

Poligeniczna mineralizacja żyłowa w skałach krystalicznych suwalskiego masywu anortozytowego (NE Polska)

Aleksandra Gawęda*, Janina Wiszniewska**



A. Gawęda

J. Wiszniewska

The polygenetic vein mineralization in the crystalline rocks of the Suwałki anorthosite massif (NE Poland). *Prz. Geol.*, 53: 327–332.

Summary. The detailed research studies of selected secondary polyphase carbonate-sulphate mineralisations infilling fissures and fractures has been carried out in the crystalline rocks of the Suwałki Anorthosite Massif (SAM). This massif, emplaced within the Mesoproterozoic rapakivi-type Mazury Complex (ca. 1.56 Ga), has been subjected to several tectono-hydrothermal events resulting in extensive mineralization in several stages.

The deformation regime changed from the ductile compressional to brittle extensional. Both ductile and brittle shear zones enabled the mineralisation precipitation in the sequence C_1 (dolomite) or C_1 (calcite) + chlorite \Rightarrow pseudotachylyte C_2 (calcite) $\Rightarrow C_3$ (calcite) + smectite $\Rightarrow Qtz_1 \Rightarrow C_3$ (continued) $\Rightarrow Brt \Rightarrow Qtz_2 \Rightarrow Anh$.

The results of mineralogical and stable isotope studies indicate that the vein mineralization originated from the mixed hydrothermal to hypergenic fluids with admixture of marine-type sulphate waters during the last stage of mineralization.

Key words: Suwałki Anorthosite Massif (SAM), vein mineralization, carbon and oxygen isotopes

W ostatnich latach, w ramach realizacji projektu badawczego KBN 8T12B00121 *Strefy ścinań a mineralizacje rudne suwalskiego masywu anortozytowego*, wykonano badania mineralogiczno-geochemiczne i mikrostrukturalne w wybranych 11 otworach wiertniczych spośród 99 z tego masywu. Mineralizacja węglanowa i siarczanowa występuje najczęściej w formie żył, gniazd i soczewek oraz jako rozproszone, nieregularne impregnacje. Rozwój tej wtórnej mineralizacji węglanowej i siarczanowej, a zwłaszcza jej relacje do skał otaczających były przedmiotem badań petrologicznych.

Mineralizacja węglanowa w skałach krystalicznych jest najczęściej interpretowana precypitacją minerałów węglanowych z fluidu pomagmowego bogatego w CO_2 . Inna interpretacja zakłada ługowanie kationów ze skał otaczających przez przepływające fluidy bogate w CO_2 , przy różnej genezie tych fluidów (White, 1974). Obydwa te, ogólne z konieczności założenia, powinny być sprawdzone badaniami chemicznymi (mikrochemicznymi), jak i izotopowymi. Ewolucja mineralizacji wtórnej jest często kluczem do wyświetlenia części historii geologicznej masywów krystalicznych. Badania tej mineralizacji dostarczają także informacji na temat genezy fluidów penetrujących skały krystaliczne.

Wtórna mineralizacja kruszcowa na kontaktach z granitoidami żyłowymi i w strefach spękań w anortozytach i norytach w suwalskim masywie anortozytowym (SMA) była badana (Śnieżek & Wiszniewska, 1981) w aspekcie określenia składu hydrotermalnych koncentracji siarczko-tlenkowych w skałach macierzystych tego masywu. Stwierdzona mineralizacja węglanowo-siarczanowa, nie była wcześniej obiektem badań mineralogicznych. Wstępne wyniki badań poligenicznej mineralizacji żyłowej związanej z powierzchniami nieciągłości tektonicznych już opublikowano (Wiszniewska i in., 2003) i dały one początek szczegółowym badaniom. Celem niniejszego artykułu jest bardziej szczegółowa charakterystyka wspomnianej mineralizacji węglanowo-siarczanowej w różnych

częściach SMA, oraz wyjaśnienie procesów prowadzących do różnicowania tej mineralizacji w relacji do epizodów tektonicznych.

Budowa geologiczna

Suwalski masyw anortozytowy (SMA) jest jednym z trzech rozpoznanych masywów anortozytowych (Kętrzyn,



Ryc. 1. Mapa geologiczna suwalskiego masywu anortozytowego z lokalizacją wierceń, wg Juszkowiaka, 1998

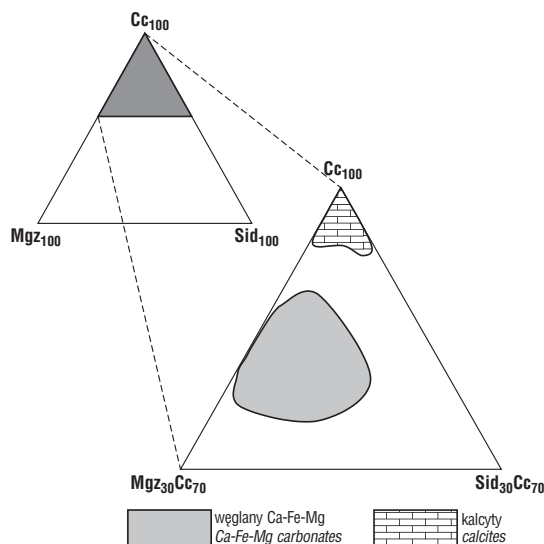
Fig. 1. Geological map of the Suwałki Anorthosite Massif with boreholes location, after Juszkowiak, 1998

*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; gaweda@us.edu.pl

**Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; janina.wiszniewska@pgi.gov.pl

Suwałki i Sejny), występujących w obrębie mezoproterozoicznego granitoidowego kompleksu mazurskiego na obszarze NE Polski. Wiek SMA jest szacowany na ok 1.56 mld lat i petrologicznie reprezentuje on pokrewieństwo do tzw. magmowej sekwencji AMCG (anortozyty-mangeryty-czarnokity-granity) (Wiszniewska, 2002; Wiszniewska i in., 2002). Masyw suwalski jest zbudowany z centralnie położonej intruzji anortozytowej oraz obrzeżających ją pierścieniowo norytów i lokalnie gabronorytów, z przejściami do gabr, leukogabr i diorytów (ryc. 1). Miejscami, w obrębie anortozytów i norytów występują soczewkowate ciała ferrolitowe, zbudowane z ilmenitu i magnetytu, z podrzędnymi zawartościami (do 3%) siarczków Fe-Cu-Ni-Co (Speczik i in., 1988; Wiszniewska, 1998). Wśród skał osłony można wyróżnić rozmaite odmiany granitów, diorytów i czarnokitów.

Styl deformacji tektonicznych w skałach SMA zmienia się od zlokalizowanych stref ścinania podatnego o szerokości od kilku centymetrów do dziesiątków metrów, z rozwiniętą foliacją mylonityczną i lineacją z rozciągania, do deformacji kruchej z rozwojem lokalnych stref zbrekcjowania (Wiszniewska i in., 2003). Lineacja z rozciągania, równoległa do kierunku zrzutu jest pozostałością po skracaniu tektonicznym w czasie gotyjskich ruchów nasuwczych. Po głównej deformacji wywołanej skracaniem tektonicznym doszło lokalnie do rozwoju struktur w reżimie ekstensyjnym. Młodsza wieżbę planarną w lokalnych strefach uskokowych tworzą dobrze rozwinięty kliważ, z oznakami rozpuszczania pod ciśnieniem oraz kliważ typu spękaniaowego (Wiszniewska i in., 2003). Obserwowane struktury tektoniczne, zarówno podatne, jak i kruche, często są podkreślone wielofazową mineralizacją węglanowo-siarczanową.



Ryc. 2. Wykres składu węglanów żyłowych z Suwalskiego Masywu Anortozytowego na diagramie trójkątnym kalcyt (Cc), syderyt (Sid), magnezyt (Mgz)

Fig. 2. Composition of the vein carbonates from Suwałki Anorthosite Massif in calcite (Cc), siderite (Sid), magnesite (Mgz) compositional space for C_2 carbonates

Metody badań

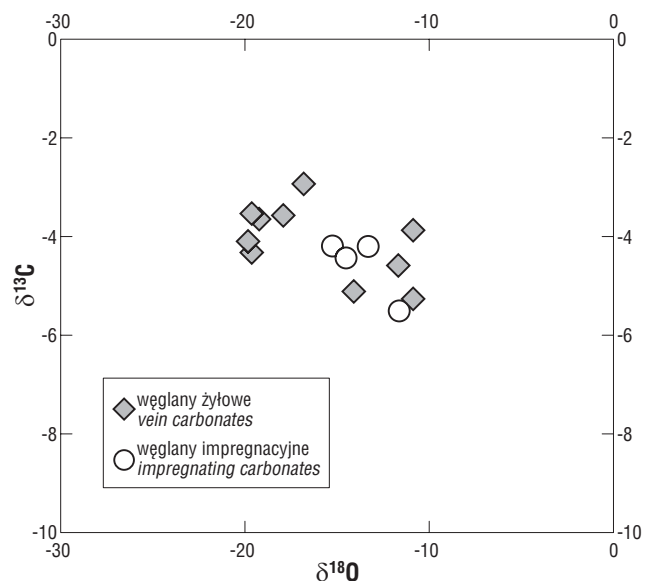
Opróbowano zmineralizowane strefy deformacji kruchej z 11 otworów wiertniczych, z których przygotowano i opisano 178 szlifów mikroskopowych. Analizy w mikroobszarze wykonano dla trzech reprezentatywnych żył, o kompletnym składzie mineralnym i podobnej strefowości. Jeden preparat mikrosondowy został wyselekcjonowany dla celów „mappingu” składu chemicznego.

Analizy mikroskopowe, rentgenowskie oraz mikrosondowe wykonano na Uniwersytecie Śląskim (Wydział Nauk o Ziemi). Analizy w mikroobszarze przeprowadzono z wykorzystaniem mikroskopu skanningowego FET Philips XL 30 z przystawką EDS (EDAX), przy napięciu wzbudzającym 15 kV, używając wzorców naturalnych i syntetycznych. Niektóre analizy porównawcze wykonano także z zastosowaniem mikrosondy CAMECA SX-100 w Międzyinstytutowym Laboratorium Mikroanalizy Mineralów i Materiałów Syntetycznych w Warszawie, przy napięciu wzbudzającym 15 kV, prądzie wiązki 20 nA, oraz przy użyciu wzorców naturalnych i syntetycznych. Analizy rentgenowskie wyseparowanych minerałów przeprowadzono na dyfraktometrze Philips PW 3710, z monochromatorem Cu-K α , 40 kV, 35 mA i czasem zliczania 2 s. (analityk — dr G. Bzowska). Analizy izotopów tlenu i węgla wykonano w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w Laboratorium Geologii Izotopowej i Geoekologii. Użyto spektrometru masowego Finnigan Matt CH7 ze zmodyfikowanym układem detekcji. Wartości składu izotopowego podano jako wartości względem wzorca PDB.

W dalszej części artykułu użyto skrótów: $C_{1,2}$ — węglany, Sm — smektyt, Chl — chloryt, Qtz — kwarc, Brt — baryt, Anh — anhydryt.

Wyniki badań

Zespoły mineralne. Mineralizacja węglanowo-siarczanowa występuje przede wszystkim w strefach ścinania kruchej, a tylko lokalnie w strefach ścinania podatnego.



Ryc. 3. Wykres składu izotopowego węglanów żyłowych w układzie $\delta^{18}\text{O}$ względem $\delta^{13}\text{C}$

Fig. 3. Isotopic composition of vein carbonates in $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$

Strefy te rozwinęły się w zróżnicowanych litologicznie skałach (anortozytach, gabrach, norytach, granodiorytach i ferrolitach). Zonalny rozkład mineralizacji węglano-siarczanowej obserwowano głównie w żyłach rozwinętych w strefach deformacji kruchej. Strefy ścinania podatnego są miejscami zmineralizowane węglanami C_1 . W związku z tym, badania przeprowadzono przede wszystkim na materiale pochodzącym ze stref spękań, uskoków i brekcji tektonicznych.

Skały magmowe w bezpośrednim otoczeniu stref zmineralizowanych wykazują intensywną kaolinizację. Pierwszy epizod kaolinizacji (E_1) jest ograniczony do bardzo wąskich, (maksymalnie do kilku mm szerokości) pasemek wokół stref zmineralizowanych. Warstewka kaolinitowa nie występuje jedynie w ferrolitach, które były niepodatne na zmiany tego typu. Proces kaolinizacji był prawdopodobnie wcześniejszy niż mineralizacja węglanowa, ponieważ skaolinizowane fragmenty skał obserwowano jako elementy brekcji tektonicznych.

Tab. 1. Wyniki analiz izotopów stabilnych węgla i tlenu dla węglanów z żyłek polimineralnych z suwalskiego masywu anortozytowego

Table 1. Carbon and oxygen isotope composition of carbonate minerals from polymineral veins from Suwałki Anorthosite Massif

Próbka	Sample	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
Krzemianka 25	983,5	-19,63	-3,52
Krzemianka 47	1749,6 (Fe)	-11,56	-6,53
Krzemianka 47	1749,6 (M)	-11,69	-4,60
Krzemianka 47	1749,6 (C)	-10,86	-5,27
Krzemianka 51	1841,8	-17,92	-3,57
Krzemianka 73	1564	-16,78	-2,95
Jeleniewo 5	1343,5	-10,90	-3,86
Jeleniewo 5	1402,1 (R)	-15,21	-5,53
Jeleniewo 5	1402,1 (M)	-19,21	-3,66
Jeleniewo 5	1402,1 (Ca)	-19,67	-4,34
Jeleniewo 5	1402,1 (C)	-19,80	-4,11
Jezioro Okragłe 1132	(M)	-9,41	-5,89
Jezioro Okragłe 1132	(C)	-14,08	-5,10

Tab. 2. Analizy chemiczne w mikroobszarze oraz wzory krystalochemiczne wybranych agregatów chlorytowych (na 28 atomów tlenu) obrastających węglany C_1

Table 2 Microchemical composition and crystal-chemical formulae of the selected chlorite aggregates (for 28 oxygen atoms), overgrowing C_1 carbonates

Składnik Component	P1 (n = 6)	P3 (n = 4)	P5 (n = 5)	P6 (n = 4)	P7 (n = 6)	P14 (n = 6)	P26 (n = 3)	P27 (n = 4)
CaO	47,74	25,61	22,56	22,20	21,68	24,92	22,34	49,35
MgO	0,09	14,26	9,37	7,42	11,77	13,59	14,47	0,03
FeO	0,00	0,09	9,96	8,64	6,37	1,46	2,54	0,00
MnO	0,21	0,13	0,05	0,05	0,13	0,23	0,02	0,01
CO ₂	50,75	59,76	57,92	61,55	60,02	59,95	60,53	50,60
Suma Total	98,79	99,85	99,86	99,86	99,97	99,83	99,90	99,99
X _{Ca}	0,998	0,826	0,801	0,828	0,790	0,820	0,79	0,999
X _{Mg}	0,001	0,172	0,124	0,104	0,160	0,167	0,191	0,276
X _{Fe}	0,000	0,001	0,074	0,068	0,049	0,010	0,019	0,134
X _{Mn}	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001

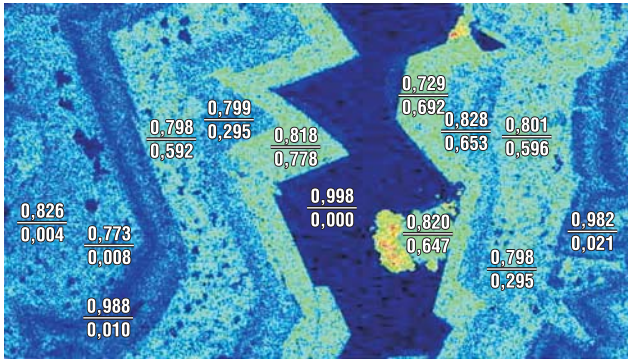
X_{Ca} = Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn); X_{Fe} = Fe/(Ca+Fe+Mg+Mn); X_{Mg} = Mg/(Ca+Fe+Mg+Mn); X_{Mn} = Mn/(Ca+Fe+Mg+Mn) (jako udziały molekularne, as molecular proportions)

Zasadniczy epizod mineralizacji (E_2) zaznaczył się precipitacją węglanu C_1 , krystalizującego bezpośrednio na ścianach szczelin i spękań lub na powierzchniach ścinania kruchej. Węglany C_1 występują zarówno jako impregnacje powierzchni deformacji podatnej (S-C), jak i w strefach młodszej deformacji kruchej.

Idiomorficzne kryształy węglanu o budowie strefowej są zbudowane z warstewek kalcytu, kalcytu magnezowego i magnezowo-żelazowego, zastępujących się w różnych proporcjach i w odmiennej kolejności krystalizacji. Zazwyczaj jądro takiego kryształu strefowego jest zbudowane z kalcytu, obrośniętego późniejszymi, bogatszymi w Fe oraz Mg i Fe węglanami (ryc. 2, 4, tab. 1). Zawartość Mn w badanych kalcytach jest bardzo niska (od 0,02 do 0,21% wag.). W kilku przypadkach węglan C_1 jest czystym kalcytem z nieznaczną domieszką Fe i Mg, zawsze jednak obrośniętym chlorytem żelazisto-magnezowym (ryc. 5, tab. 2). Chloryt nie występuje, gdy Fe i Mg są związane w strukturze węglanu wzbogaconego w te pierwiastki.

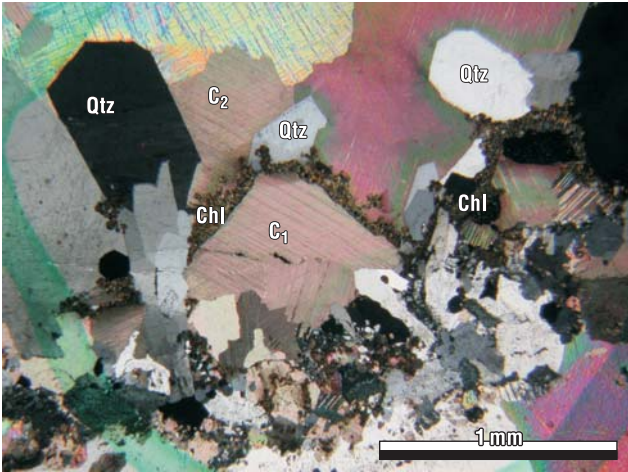
Kryształy węglanów impregnujących powierzchnie ścinania podatnego, jak i węglany C_1 w młodszych strefach ścinania kruchej nie wykazują oznak deformacji podatnej, aczkolwiek oba typy wystąpień mineralizacji C_1 są lokalnie zuskokowane (epizod E_3). W dwu próbkach w obrębie mikrouskoków przemieszczających żyły i impregnacje węglanowe napotkano ciemne lub czarne żyłki pseudotachylitów.

Młodsze, ekstensyjne szczeliny i spękania będące efektem epizodu tektonicznego E_4 , wypełnione są drobnopiecznym kwarcem oraz kalcytem C_2 . Minerale te tworzą spoiwo brekcji tektonicznych oraz wypełnienia wolnych przestrzeni w wewnętrznych częściach żył strefowych (ryc. 6). Przypuszczalnie krystalizacja kwarcu była odrębnym epizodem, zaś jego warstewki, zbrekcjonowane i oderwane od brzegów żył zostały spojone węglanem C_2 . Węglan C_2 to niemal czysty kalcyt, zawierający tylko śladowe domieszki Mn, Fe i Mg (tab. 3, ryc. 2). Ilość domieszek rośnie w kryształach zdefektowanych, zdeformowanych podatnie (ryc. 7). Z kalcytem C_2 sporadycznie współwystępuje trioktaedryczny mieszanopakietowy smektyt, zbliżony do saponitu, przewarstwiony trioktaedrycznym smektytem żelazistym, o wyodrębnionych refleksach podstawowych 15,04 Å i 12,63 Å.



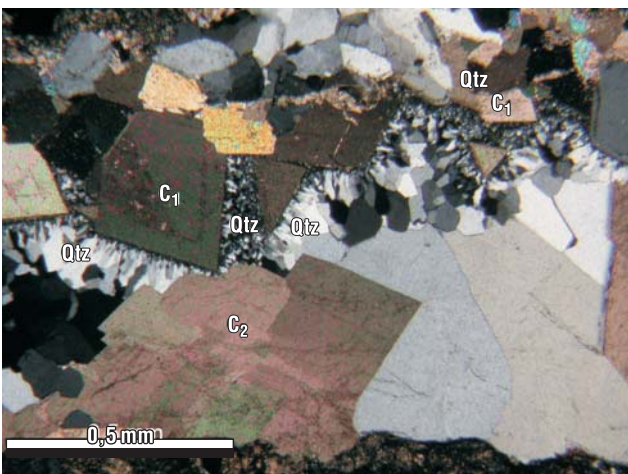
Ryc. 4. Rozkład przestrzenny żelaza w węglanach żyłowych z suwalskiego masywu anortozytowego. Strefy jasne — podwyższenie zawartości Fe, strefy ciemnoniebieskie — zawartość Fe poniżej poziomu detekcji. 0,799 = udział molekularny kalcytu (*calcite molecular ratio*): $X_{Ca} = Ca/(Ca+Fe+Mg+Mn)$ 0,592 = proporcja (ratio): X_{Mg}/X_{Fe} , gdzie (where): $X_{Fe} = Fe/(Ca+Fe+Mg+Mn)$, $X_{Mg} = Mg/(Ca+Fe+Mg+Mn)$

Fig. 4. Mapping of Fe content in vein carbonates from Suwałki Anorthosite Massif. Light zones — enriched Fe concentration; dark-blue zones — Fe content below the detection limit



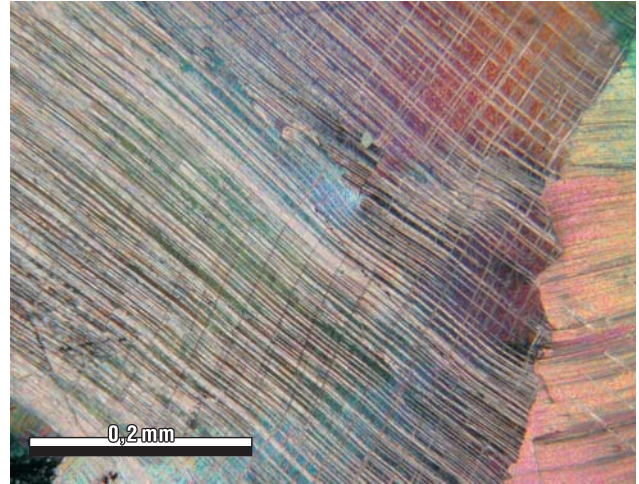
Ryc. 5. Idiomorficzne kryształy węglanu (C₁) obrośnięte agregatem chlorytowym (Chl)

Fig. 5. Idiomorphic carbonate crystals (C₁) surrounded by chlorite aggregate (Chl)

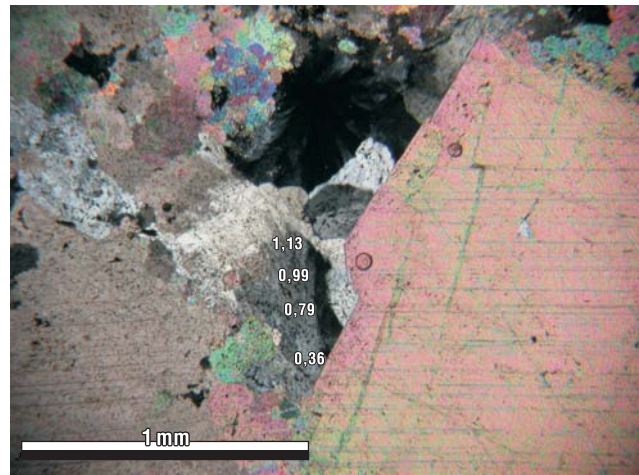


Ryc. 6. Węglany C₁ obrośnięte kwarcem drobnokrystalicznym (Qtz) oraz kalcytem (C₂)

Fig. 6. C₁ carbonates overgrown by the fine grained quartz (Qtz) and calcite (C₂)

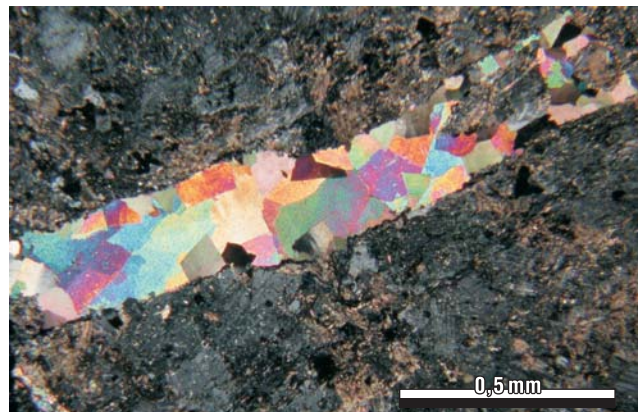


Ryc. 7. Deformacje w węglanie C₂.
Fig. 7. Deformations in C₂ carbonate



Ryc. 8. Promienisty agregat kryształów barytu, pomiędzy kryształami węglanów C₂. Strefowość chemiczna wyrażona jest wzrastającą od centrum agregatu do brzegów kryształu zawartością SrO w barycie. Wartości liczbowe oznaczają % wagowy SrO w barycie

Fig. 8. Radial barite aggregate growing between C₂ carbonate crystals. Chemical zoning expressed as changes in SrO content, growing from the aggregate base to the margin of the crystals. Numbers are wt% of SrO in barite



Ryc. 9. Żyłka anhydrytowa w zdeformowanym i częściowo zmienionym gabbronorycie z otworu Jeleniewo 5; wszystkie fot. A. Gawęda

Fig. 9. Anhydrite vein in deformed and partly altered gabbro (Jeleniewo 5 borehole); all microphotographs A. Gawęda

Tab. 3. Reprezentatywne analizy chemiczne wraz z udziałami molekularnymi składowych węglanów C₂ z żyłek polimieralnych z suwalskiego masywu anortozytowegoTable 3. Representative chemical analyses and molecular composition of selected carbonate minerals C₂ from polymineral veins from Suwałki Anorthosite Massif

Składnik Component	Cc1(n = 3)	Cc2(n = 5)	Cc3(n = 3)	Cc4 (n = 4)
CaO	44,50	47,42	46,88	47,88
SrO	0,00	0,00	0,56	0,11
MgO	0,03	0,03	0,04	0,13
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,12	0,15
CO ₂	54,77	52,53	52,33	51,85
Suma Total	99,27	99,99	99,73	100,12
X _{Ca}	0,999	0,999	0,997	0,999
X _{Sr}	0,000	0,000	0,002	0,001
X _{Mg}	0,001	0,001	0,001	0,001
X _{Fe}	0,000	0,000	0,000	0,000
X _{Mn}	0,000	0,000	0,002	0,001

X_{Ca} = Ca/(Ca+Sr+Fe+Mg+Mn); X_{Fe} = Fe/(Ca+Sr+Fe+Mg+Mn); X_{Mg} = Mg/(Ca+Sr+Fe+Mg+Mn); X_{Mn} = Mn/(Ca+Sr+Fe+Mg+Mn); X_{Sr} = Sr/(Ca+Sr+Fe+Mg+Mn) (jako udziały molekularne, as molecular proportions)

Następnym stadium w sekwencji krystalizacji była precipitacja idiomorficznych lub hipidiomorficznych agregatów barytu w strefach ścinania kruchego. Analizy w mikroobszarze kryształów barytu wykazały wzrost zawartości SrO od środka kryształu do brzegu (ryc. 8). Ostatnim minerałem w omawianej sekwencji jest anhydryt (ryc. 9). Kalcyt C₂, smektyt, siarczany (baryt i anhydryt) budują ostatnie wypełnienia złożonych żył mineralnych, jak również gniazdowe lub nieregularne impregnacje w zdeformowanych i skaolinizowanych skałach otoczenia.

Skład izotopowy węglanów i siarczanów. Kalcyty żyłowe cechują się wartościami δ¹³C w zakresie od -2,95‰ do -5,26‰ oraz δ¹⁸O w zakresie od -10,82‰ do -19,8‰, podczas gdy kalcyty tworzące impregnacje w skaolinizowanym „płaszczu” żył wykazują wartości δ¹³C w zakresie od -4,2‰ do -5,89‰, a wartości δ¹⁸O w zakresie od -9,41‰ do -15,21‰ (tab. 1, ryc. 3). Zaobserwowano niewielką zmienność składu izotopowego węglanów dla wybranej żyły polimieralnej z otworu Jeleniewo 5, stwierdzonej na głęb. 1402,1 m, wykazującej budowę strefową. Drobnokrystaliczny kalcyt żelazisty w strefie brzeżnej cechuje się wartością δ¹⁸O -19,2‰ i δ¹³C -3,66‰, grubokrystaliczny czysty kalcyt w strefie centralnej ma niższe wartości δ¹⁸O (od -19,7‰ do -19,8‰) oraz δ¹³C (-4,1‰ do -4,3‰). Impregnacje węglanowe w skaolinizowanym „płaszczu” cechują się wyższą wartością δ¹⁸O (-15,2‰) oraz wartością δ¹³C (-4,2). Inna żyła z tego samego otworu, obserwowana na głęb. 1343,5 m, nie wykazuje już budowy strefowej, a obecny w niej grubokrystaliczny czysty kalcyt ma skład izotopowy δ¹³C = -3,86‰ oraz δ¹⁸O = -10,9‰.

Ze względu na małą ilość wyseparowanego siarczanu, analiza składu izotopowego anhydrytu była możliwa tylko dla jednej próbki. Anhydryt z otworu Krzemianka 51 wykazał wartość δ³⁴S_(CDT) = 9,05‰ zaś δ¹⁸O_(SMOW) = 8,79‰. Dane te nie wykazują zatem podobieństwa genetycznego do żyłowego, hydrotermalnego pirytu z otworu Krzemianka 20 (δ³⁴S_(CDT) = 2,24‰, Wiszniewska & Jędrysek, 1998).

Tab. 4. Analizy chemiczne w mikroobszarze oraz wzory krystalochemiczne wybranych agregatów chlorytowych (na 28 atomów tlenu) obrastających węglany C₁Table 4. Microchemical composition and crystal-chemical formulae of the selected chlorite aggregates (for 28 oxygen atoms), overgrowing C₁ carbonates

Składnik Component	Ch1(m) (n = 6)	Ch1 (m) (n = 4)	Ch1 (v) (n = 6)8
SiO ₂	27,02	26,86	25,49
TiO ₂	0,09	0,07	0,01
Al ₂ O ₃	21,27	20,26	22,14
FeO	23,78	23,13	21,73
MnO	0,80	0,75	0,21
MgO	13,04	13,60	14,45
H ₂ O	13,26	14,50	14,90
Suma Total	99,26	99,17	98,93
Mg	3,095	3,183	3,071
Fe	3,166	3,037	2,587
Mn	0,108	0,104	0,026
Al	3,792	3,749	3,720
Ti	0,105	0,008	0,001
Si	4,302	4,217	3,634
Fe/(Fe+Mg)	0,506	0,488	0,457

Dyskusja wyników

Kaolinizacja ograniczona do najbliższego otoczenia stref ścinania kruchego była pierwszym procesem jaki zaznaczył się w skałach krystalicznych suwalskiego masywu anortozytowego. Przymuszczenie źródłem tego procesu było oddziaływanie roztworów o niskim pH na bogate w skałenie skały krzemianowe we wczesnych stadiach rozwoju stref ścinania kruchego. Intensyfikacja procesów tektonicznych w warunkach deformacji kruchej nastąpiła później, czego dowodem jest obecność skaolinizowanych fragmentów skał, występujących obok elementów skał niezmiennych pośród brekcji tektonicznych.

Uznane za najstarsze węglany C₁ są obecne w strefach deformacji podatnej, gdzie impregnują powierzchnie S-C. Stwierdzono je również w strefach młodszych deformacji kruchych, co dowodzi, iż ten epizod mineralizacji jest późniejszy względem zarówno deformacji podatnej, jak i kruchej. Sporadyczne występowanie chlorytu Fe-Mg w żyłach, gdzie nie obserwowano pojawienia się węglanów wzbogaconych w Fe i Mg wskazuje, iż na sekwencje krystalizacji miała wpływ aktywność krzemionki i glinki. Składniki te pojawiać się musiały miejscowo, przypuszczalnie w związku z ługowaniem składników przez agresywne fluidy bogate w CO₂. Następujące później procesy deformacji kruchej obejmują: formowanie uskoków w różnej skali, brekcjonowanie, formowanie się cienkich żyłek pseudotachylitów. Przymuszczenie reprezentują one stadium kompresyjne (E₃) w rozwoju masywu (Wiszniewska i in., 2003).

Kolejny epizod relaksacji spowodował otwarcie uformowanych szczelin oraz krystalizację kwarcu, jego brekcjonowanie oraz spajanie kalcytem C₂ o wykształceniu idiomorficznym do hipidiomorficznego. Lokalnie stwierdzona deformacja kalcytu C₂ mogła być spowodowana okresowym odnowieniem szczelin w trakcie lub po jego krystalizacji. Biorąc pod uwagę wzrost domieszek (Fe,

Mg, Mn) w strefach zdeformowanych kalcytów, można także sugerować wzrost syndeformacyjny tych minerałów. Deformacji towarzyszy tworzenie się dyslokacji w strukturze węglanów, a te z kolei są miejscami przyłączenia „obcych” jonów. Smektyt trioktaedryczny, zbliżony do saponitu, oraz przewarstwiający się z nim trioktaedryczny smektyt żelazisty, występują w paragenezie z kalcytem C₂. Minerale tego typu krystalizują w niskich (poniżej 150°C) temperaturach.

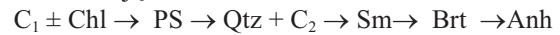
Skład izotopowy węglanów C₁ i C₂ jest dość jednolity, co sugeruje takie samo źródło oraz podobne temperatury krystalizacji dla obu stwierdzonych generacji węglanów w strefach deformacji kruchych. Zakres wartości ¹³C i ¹⁸O jest typowy dla fluidów minerałotwórczych o genezie endogenicznej, przypuszczalnie magmatogenicznych, z pewnym podobieństwem do karbonatów (Rollinson, 1993). Z powodu niewielkich rozmiarów wybranej żyły o budowie strefowej frakcjonowanie izotopowe było niewielkie i zaznaczyło się wzrostem wartości δ¹⁸O_(PDB) oraz spadkiem wartości δ¹³C_(PDB) ku centrum żyły. Położenie próbek w układzie δ¹³C_(PDB) versus δ¹⁸O_(PDB) (Fig. 3) może sugerować domieszkę wód meteorycznych lub też interakcję z wodami porowymi z nadkładu osadowego kompleksu krystalicznego w czasie etapowej precypitacji węglanów C₁ i C₂. Przykład jednej zmineralizowanej żyły z otworu Jeleniewo 5 może także sugerować zmianę składu izotopowego fluidu w trakcie migracji fluidów endogennych i możliwego ich mieszania z wodami pochodzenia meteorycznego. Jest to jednak pojedynczy przypadek, nie może więc być źródłem istotnych wniosków.

Relacja składu izotopowego i składu chemicznego węglanów może sugerować, iż dominującym procesem było ługowanie kationów ze skał otaczających przez fluid pochodzenia endogenicznego, doznający w trakcie wędrówki kontaminacji wodami meteorycznymi. Tłumaczy to jednocześnie przewagę wapnia (pochodzącego z rozkładu plagioklazów) i podrzędny (i silnie zmienny) udział Fe i Mg wśród kationów obsadzających pozycje w strukturze węglanów, odpowiedni do udziału minerałów ciemnych w anortozytach i gabrach.

Mineralizacja węglanowa (z lokalnym pojawieniem się smektytu), określająca epizod E₄, była przerywana krystalizacją drobnokrystalicznego kwarcu (ryc. 6). Taki charakter krystalizujących minerałów świadczyć może o zmianie warunków fizyko-chemicznych fluidu minerałotwórczego, w szczególności o wzroście aktywności krzemionki, przy jednoczesnej wysokiej aktywności tlenu. Precypitacja krzemionki efektywnie usunęła ten składnik z roztworu, tak iż w późniejszych stadiach nie doszło już do jego ponownej krystalizacji.

Krystalizacja siarczanów jest typowa dla środowisk o wysokiej prężności tlenu. Sporadyczne niewielkie skupienia barytu wykazują strefowość chemiczną związaną z podstawieniami Sr. Pomiędzy barytem a celestynem nie istnieje luka mieszalności. W zbadanych próbkach obserwuje się wzrost zawartości cząsteczki celestynowej z przyrostem kryształu (ryc. 8), co świadczy o wzroście aktywności Sr w roztworze minerałotwórczym ze spadkiem temperatury. Baryt jest minerałem krystalizującym w bardzo zróżnicowanych środowiskach i szerokim zakresie temperatur, a tym samym niediagnostycznym. Jednakowoż, fakt pojawienia się barytu i następującego po nim anhidrytu, minerału który precypituje w warunkach

niskich temperatur, oraz następstwo krystalizacji wyrażone sekwencją:



może wskazywać, iż procesy tworzenia się mineralizacji żyłowej w skałach SMA zachodziły we względnie niskich temperaturach (od ok. 150°C do poniżej 100°C) z fluidów o mieszanej (endogeniczno-meteorycznej) genezie.

Wnioski

1. Zlokalizowane strefy deformacji tektonicznych były mineralizowane wieloetapowo. Zasięg mineralizacji węglanowej był bardzo ograniczony. Z kolei strefy deformacji kruchej były mineralizowane węglanami i siarczanami w wielu etapach, związanych z wielokrotnym otwieraniem stref spękań.

2. Skład izotopowy tlenu i węgla w węglanach wskazuje na endogeniczne pochodzenie fluidów bogatych w CO₂, ze zmienną domieszką wód meteorycznych.

3. Dominującym procesem, który wpłynął na skład mineralny żył było ługowanie kationów ze skał otaczających przez fluidy pochodzenia endogenicznego, które doznały w trakcie wędrówki kontaminacji wodami meteorycznymi.

Autorki dziękują Pani mgr E. Teper oraz Pani L. Jeżak za pomoc w czasie wykonywania analiz mikrosondowych, oraz Panu dr A. Deditusowi za uwagi z zakresu geologii strukturalnej. Podziękowania należą się Panu Prof. dr hab. Mariuszowi O. Jędruskowi za wykonanie analiz izotopowych. Praca pierwszej autorki była finansowana z badań statutowych katedry Geochemii, Mineralogii i Petrografii WNoZ, Uniwersytetu Śląskiego (BS-KGMiP-2003/1), drugiej zaś z autorek: z grantu KBN 8T12B00121. Dziękujemy obu recenzentom za wnikliwe uwagi, które znacząco wpłynęły na jakość prezentowanej pracy.

Literatura

- SPECZIK S., WISZNIEWSKA J. & DIEDEL R. 1988 — Minerals, exsolution features and geochemistry of Fe-Ti ores of the Suwałki district (North-East Poland). *Mineralium Deposita*, 23: 200–210.
- ŚNIEŻEK E. & WISZNIEWSKA J. 1981 — Mineralizacja na kontaktach z granitoidami i w strefach spękań w rejonie Udrynia w masywie suwalskim. *Prz. Geol.*, 29: 281–293.
- ROLLINSON H. 1993 — Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Sc. & Tech. New York.
- WHITE D.E. 1974 — Diverse origin of hydrothermal ore fluids. *Econ. Geol.*, 69: 954–973.
- WISZNIEWSKA J. 1998 — Mineralogy of Fe-Ti-V ores of the Suwałki Anorthosite Massif (SAM), northeast Poland. Ryka W. & Podemski M. (ed.), *Geology of the Suwałki Massif — NE Poland*. Pr. Państw. Inst. Geol., 137–150.
- WISZNIEWSKA J. 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (NE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 401:1–96.
- WISZNIEWSKA J., CLAESSEON S., STEIN H., VANDER AUWERA J. & DUCHESNE J.-C. 2002 — The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. *Terra Nova* 14: 451–460.
- WISZNIEWSKA J., CYMERMAN Z. & GAWĘDA A. 2003 — The sequence and origin of mineralization in the tectonic zones in the Suwałki Anorthosite Massif, NE-Poland. Abstract in: EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003.
- WISZNIEWSKA J. & JĘDRYSEK M.O. 1998 — Wstępne wyniki badań izotopowych ¹³C i ³⁴S nad genezą mineralizacji siarczkowej, węglanowej i grafitowej w skałach zasadowych w masywie suwalskim (NE Polska). *Prz. Geol.*, 46: 359–364.