia metali. Eksploatację miedzi rozpoczęła Canadian Copper Company, nie zdając sobie sprawy z obecności niklu

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: piestrz@geol.agh.edu.pl.

w rudzie (Naldrett, 2009). Dopiero szczegółowe analizy, mające wyjaśnić problemy związane z przeróbką rudy, wykazały jego obecność. Znaczenie tego odkrycia doceniono po rozpoznaniu przydatności stopów ferroniklu do celów wojskowych. Największa kopalnia rejonu Sudbury, Creighton (podczas ponad 100 lat eksploatacji wyprodukowała 280 Mt rudy), znajduje się dokładnie w miejscu wyznaczonej przez Saltera anomalii (Farrow, Lightfoot, 2002). Jest to jedna z 10 najgłębszych kopalń na świecie (aktualnie – 2,4 km wgłąb), głębsze są tylko południowoafrykańskie kopalnie złota oraz kanadyjski Kidd Creek.

Sudbury odkryto jako pierwsze wielkie złożo magmowych siarczków, w związku z czym służyło za model przy poszukiwaniu kolejnych ich wystąpień. Obserwacje sugerowały, że magmowych siarczków Ni-Cu należy się spodziewać w spągu wielkich, rozwarstwionych intruzji. Eksploatacja objęła kompleksy Bushveld, Duluth, Stillwater oraz Great Dyke (Maier i in., 2001). Blisko pół wieku poszukiwań nie

przyniosło znaczących rezultatów, a złoża Ni-Cu odnaleziono w innym środowisku geologicznym, w mniejszych systemach magmowych (*conduit-type bodies*), jak np. Pechenga odkryta w 1921 roku, Norylsk, na który trafiono w 1926 roku czy Jinchuan rozpoznany w 1958 roku. Robert Dietz, oceanograf US Navy, który interesował się kraterami meteorytowymi, po wizycie w 1964 roku w Sudbury zasugerował, że Kompleks Magmaowy Sudbury (SIC – *Sudbury Igneous Complex*) to w istocie gigantyczny krater uderzeniowy, który powstał w rezultacie upadku meteorytu 1,85 mld lat temu (Davis, 2008). Jako dowód na nową hipotezę przedstawił charakterystyczne struktury nazwane stożkami zderzeniowymi (*shatter cones*, fig. 1). Struktury te są interpretowane jako rezultat metamorfizmu szokowego i ciśnienia fali uderzeniowej (Dietz, 1964). Hipoteza ta rozwiązała wiele problemów, które pojawiały się przy próbie wyjaśnienia genezy SIC jako typowej intruzji magmowej, a z upływem czasu zgromadziło wiele dowodów potwierdzających jej słusność.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Struktura Sudbury jest zbudowana z trzech głównych części (fig. 2) (Ames i in., 2008):

- 1) archaicznych i proterozoicznych skał podłoża oraz brekcji w spągu (*footwall*) całej struktury;
- 2) grupy Whitewater;
- 3) SIC.

Skały partii podłoża południowej części kompleksu stanowią brekcje metasedymentów i metawulkanitów (wiek ok. 2,5 mld lat). Na północy spąg tworzą natomiast skały facji granulitowej (ok. 2,65 mld lat), należące do jednostki Kompleksu Gnejsów Levack (*Levack Gneiss Complex*). W obie części wdarły się intruzje: East Bull Lake Suite (2,49–2,47 mld lat), dajki Matachewan (2,45 mld lat)



Fig. 1. Przekrój przez stożek uderzeniowy o średnicy ok. 40 cm, okolice wodospadu Onaping Falls

Shatter cone, cross-section view, 40 cm in diameter, near the Onaping Falls

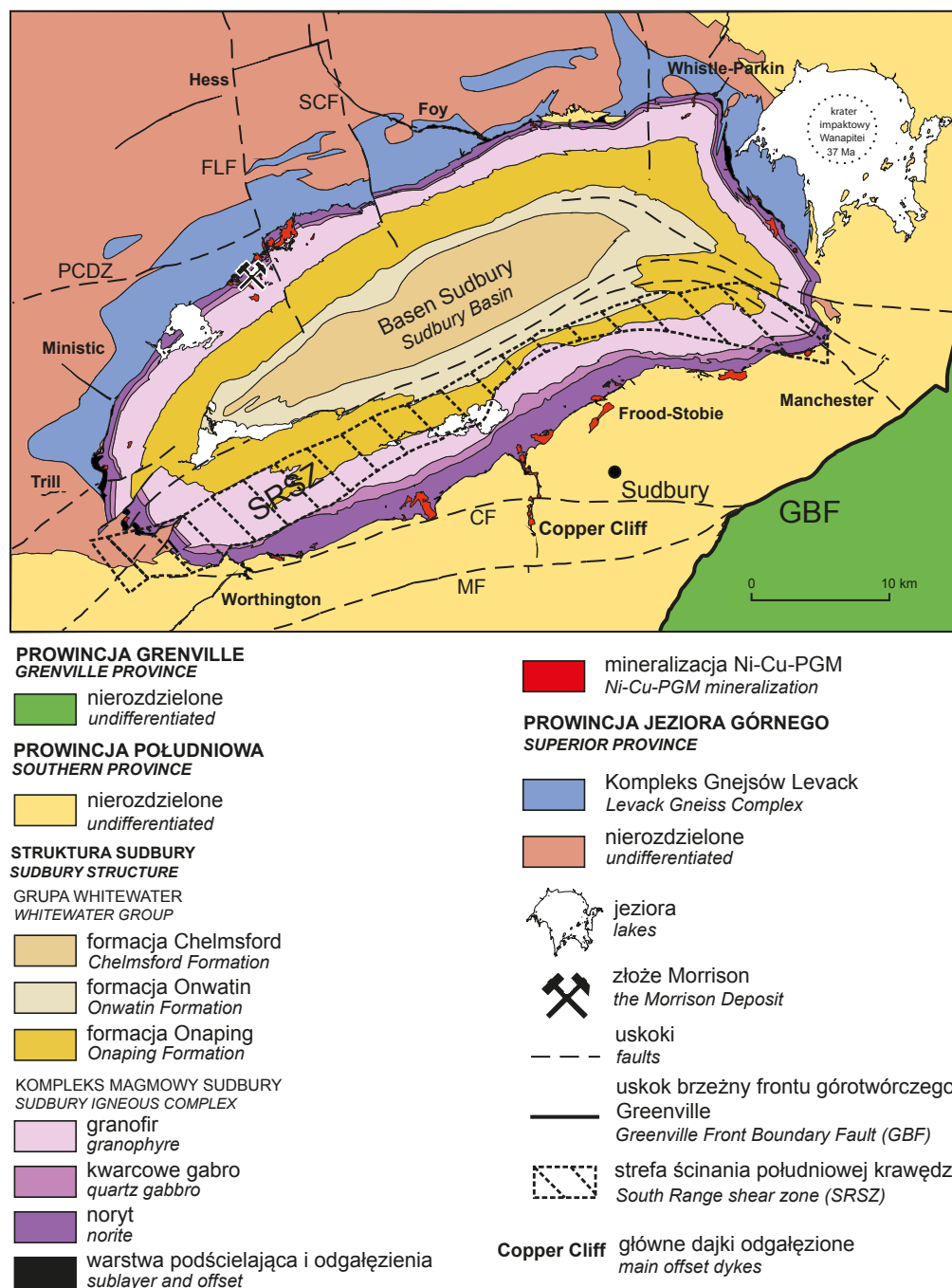


Fig. 2. Uproszczona mapa geologiczna struktury Sudbury z zaznaczoną lokalizacją złoża Morrison (Ames i in., 2005)

PCDZ – strefa deformacji Pumphaouse Creek, SCF – uskók Sandcherry Creek, FLF – uskók Fecunis Lake, MF – uskók Murray, CF – uskók Creighton

Simplified geological map of the Sudbury structure with location of the Morrison deposit (Ames *et al.*, 2005)

PCDZ – Pumphaouse Creek deformation Zone, SCF – Sandcherry Creek Fault, FLF – Fecunis Lake Fault, MF – Murray Fault, CF – Creighton Fault

oraz diabazy Nippising (2,21 mld lat) (Dressler, 1984). Do brekcji występujących w obrębie partii *footwall* należą Brekcje Sudbury (*Sudbury Breccia*) (fig. 3) oraz brekcja podstawowa (*Footwall Breccia*). Skała nazywana Brekcją Sudbury jest pseudotachylitem analogicznym do brekcji z Vredefort (struktury położonej w Republice Południowej Afryki i także uważanej za gigantyczny krater uderzeniowy; Reimold, Gibson, 1996). Powstała ona

w wyniku szokowego przetopienia skał, którego efektem są lekko obtoczone klasty skał podłoża, w drobnokrystalicznym, afanitowym matrix, ciemnoszarym na świeżych powierzchniach i zielonkawoszarym na powierzchniach alteracji.

Brekcja podstawowa (leukokratyczna) ma postać soczewek oraz cienkich warstewek wzdłuż kontaktu z SIC, przede wszystkim we wschodniej oraz północnej części krateru.



Fig. 3. Brekcja Sudbury (ciemnoszary, po lewej) oraz gnejs granodiorytowy należący do Kompleksu Gnejsów Levack (po prawej); zauważyć można rozproszony chalkopiryt

Sudbury Breccia (dark grey, left) and granodiorite gneiss, part of the Levack Gneiss Complex (right); note the disseminated chalcopyrite

Jest zbudowana z licznych fragmentów skalnych o różnej wielkości, zarówno kanciastych, jak i okrągłych, tkwiących w szaroróżowym, szarym lub ciemnoszarym matrix. Są to najczęściej fragmenty gabr, diabazów, gnejsów granodiorytowych, metawulkanitów i anortozytów. Choć jej geneza nie jest w pełni wyjaśniona, zwykle interpretuje się ją jako efekt przetopienia i asymilacji podłoża przez powstałe w wyniku uderzenia ciało magmowe. Grupę Whitewater stanowi litostratygraficzna sekwencja różnego typu brekcji reprezentujących materiał, który opadł po uderzeniu (formacja Onaping), mułowców (formacja Onwatin) oraz wak (formacja Chelmsford) (Ames i in., 2009; Federowich i in., 2009).

Wiek SIC jest szacowany na 1,85 mld lat (Davis, 2008). Kompleks ten składa się z dwóch elementów: części głównej (*Main Mass*), którą można podzielić na dolną (noryty), środkową (kwarcowe gabra) i górną (granofir), a także ze znajdującego się pod nią kontaktu z warstwą podścielającą (*Contact Sublayer*) (Naldrett, Hewins, 1984). *Main Mass*

powstała w wyniku magmowej dyferencjacji ciała magmowego, powstałego w wyniku impaktu. Pod względem petrograficznym warstwa podścielająca (*Sublayer*) jest zbliżona do skał bogatych w plagioklasy, z których jest zbudowana brekcja podstawowa. Tworzą ją głównie gabra, noryty oraz skały diorytowe, a także ksenolity skalne z innych części SIC. Najistotniejszą kwestią związaną z partią *Contact Sublayer* jest to, że znajdują się tam nagromadzenia minerałów siarczkowych (mineralizacja pirotynowo-pentlandytowo-chalkopirytowa), zwłaszcza w jej najgłębszych częściach.

Najważniejszym pod względem złożowym rejonem północnej części struktury Sudbury jest obszar Onaping-Levack. Zajmuje on pas o długości 10 km w brzeżnej partii Kompleksu Magmaowego Sudbury. Ciała złożowe obecne są w dolnej części SIC oraz w podłożu (*footwall*). Skałami budującymi dolne partie SIC są noryty felzytowe oraz zasadowe. Ważne nagromadzenie minerałów kruszcowych znajduje się poniżej norytów zasadowych, w partii dolnego kontaktu (*Contact Sublayer*). Tworzą ją tutaj różnorodne skały o strukturze drobno- i średniokrystalicznej (głównie noryty). W spągu północnej części krateru znajduje się formacja Kompleksu Gnejsów Levack, zwana również Kompleksem Gnejsów Skaleniwych. Datowana jest ona na ok. 2,65 mld lat (Krogh i in., 1984). Formacja ta składa się ze skał przeobrażonych, głównie gnejsów granodiorytowych i gnejsów maficznych. Gnejsy granodiorytowe zawierają w składzie <60% minerałów ciemnych. Skały te są zazwyczaj różowawo-szare, lecz ich barwa w znacznym stopniu zależy od późniejszych przeobrażeń. Gnejsy zasadowe to skały o zawartości >60% minerałów maficznych. Wyróżnia je częsta foliacja, najczęściej są barwy ciemnozielono-szarej, lecz barwa jest również uzależniona od alteracji.

OKRUSZCOWANIE

Uderzenie meteorytu sprawiło, że górna część skorupy ziemskiej uległa przetopieniu i utworzyła rozległy zbiornik magmy o początkowej temperaturze przekraczającej 1700°C. Na podstawie modelowań szacuje się, że w temperaturze 1500°C nastąpiło odmieszanie magmy siarczkowej – od stopu oddzieliła się ona w formie drobnych kropli FeS (Naldrett, 2009). Stop krzemianowy zaczął się zestalać dopiero poniżej temperatury 1188°C, tak więc w czasie, który upłynął między likwacją a zestaleniem się krzemianów, kropelki stopu siarczkowego miały wystarczająco dużo czasu by opaść pod wpływem grawitacji i skoncentrować się w spągu kompleksu magmowego. Ze względu na powinowactwo do tlenu, żelaza i siarki Goldschmidt (1954) wydzielił między innymi pierwiastki syderofilne i chalkofilne. Kropelki stopu siarczkowego podczas opadania w magmie „wychwytywały” te pierwiastki. Stąd w rudzie obserwuje się wzbogacenie w nikiel, miedź, złoto, pierwiastki z grupy platynowców, a jednocześnie zubożenie w te metale w norytach i granofirze, tworzących główną część (*Main Mass*) kom-

pleksu Sudbury (Naldrett, 2009). Upraszczając można powiedzieć, że uderzenie meteorytu wytworzyło coś na kształt gigantycznego, naturalnego „pieca hutniczego”.

Nie do końca został rozwiązany problem źródła metali, gdyż obliczenia wskazują, że żeby wytworzyć obserwowaną ilość rudy pierwotny stop musiał zawierać ok. 120 ppm Ni i 50 ppm Cu, zdecydowanie więcej niż mogło powstać z przetopienia górnej części skorupy ziemskiej. Sugeruje się, że obecne w jednostce Southern Province i liczące sobie 2,45 mld lat zasadowe i ultrazasadowe intruzje (Nippising Gabbro, East Bull Lake Suit) mogły podścielać miejsce impaktu i odpowiadać za nadwyżkę metali w stopie, w stosunku do typowej skorupy kontynentalnej (Keays, Lightfoot, 2004).

Opadające grawitacyjnie siarczki gromadziły się szczególnie wydajnie w obniżeniach nazywanych *embayment* (uważanych niekiedy za terasy na brzegach krateru – *slumped terrace*) i utworzyły pierwszy typ złóż nazywanych kontaktowymi. Pochodzi z nich ok. 50% historycznego wydobycia i zasobów w zagłębiu Sudbury (Ames i in., 2008).

Dominującymi minerałami są w nich pirotyn i pentlandyt, często występują także chalkopiryt oraz magnetyt. Zawierają one najwięcej niklu spośród wszystkich typów złóż, stosunek Cu/Ni wynosi średnio 0,7, a zawartość sumy platyny, palladu i złota jest zwykle poniżej 1 g/t (Farrow, Lightfoot, 2002). Drugim rodzajem są złoża typu *footwall*, znajdujące w podłożu SIC (fig. 4). W ostatnich 25 latach są one przedmiotem intensywnych badań (choć są zdecydowanie mniejsze niż złoża kontaktowe) ze względu na znaczące koncentracje nie tylko niklu, ale również miedzi, platyny, palladu i złota, przez co stanowią atrakcyjny cel dla firm górniczych. Wyróżnia się dwa skrajne podtypy tego rodzaju mineralizacji:

- wysokosiarczkowy (*high-S* albo *sharp-walled*), na który składają się żyły masywnych siarczków, przede wszystkim chalkopiryty, o grubościach od kilku centymetrów do kilku metrów (fig. 5, 6);
- niskosiarczkowy z wysoką zawartością metali szlachetnych (*low-S high precious metals*), który tworzy rozproszona mineralizacja z niewielką ilością siarczków (zwy-

kle poniżej 5%), ale zawartość platynowców (PGE) jest w nich wysoka (powyżej 5 g/t), nawet w próbkach, w których zawartość siarki wynosi <0,3% wag.

Geneza złóż występujących w podłożu (*footwall*) nie jest rozstrzygnięta, część geologów preferuje procesy magmowe (Mungall, 2007), inni opowiadają się za procesami hydrotermalnymi (np. Molnár i in., 2001). Oba modele mają swoje mocne i słabe strony, a obecnie większość badaczy skłania się ku temu, że geneza pierwszego typu (*sharp wall*) jest związana z przesączeniem się zdyferencjonowanego i wzbogaconego w Cu oraz PGE stopu w skały podłoża, często wzdłuż uskoków i stref brekcji (*Sudbury Breccia*). W niektórych miejscach (np. złoża McCreedy West, Morrison) istnieje ciągłość między złożem kontaktowym a złożem *footwall*, lecz jest to rzadki przypadek. Typ niskosiarczkowy rozpoznano w ostatnich latach i nie doczekał się zbyt wielu opracowań, większość z nich faworyzuje rolę roztworów hydrotermalnych w ich genezie (Farrow i in., 2005; Péntek i in., 2008; Tuba i in., 2010). Jak dotąd tylko jedno z tego typu złóż było przedmiotem eksploatacji (strefa PM w McCre-

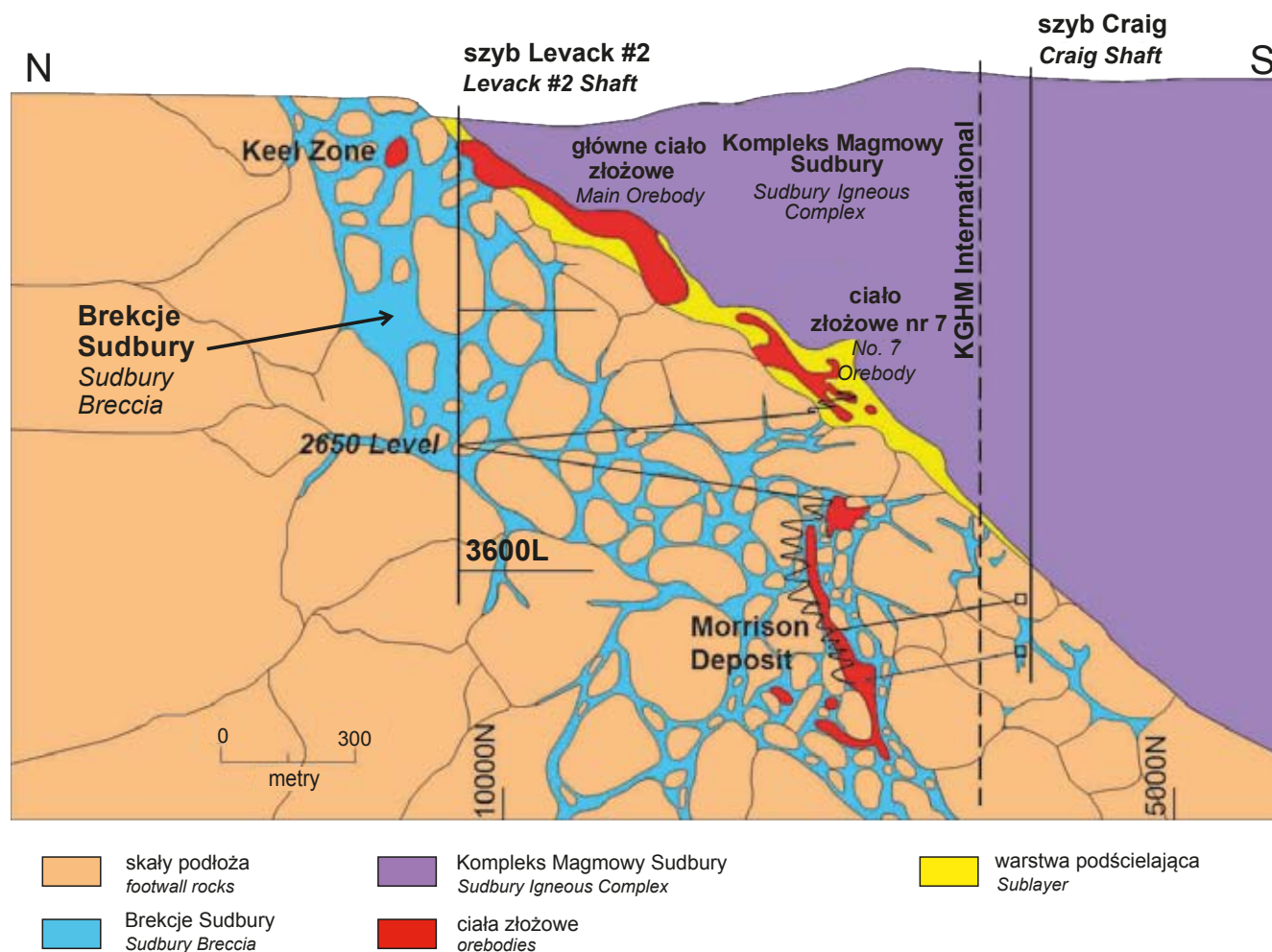


Fig. 4. Uproszczony przekrój geologiczny pokazujący pozycję złóż Levack (złożo typu *contact*) oraz Morrison (złożo typu *footwall*) (Kicki i in., 2016, zmienione)

Simplified cross-section presenting relative position of the Levack deposit (contact type) and the Morrison deposit (footwall type) (Kicki *et al.*, 2016, modified)



Fig. 5. Żyła chalkopirytowa w ścianie wyrobiska, z widoczną poniżej Brekcją Sudbury oraz gnejsami granodiorytowymi powyżej, złoże McCreey West

Chalcopyrite vein in the excavation with Sudbury Breccia below and granodiorite gneiss above, the McCreey West deposit

edy West), ale w przyszłości ich wydobycie może stać się opłacalne. Złóża *footwall* (typu *sharp wall*) odpowiadają za ok. 10% minionej produkcji i rezerw. Stosunek Cu/Ni wynosi w nich zwykle >6, a zawartość sumy platyny, palladu i złota >2,5 g/t (Farrow, Lightfoot, 2002).

Drugim środowiskiem, w którym gromadziły się siarczki, są odgałęzienia (*offsets*). Są to położone koncentrycznie i radialnie w stosunku do SIC wąskie strefy, w których w rozłamy skorupy ziemskiej, powstałe po uderzeniu, wcisnął się stopiony materiał skalny, tworząc dajki kwarcowych diorytów. W intruzjach, mających zwykle poniżej 100 m szerokości i do 30 km długości, wyróżnia się dwie strefy:

- zewnętrzną – na granicy z otaczającymi skałami, nie zawierającą inkluzji skał magmowych ani siarczków i interpretowaną jako wciśnięcie pierwotnej, niezdyferencjonowanej jeszcze magmy, powstałej w wyniku uderzenia;
- wewnętrzną – rdzeń dajki zawierający liczne inkluzje i siarczki.



Fig. 6. Żyła masywnego chalkopirytu w ścianie wyrobiska, złoże McCreey West. Grubość żyły siarczkowej to ok. 40–45 cm

Massive chalcopyrite vein in the excavation, the McCreey West deposit. Sulphide vein thickness is 40–45 cm

Część złóż typu *offset* może być efektem remobilizacji złóż kontaktowych, gdyż wykazują zbliżony do nich skład mineralny. Złóża tego rodzaju, wraz z wydzielonym z nich niedawno typem *South Range Breccia Belt* (np. gigantyczne złoże Frood i Stobie oraz projekt Victoria), odpowiadają za ok. 40% wydobycia i zasobów niklu i miedzi w zagłębiu Sudbury (Ames i in., 2008).

Złoże Morrison jest uważane za efekt krystalizacji stopu siarczkowego, który wzdłuż stref uskoków i stref Brekacji Sudbury przemieścił się w głąb skał budujących podłoże SIC (Nelles, 2012). W górnych partiach złoże, gdzie stosunek Cu/Ni wynosi ok. 1, głównymi minerałami są pirotyt, pentlandyt i chalkopiryt. W głębszych częściach złoże, gdzie pobierano próbki do badań, w składzie rud zaczyna dominować chalkopiryt, a najważniejszymi nośnikami niklu są pentlandyt oraz milleryt. W analizowanych okazach często pojawiają się kubanit i pirotyn (głównie jako eksolucje w chalkopirycie) oraz mackinawit (jako eksolucje w chalkopirycie i pentlandycie). Peryferyjne części żył często zawierają duże ilości millerytu (fig. 7) oraz bornitu (fig. 8, 9), niekiedy z żyłkami srebra rodzimego (fig. 10–12B, C). Powszechnie spotykany jest magnetyt, obecny w czterech formach – jako pierwotne niezmienione kryształy (fig. 12D), podobne ale zmienione hydrotermalnie agregaty, jako żyłki i jako nieregularne formy zawierające inkluzje siarczków (fig. 12E). W niektórych próbkach minerałami akcesorycznymi są galena i sfaleryt. Wśród minerałów płonnych dominują kwarc, epidot, aktynolit, węglany i skalenie.



Fig. 7. Grubokrystaliczny milleryt, złoże Morrison

Crystalline millerite, Morrison deposit



Fig 8. Żyła bornitowa w ścianie wyrobiska, złoże Morrison, poziom 4580

Bornite vein in the excavation face, the Morrison deposit, level 4580



Fig. 9. Ostry kontakt bornitu ze zmienionym hydrotermalnie gnejsem. Rozmiar próbki 12 cm

Sharp contact of bornite and hydrothermally altered gneiss. Sample size 12 cm



Fig. 10. Srebro rodzime w bornicie

Native silver in bornite



Fig. 11. Żyłka srebra rodzimego (po lewej) przecinająca masywny bornit

Native silver vein (left) in massive bornite

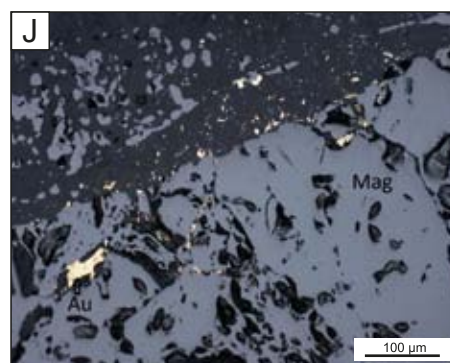
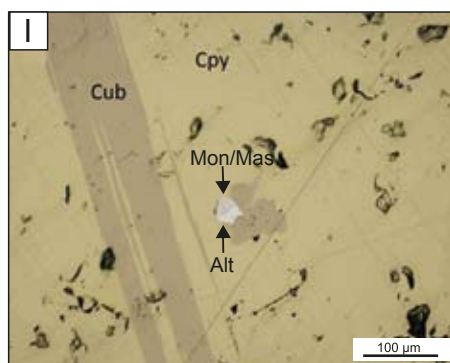
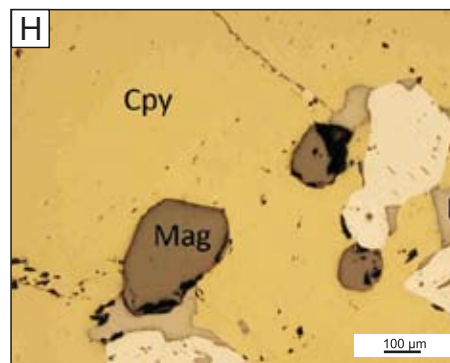
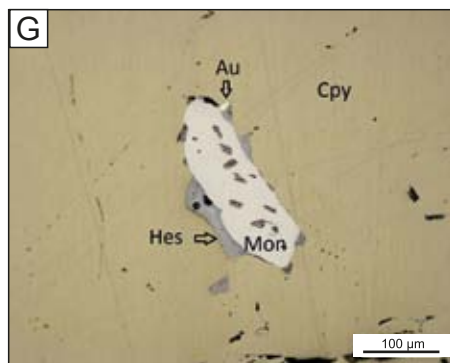
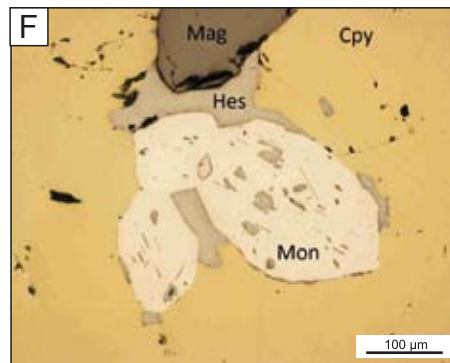
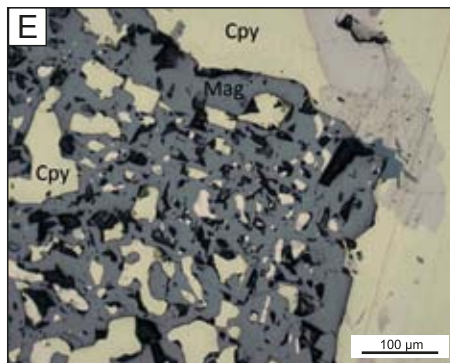
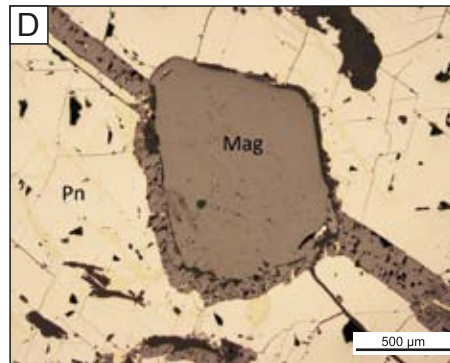
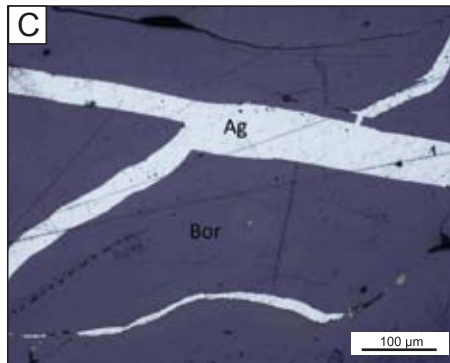
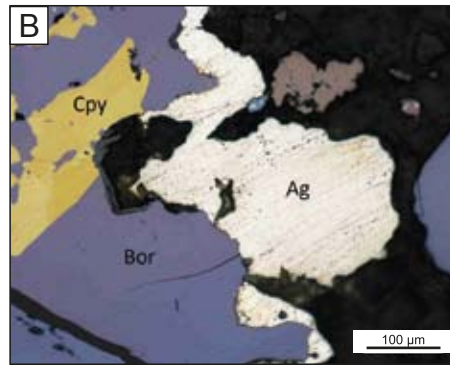
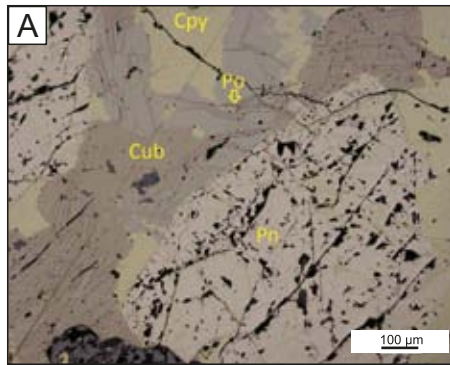
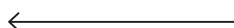


Fig. 12. A. Pentlandyt, chalkopiryt, kubanit i pirotyt. **B, C.** Srebro rodzime w bornicie. **D.** Pierwotny kryształ magnetytu w pentlandycie wraz z żyłką wtórnego magnetytu. **E.** Magnetyt z inkluzjami siarczków (głównie chalkopirytu). **F.** Kompozytowe kryształy moncheitu z hessytem. **G.** Kompozytowe agregaty moncheitu z hessytem i złotem rodzimym w chalkopirycie. **H.** Kompozytowe agregaty moncheitu i hessytu w chalkopirycie. **I.** Chalkopiryt z eksolucjami kubanitu. W środku widoczny zrost altaitu i moncheitu/masłowitu. **J.** Złoto rodzime w magnetycie

Ag – srebro rodzime, Alt – altait, Au – złoto rodzime, Bor – bornit, Cpy – chalkopiryt, Cub – kubanit, Hes – hessyt, Mag – magnetyt, Mas – masłowit, Mon – moncheit, Pn – pentlandyt, Po – pirotyt

A. Pentlandite, chalcopyrite, cubanite and pyrrhotite. **B, C.** Native silver in bornite. **D.** Primary magnetite crystal in pentlandite with a secondary magnetite vein. **E.** Magnetite with sulphide inclusions (mainly chalcopyrite). **F.** Composite grains of moncheite and hessite. **G.** Composite grains of moncheite and hessite with native gold/electrum in chalcopyrite. **H.** Composite grains of moncheite and hessite in chalcopyrite. **I.** Cubanite exsolution in Chalcopyrite. Altaite and moncheite/maslovite grains is visible in the centre. **J.** Native gold in magnetite

Ag – native silver, Alt – altaite, Au – native gold, Bor – bornite, Cpy – chalcopyrite, Cub – cubanite, Hes – hessite, Mag – magnetite, Mas – maslovite, Mon – moncheite, Pn – pentlandite, Po – pyrrhotite



METALE SZLACHETNE

W celu określenia sposobu występowania metali szlachetnych w złożu wykonano analizy chemiczne zawierających je minerałów. Skład chemiczny określono na podstawie badań wykonanych pod mikroskopem elektronowym FEI Quanta-200 FEG z przystawką EDS (Energy Dispersed Spectroscopy). Napięcie wynosiło 20 kV. Badania wykonano w Katedrze Mineralogii, Petrografii i Geochemii WGGiOŚ Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Platyna występuje w złożu w formie własnych minerałów, z których najpowszechniejszym jest moncheit (PtTe_2). Mineral ten często tworzy kompozytowe agregaty² z hessytem (Ag_2Te) (fig. 12F–H, 13A, B), rzadziej z altaitem (PbTe) (fig. 12I). Masłowit (PtBiTe) (fig. 13C) oraz sperrylit (PtAs_2) (fig. 13D, E) występują rzadko. Pallad tworzy własne minerały, z których najczęściej występuje micheneryt (PdBiTe) (fig. 13B, E), zaobserwowano także pałowit (Pd_2Sn) (fig. 13F), ale Pd może być obecny również jako podstawienia w pentlandycie (np. Dare i in., 2014). W tellurkach i bizmuto-tellurkach powszechne są podstawienia Pd-Pt oraz Bi-Te (tab. 1). Obecność minerałów cyny i rzadkie występowania związków arsenu są charakterystyczne dla złóż z „północnej krawędzi” (*North Range*) (Naldrett, 2004).

W złóżach „południowej krawędzi” (*South Range*) są spotykane arsenki i siarkoarsenki (gersdorfit, kobaltyn, nikielin), natomiast platyna występuje głównie jako sperrylit, a nie tellurki, co jest spowodowane tym, że podścielające tam SIC metasedymenty i metawulkanity były bogate w arsen, z kolei gnejsy występujące w spągu „północnej krawędzi” SIC zawierały bardzo mało tego pierwiastka (Ames, Farrow, 2007).

Złoto jest obecne w formie rodzimej i jako elektrum. W analizowanych próbkach znajdowało się w towarzystwie kompozytowych agregatów moncheitu–hessytu (fig. 12G), w pentlandycie i millerycie oraz w magnetycie (fig. 12J, 13G). Zawartości Pt i Pd wykazują trend rosnący wraz z głębokością. Rozmiar kryształów platynowców (PGM) jest zmienny – od kilku do kilkuset mikrometrów w dolnej części złoża. Agregaty PGM mają zwykle kształt obły, z prostymi lub zaokrąglonymi krawędziami, rzadziej tworzą idiomorficzne kryształy. W niektórych przypadkach ich krawędzie są postrzępione (fig. 13H), nieregularne, a w pobliżu znajdują się mniejsze, satelitarne kryształy. Świadczy to o teksturalnej zmienności i najprawdopodobniej jest spowodowane działaniem roztworów hydrotermalnych.

GENEZA MINERALIZACJI

Rozmieszczenie pierwiastków jest ściśle związane z procesami krystalizacji magmowych siarczków Ni-Cu. Z ochładzającego się stopu siarczkowego wydzielają się poszczególne fazy i następuje frakcjonowanie. System Fe-Ni-S jest zdominowany przez monosiarczkowy roztwór stały $[(\text{Fe},\text{Ni})_{1-x}\text{S}]$ (MSS – *Monosulfide Solid Solution*) oraz roztwór stały heazlewoodytu $[(\text{Ni},\text{Fe})_{3+x}\text{S}_2]$ (HzSS – *Heazlewoodite Solid Solution*), a w systemie Cu-Fe-S dominuje pośredni roz-

twór stały $[\text{Cu}_{1-x}\text{Fe}_{1+y}\text{S}_2]$ (ISS – *Intermediate Solid Solution*) (Craig, Kullerud, 1969; Holwell, McDonald, 2010).

Prace eksperymentalne (Craig, Kullerud, 1969; Hsieh i in., 1982; Ballhaus i in., 2001; Peregoedova, Ohnenstetter, 2002) pokazały, że pierwszą krystalizującą fazą (gdy temperatura spada poniżej 1050°C) jest bogaty w żelazo MSS, a pozostały stop staje się wzbogacony w miedź. Wraz ze spadkiem temperatury mogą krystalizować ISS oraz HzSS.

² W literaturze dotyczącej złóż regionu Sudbury, szczególnie w opracowaniach autorstwa S. Dare, pojawia się sformułowanie *composite grains*, w ten sposób odróżnia się agregaty platynowców złożone z dwóch, trzech, a czasem i więcej faz mineralnych od monomineralnych kryształów platynowców – *solitary grains*.

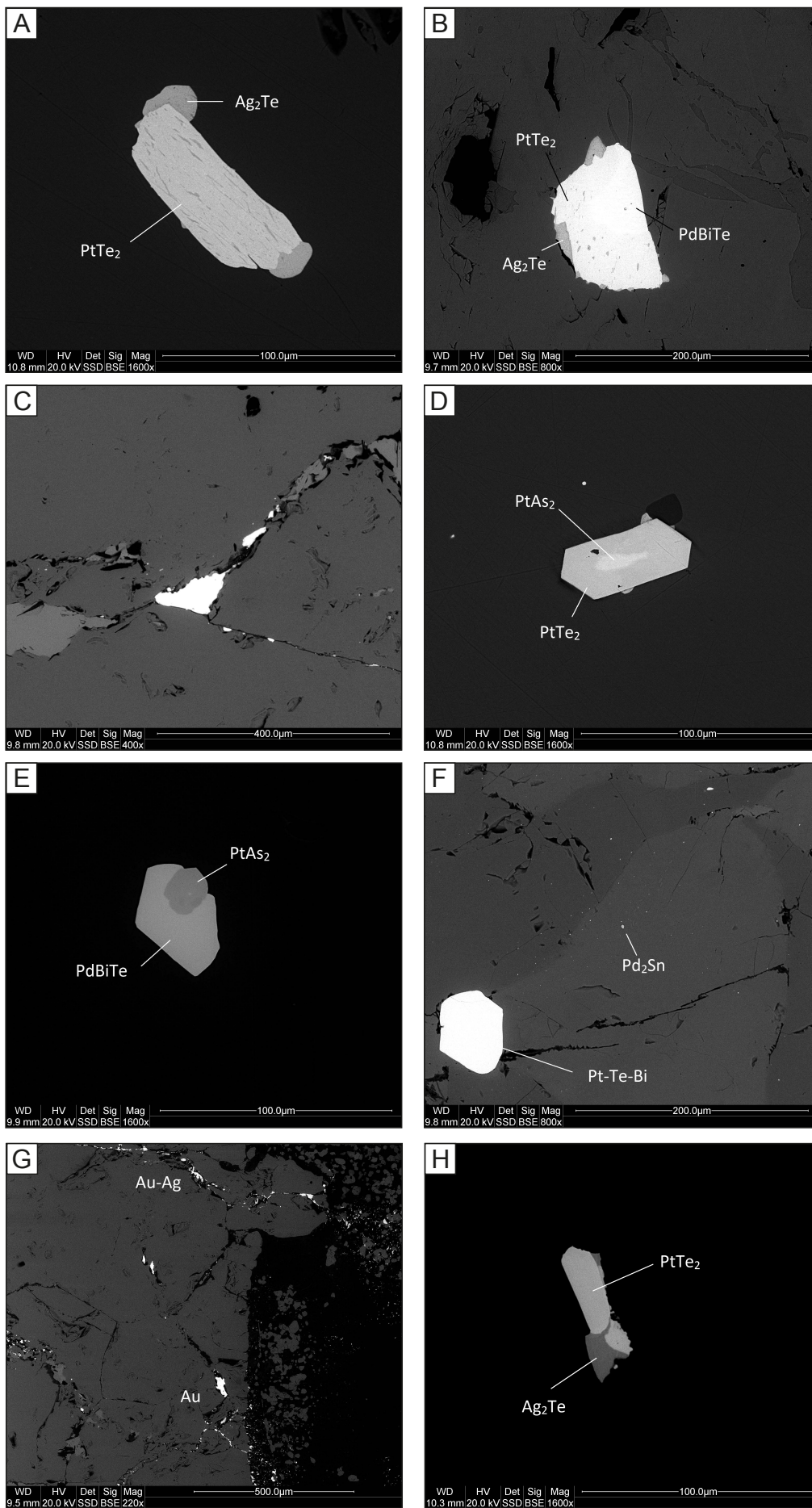


Fig. 13. A. Moncheit i hessyt w bornicie. B. Moncheit, micheneryt oraz hessyt w millerycie. C. Masłowit w magnetycie. D. Sperrylit (wewnątrz) i moncheit w bornicie. E. Sperrylit (ciemniejszy) i micheneryt (jaśniejszy). F. Największy kryształ – platynowiec o składzie pośrednim między moncheitem a masłowitem. Towarzyszą mu małe rozproszone kryształy pałowitu. G. Żyłki złota rodzimego i elektrum w magnetycie. H. Moncheit z hessytem, poszarpana krawędź świadczy o działaniu roztworów

A. Moncheite and hessite in bornite. **B.** Moncheite, michenerite and hessite in millerite. **C.** Maslovite in magnetite. **D.** Sperrylite (inside) and moncheite in bornite. **E.** Sperrylite (darker) and michenerite (brighter). **F.** The largest PGM crystal has a composition between moncheite and maslovite. It is accompanied by disseminated small paolovite crystals. **G.** Veins of native gold and electrum. **H.** Moncheite with hessite, irregular grain boundary proves fluids interaction

←

Tabela 1

Analiza SEM-EDS minerałów zawierających metale szlachetne, zawartość pierwiastków podana jest w %

SEM-EDS analysis of minerals containing precious metals, content in %

Minerał	Ag	Se	As	Sn	Pd	Te	Pt	Au	Bi	Os	S	Re	Pb	SUMA
Moncheit	0,66	–	–	–	6,29	55,74	31,74	–	–	–	5,57	–	–	100,00
Moncheit	6,15	0,34	–	–	7,12	49,19	24,10	–	0,88	5,59	4,73	1,90	–	100,00
Moncheit	3,17	0,53	–	–	8,07	52,29	26,41	–	3,42	–	5,81	–	–	99,70
Moncheit/masłowit	1,21	–	–	–	10,31	42,86	24,12	–	21,50	–	–	–	–	100,00
Moncheit/masłowit	–	–	–	–	7,46	39,72	26,96	–	25,86	–	–	–	–	100,00
Moncheit/masłowit	–	–	–	–	1,54	32,57	33,28	–	28,76	3,86	–	–	–	100,01
Moncheit/masłowit	–	–	–	–	–	32,83	31,81	–	30,05	5,31	–	–	–	100,00
Moncheit/masłowit	–	0,98	–	–	6,27	33,86	25,31	–	30,24	3,34	–	–	–	100,00
Moncheit/masłowit	0,00	0,45	–	–	1,53	33,80	33,40	–	30,82	–	–	–	–	100,00
Masłowit	–	–	–	–	–	20,26	37,19	–	37,76	4,79	–	–	–	100,00
Micheneryt	–	–	–	–	21,87	28,16	2,98	–	43,14	3,82	–	–	–	99,97
Micheneryt	–	–	–	–	21,12	29,51	4,61	–	44,77	–	–	–	–	100,01
Micheneryt	0,25	–	–	–	21,41	28,77	3,55	–	45,44	0,58	–	–	–	100,00
Micheneryt	–	–	–	–	21,55	28,78	2,47	1,18	46,01	–	–	–	–	99,99
Micheneryt	–	–	–	–	21,75	28,05	3,03	0,85	46,32	–	–	–	–	100,00
Micheneryt	0,00	–	–	–	19,92	25,82	4,84	–	46,72	2,69	–	–	–	99,99
Micheneryt	–	–	–	–	21,61	29,08	2,59	–	46,72	–	–	–	–	100,00
Micheneryt	0,00	–	–	–	21,72	28,24	3,30	–	46,74	–	–	–	–	100,00
Micheneryt	0,00	–	–	–	20,10	26,63	3,42	–	48,05	1,80	–	–	–	100,00
Pt-micheneryt	–	–	–	–	18,40	25,28	8,05	–	48,28	–	–	–	–	100,01
Pt-micheneryt	–	–	–	–	18,37	25,10	7,83	–	48,70	–	–	–	–	100,00
Sperrylit	–	–	39,83	–	1,11	1,92	57,14	–	–	–	–	–	–	100,00
Altait	–	–	–	–	–	34,35	–	–	–	–	–	–	65,55	99,90
Altait	–	–	–	–	–	36,21	–	–	–	–	–	–	63,79	100,00
Hessyt	59,52	–	–	–	1,74	36,37	2,37	–	–	–	–	–	–	100,00
Hessyt	62,36	–	–	–	–	37,64	–	–	–	–	–	–	–	100,00
Hessyt	61,96	–	–	–	–	38,04	–	–	–	–	–	–	–	100,00
Elektrum	45,38	–	–	–	–	–	–	54,62	–	–	–	–	–	100,00
Pałowit	–	–	–	28,86	56,90	–	–	–	–	–	14,24	–	–	100,00
Sperrylit	–	–	38,18	–	–	–	54,57	–	–	–	7,27	–	–	100,02
Złoto rodzime	9,53	–	–	–	–	–	–	90,47	–	–	–	–	–	100,00

W niższych temperaturach MSS reaguje z HzSS i poniżej 610°C stabilny staje się pentlandyt. Tak więc ostatecznie MSS i HzSS rekrytalizują do pirotynu oraz pentlandytu, a ISS do chalkopiryty. W zrozumieniu zachowania i rozmieszczenia pierwiastków syderofilnych i chalkofilnych w złożach siarczków magmowych pomocny jest współczynnik frakcjonowania (D) między poszczególnymi fazami. Określa on w jakim stopniu oraz w którym komponencie, krystalizującym ze stopu magmowego, następuje kumulowanie się danego pierwiastka. Parametr ten wyznaczono eksperymentalnie dla wielu substancji, zwykle jako iloraz zawartości pierwiastka w krystalizującej fazie i pozostałym stopie. Jeśli jego wartość wynosi >1 , oznacza to, że dany pierwiastek znajduje się przede wszystkim w krystalizującej substancji, jeśli <1 to pierwiastek „preferuje” pozostać w stopie. Im bardziej współczynnik odbiega od jedności, tym silniej pierwiastek koncentruje się w danej fazie. Należy jednak zaznaczyć, że współczynnik D nie jest stały, lecz zależy między innymi od temperatury oraz lotności siarki fS_2 . Przykładowe wartości współczynnika D zawarto w tabeli 2.

Na podstawie wartości współczynnika $D^{MSS/liquid}$ oraz $D^{ISS/liquid}$ można oczekiwać, że osm i iryd (także ruten oraz rod) „preferują” MSS, natomiast inne pierwiastki (Cu, Pd, Pt, Au) są z nim niekompatybilne i występują w MSS w małych ilościach. Z tego względu kumulaty MSS (czyli przede wszystkim złoża kontaktowe) powinny być wzbogacone w osm, iryd, rod i ruten w porównaniu z pierwotnym stopem, jak i z ISS (Holwell, McDonald, 2010). Większość pierwiastków jest niekompatybilna także z ISS, stąd platyna, pallad, tellur, arsen, bizmut i antymon (TABS) koncentrują się w resztkowym stopie. Z uwagi na to, że większość pierwiastków została już inkorporowana do MSS, czy ISS, resztkowego stopu jest bardzo mało i zwykle jest on uwięziony między krystalizującymi domenami ISS. Z tego względu rudy bogate w Cu (obecne w złożach *footwall*) są zwykle

wzbogacone w Pt oraz Pd i wyraźnie odróżniają się od złóż kontaktowych na wykresach przedstawiających znormalizowaną względem płaszcza zawartość Ni, Cu, PGE i Au (Barnes, Ripley, 2016). Resztkowy stop jest nasycony w Pt, Pd i TABS, tak więc możliwa staje się krystalizacja tellurków, bizmutu-tellurków, bizmutków i arsenków platyny czy palladu. Kompozytowe, zaokrąglone agregaty platynowców sugerują, że nie są one eksolucjami, a raczej produktem krystalizacji ze stopu resztkowego (Dare i in., 2014). Chociaż ze stopu siarczkowego mogą krystalizować pewne ilości bornitu oraz millerytu, ich zawartości obserwowane w peryferyjnych częściach żył skłaniają do wniosku, że działać musiał tu inny mechanizm. Parageneza pentlandyt–piryt–milleryt–węglany wskazuje na pochodzenie części millerytu z procesów przekształcenia pentlandytu, przez krążące roztwory bogate w CO_2 . Z kolei obserwowana żyłka millerytu, z bardzo gęstą siecią zblizniaczeń, której towarzyszy pentlandyt, a praktycznie brak jest piryty, sugeruje raczej pochodzenie ze stopu. Poniżej temperatury 379°C forma $\alpha-Ni_{1-x}S$ przechodzi w NiS (Kullerud, Yund, 1962), czemu towarzyszy wzrost objętości. Efektem tego jest dodatkowe ciśnienie skutkujące powstaniem zblizniaczeń (Anthony i in., 1990; Wawrzonkowski, McDonald, 2015). Wydaje się, że główną rolę w powstaniu złoża odegrały procesy magmowe, jednak istotne znaczenie miały syn- lub postmagmaowe procesy hydrotermalne, które zmodyfikowały złożo. Część metali szlachetnych mogła zostać przez nie przemieszczona, dotyczy to przede wszystkim złota i palladu, a w mniejszym stopniu platyny. Obecność minerałów platyny i palladu w różnego typu złożach hydrotermalnych jest dobrze udokumentowana (np. Eliopoulos, Economou-Eliopoulos, 1991; Piestrzyński i in., 1994; Kucha, Przybyłowicz, 1999; Piestrzyński i in., 2002). Platyna jest zwykle mniej mobilna w roztworach niż pallad (Barnes, Liu, 2012), który dodatkowo może być uwalniany podczas procesu zastępowania

Tabela 2

Zakres wartości współczynnika frakcjonowania dla poszczególnych pierwiastków w modelu doświadczalnym (Barnes, Ripley, 2016)

Partition coefficient values for different elements (Barnes, Ripley, 2016)

Pierwiastki	Magma siarczkowa/krzemianowa (dane empiryczne, MORB)	MSS/płynny stop siarczkowy (dane eksperymentalne)	ISS/płynny stop siarczkowy (dane eksperymentalne)
Pd	16738	0,06–0,24	0,3–0,7
Pt	37300	0,03–0,04	0,004–0,125
Au	967	0,0038–0,09	0,21–1
Ni	776	0,36–1,72	0,1–0,9
Cu	1334	0,06–0,36	1–2
Os	24800	2–23	0,06–0,53
Ir	11600	2,3–14,7	0,05–0,22

pentlandytu. Liu i in. (2016) wykazali, że w przypadku niektórych złóż magmowych, związanych z komatytami rejonu Raglan (Kanada), PGE (szczególnie pallad) były remobilizowane i redystrybuowane przez roztwory. Określenie rozmiaru i zasięgu przemieszczenia metali szlachetnych w złożu Morrison, przez roztwory hydrotermalne oraz jego wpływu na zawartości PGE w ciele złożowym wymaga dalszych badań.

Podziękowania. Część autorów chce wyrazić wdzięczność zespołowi geologicznemu kopalni Levack (Sudbury, Kanada). Specjalne podziękowania są kierowane pod adresem władz KGHM Polska Miedź S.A., które wspierały program Go Global Internship.

Badania częściowo finansowano z funduszu badań statutowych AGH nr 11.11.140.320.

LITERATURA

- AMES D.E., FARROW C.E.G., 2007 — Metallogeny of the Sudbury mining camp, Ontario. *W: Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (red. W.D. Goodfellow). *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Sp. Publ.*, **5**: 329–350.
- AMES D.E., DAVIDSON A., WODICKA N., 2008 — Geology of the giant Sudbury polymetallic mining camp, Ontario, Canada. *Econ. Geol.*, **103**, 5: 1057–1077.
- AMES D.E., STONESS J.A., ROUSELL D.H., 2009 — White-water Group. *W: A Field Guide to the Geology of Sudbury, Ontario* (red. D.H. Rousell, G.H. Brown). Ontario Geological Survey, Open File Report 6243: 37–44.
- AMES D.E., BUCKLE J., DAVIDSON A., CARD K., 2005 — Sudbury bedrock compilation: Geological Survey of Canada, Open File 4570, geology, color map, and digital tables, scale 1:50 000. Internet: http://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/download_e.web&search1=R=221501 (dostęp: maj 2017).
- ANTHONY J.W., BIDEAUX R.A., BLADH K.W., NICHOLS M.C., 1990 — Handbook of mineralogy. Vol. 1: Elements, sulfides, sulfosalts. Mineral Data Publ., Tucson.
- BALLHAUS C., TREDoux M., SPÄTH A., 2001 — Phase relations in the Fe-Ni-Cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the Sudbury igneous complex. *J. Petrology*, **42**, 10: 1911–1926.
- BARNES S.J., LIU W., 2012 — Pt and Pd mobility in hydrothermal fluids: evidence from komatites and from thermodynamic modelling. *Ore Geol. Rev.*, **44**: 49–58.
- BARNES S.J., RIPLEY E.M., 2016 — Highly siderophile and strongly chalcophile elements in magmatic ore deposits. *Rev. Mineral. Geochem.*, **81**, 1: 725–774.
- CRAIG J.R., KULLERUD G., 1969 — Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. *Econ. Geol. Monogr.*, **4**: 344–358.
- DARE S.A., BARNES S.J., PRICHARD H.M., FISHER P.C., 2014 — Mineralogy and geochemistry of Cu-rich ores from the McCreedy East Ni-Cu-PGE deposit (Sudbury, Canada): Implications for the behavior of platinum group and chalcophile elements at the end of crystallization of a sulfide liquid. *Econ. Geol.*, **109**, 2: 343–366.
- DAVIS D.W., 2008 — Sub-million-year age resolution of Precambrian igneous events by thermal extraction-thermal ionization mass spectrometer Pb dating of zircon: Application to crystallization of the Sudbury impact melt sheet. *Geology*, **36**, 5: 383–386.
- DIETZ R.S., 1964 — Sudbury structure as an astrobleme. *J. Geol.*, **72**, 4: 412–434.
- DRESSLER B.O., 1984 — General Geology of the Sudbury Area. *W: The geology and ore deposits of the Sudbury structure* (red. E.G. Pye i in.): 58–79. Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto.
- ELIOPOULOS D.G., ECONOMOU-ELIOPOULOS M., 1991 — Platinum-group element and gold contents in the Skouries porphyry copper deposit, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Econ. Geol.*, **86**, 4: 740–749.
- FARROW C.E.G., LIGHTFOOT P.C., 2002 — Sudbury PGE revisited: Toward an integrated model. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (red. L.J. Cabri): 237–297. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Montreal.
- FARROW C.E.G., EVEREST J.O., KING D.M., JOLETTE C., 2005 — Sudbury Cu-(Ni)-PGE systems: Refining the classification using McCreedy West mine and Podolsky project case studies. *W: Exploration for deposits of platinum-group elements* (red. J.E. Mungall). *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, **35**: 163–180.
- FEDOROWICH J.S., GOLIGHTLY J.P., ROUSELL D.H., 2009 — Breccias in the Footwall. *W: A Field Guide to the Geology of Sudbury, Ontario* (red. D.H. Rousell, G.H. Brown). Ontario Geological Survey, Open File Report 6243: 45–55.
- GIBLIN P.E., 1984 — History of exploration and development, of geological studies and development of geological concepts. *W: The geology and ore deposits of the Sudbury structure* (red. E.G. Pye i in.): 3–23. Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto.
- GOLDSCHMIDT V.M., 1954 — Geochemistry. Oxford University Press, Londyn.
- GOLIGHTLY J.P., 2009 — The Ni-Cu-PGE Deposits of the Sudbury Igneous Complex. *W: A Field Guide to the Geology of Sudbury, Ontario* (red. D.H. Rousell, G.H. Brown). Ontario Geological Survey, Open File Report 6243: 121–131.
- HOLWELL D.A., McDONALD I., 2010 — A review of the behaviour of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems. *Platinum Metals Rev.*, **54**, 1: 26–36.
- HSIEH K.C., CHANG Y.A., ZHONG T., 1982 — The Fe-Ni-S system above 700°C (Iron–Nickel–Sulfur). *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*, **3**, 2: 165.
- KEAYS R.R., LIGHTFOOT P.C., 2004 — Formation of Ni-Cu-platinum group element sulfide mineralization in the Sudbury impact melt sheet. *Miner. Petrol.*, **82**, 3/4: 217–258.
- KICKI J., JAROSZ J., DYCZKO A. (red.), 2016 — The world of KGHM minerals – Świat minerałów KGHM. Fundacja dla Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie, Kraków.
- KROGH T.E., DAVIS D.W., CORFU F., 1984 — Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. *W: The geology and ore deposits of the Sudbury structure* (red. E.G. Pye i in.): 431–446. Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto.

- KUCHA H., PRZYBYŁOWICZ W., 1999 — Noble metals in organic matter and clay-organic matrices, Kupferschiefer, Poland. *Econ. Geol.*, **94**, 7: 1137–1162.
- KULLERUD G., YUND R.A., 1962 — The Ni-S system and related minerals. *J. Petrol.*, **3**, 1: 126–175.
- LIU Y., MUNGALL J.E., AMES D.E., 2016 — Hydrothermal Redistribution and Local Enrichment of Platinum Group Elements in the Tootoo and Mequillon Magmatic Sulfide Deposits, South Raglan Trend, Cape Smith Belt, New Quebec Orogen. *Econ. Geol.*, **111**, 2: 467–485.
- MAIER W.D., LI C., DE WAAL S.A., 2001 — Why are there no major Ni–Cu sulfide deposits in large layered mafic-ultramafic intrusions? *The Canadian Mineralogist*, **39**, 2: 547–556.
- MOLNÁR F., WATKINSON D.H., JONES P.C., 2001 — Multiple hydrothermal processes in footwall units of the North Range, Sudbury Igneous Complex, Canada, and implications for the genesis of vein-type Cu–Ni–PGE deposits. *Econ. Geol.*, **96**, 7: 1645–1670.
- MUNGALL J.E., 2007 — Crystallization of magmatic sulfides: An empirical model and application to Sudbury ores. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **71**, 11: 2809–2819.
- NALDRETT A.J., 2004 — Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration. Springer, Berlin.
- NALDRETT A.J., 2009 — Evolution of Ideas About the Origin of the Sudbury Igneous Complex and its Associated Ni–Cu–PGE Mineralization. *W: A Field Guide to the Geology of Sudbury, Ontario* (red. D.H. Rousell, G.H. Brown). Ontario Geological Survey, Open File Report 6243: 106–119.
- NALDRETT A.J., HEWINS R.H., 1984 — The Main Mass of the Sudbury Igneous Complex. *W: The geology and ore deposits of the Sudbury structure* (red. E.G. Pye i in.): 235–253. Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto.
- NELLES E.W., 2012 — Genesis of Cu–PGE-rich footwall-type mineralization in the Morrison deposit, Sudbury [M.Sc. thesis]. Laurentian University, Sudbury, Ontario.
- PÉNTEK A., MOLNÁR F., WATKINSON D.H., JONES P.C., 2008 — Footwall-type Cu–Ni–PGE mineralization in the Broken Hammer area, Wisner Township, North Range, Sudbury structure. *Econ. Geol.*, **103**, 5: 1005–1028.
- PEREGOEDOVA A., OHNENSTETTER M., 2002 — Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe–Ni–Cu sulfide system at 760°C: experimental data and application to ore deposits. *The Canadian Mineralogist*, **40**, 2: 527–561.
- PIESTRZYŃSKI A., SCHMIDT S., FRANCO H., 1994 — Pd-minerals in the Santo Tomas II porphyry copper deposit, Tuba Benguet, Philippines. *Miner. Pol.*, **25**, 2: 12–31.
- PIESTRZYŃSKI A., PIECZONKA J., GŁUSZEK A., 2002 — Redbed-type gold mineralisation, Kupferschiefer, south-west Poland. *Miner. Deposita*, **37**, 5: 512–528.
- REIMOLD W.U., GIBSON R.L., 1996 — Geology and evolution of the Vredefort impact structure, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **23**, 2: 125–162.
- TUBA G., MOLNÁR F., WATKINSON D.H., JONES P.C., MOGESSIE A., 2010 — Hydrothermal vein and alteration assemblages associated with low-sulfide footwall Cu–Ni–PGE mineralization and regional hydrothermal processes, North and East Ranges, Sudbury structure, Canada. *Soc. Econ. Geol. Sp. Publ.*, **15**: 573–598.
- WAWRZONKOWSKI P., McDONALD A.M., 2015 — A study of the Cu–Ni–Fe–S mineralogy of footwall veins at the McCredy East mine, Sudbury, Ontario: The formation of millerite and origin of splays from trunk veins. Montreal, May 2015, AGU-GAC-MAC meeting.

SUMMARY

Sudbury is one of the most prolific mining camp in the world and an important source of nickel, copper and PGE. It is also an exceptional place in terms of ore origin that is related to the asteroid impact 1.85 Ga ago. The most important unit is the Sudbury Igneous Complex composed of norites, quartz gabbros, granophyre and different kinds of breccias with the majority of ore mineralization hosted in Sublayer and offset subunits of dikes. There are three main types of deposits in the Sudbury Structure. The first type is contact deposits, composed primarily of pyrrhotite and pentlandite with additional chalcopyrite and magnetite. These are nickeliferous deposits, and usually has the Pt + Pd + Au content below 1 g/t. The second type is footwall deposits, rich in copper (Cu/Ni >6) and with the Pt + Pd + Au content usually above 2.5 g/t. They are often subdivided into sharp-walled veins and low sulphide-high precious metal mineralization. Most geologists believe that the former are mainly magmatic in origin, while the latter precipitated from hydrothermal fluids. The third type is related to offset dykes.

The Morrison deposit is footwall-type, sharp-walled Cu–Ni–PGE mineralization located in the Onaping-Levack area and related to the Levack Embayment. The major mineral in the analysed samples is chalcopyrite, and the main Ni-bearing minerals are pentlandite and millerite. Cubanite and pyrrhotite are common, usually present as an exsolution in chalcopyrite; mackinavite forms exsolution in chalcopyrite

and pentlandite. Magnetite is a common accessory mineral; galena and sphalerite are present in minor amounts. The peripheral part of the veins often contains a significant amount of millerite and bornite; the former locally contains thin veins of native silver. Gangue minerals are mainly quartz, epidote, actinolite and feldspar. Platinum forms discrete phases like moncheite (often forming composite grains with hessite, rarely with altaite), maslovite and sperrylite, usually hosted by chalcopyrite. The dominant palladium mineral is michenerite; paolovite is rare. Pd–Pt and Bi–Te substitutions are frequent. The contents of platinum and palladium generally increase with depth. The size of their minerals range from a few μm to a few hundred μm , with larger crystals generally occurring at deeper parts of the deposit. Gold is found in the native form or as electrum in millerite, pentlandite and magnetite, and near moncheite-hessite composite grains. Although the deposit is considered a result of magmatic sulphide crystallization, but the fact that syn- and/or postmagmatic hydrothermal fluids play some role is evident. The main indicators are: the presence of authigenic quartz, epidote, carbonates, pentlandite altered to millerite and pyrite, secondary magnetite, and irregular boundaries of some PGM grains. However, the distance and degree to which the hydrothermal fluids re-mobilized and transported precious metals (especially gold and palladium) in the orebody are currently unknown and need further research.