

Dolnośląskie masywy granitoidowe jako potencjalne składowisko odpadów promieniotwórczych

Marek W. Lorenc*

Na obszarze Dolnego Śląska istnieje kilka dużych masywów granitoidowych, różnego wieku. Sześć z nich zostało wybranych do rozpatrzenia, czy spełniają warunki wymagane dla bezpiecznych składowisk odpadów promieniotwórczych. Dwa masywy granitoidowe położone są na bloku przedsudeckim, trzy w Sudetach oraz jeden masyw gnejsowy znajduje się na pograniczu obu tych jednostek tektonicznych. Wybrane masywy zostały omówione w aspekcie budowy geologicznej, stosunku do jednostek sąsiadujących oraz tektoniki, jako że te właśnie problemy mają istotny wpływ na ostateczną decyzję. Warunkiem nadrzędnym jest, aby dana struktura była wystarczająco duża, zwarta, jednolita i szczelna na odpowiednio dużym obszarze. Wyniki badań i porównań wskazują, że żaden z omawianych masywów krystalicznych — z różnych przyczyn — nie spełnia zaleceń stawianych obszarom przeznaczonym pod budowę bezpiecznych podziemnych magazynów na odpady promieniotwórcze.

Słowa kluczowe: Dolny Śląsk, granitoidy, odpady promieniotwórcze

Marek W. Lorenc — Lower Silesian granitoid massifs as potential disposal of radioactive wastes. *Prz. Geol.*, 47: 723–730.

Summary. Lower Silesia is a part of southwestern Poland where occur several massifs of granitoid rocks of different age. Six of them have been studied in the light of the possibility of making there safety disposal of radioactive wastes. Two granitoid massifs lie on the Fore Sudetic block, another three in Sudetes and the gneissic Góry Sowie massif occur just on the boundary between two mentioned above tectonic units. All selected massifs were considered from the stand-point of their geology, tectonics and relationships to the neighbouring units, taking into account that just these problems are extremely important for the final verdict. The most important condition is that considered crystalline bodies should be large, uniform and compact enough on a sufficiently big area. Results of the studies and comparisons show that none of the Lower Silesian crystalline massifs — from different reasons — fulfils the conditions required for the areas where safety underground disposals of radioactive wastes could be done.

Key words: Lower Silesia, granitoid rocks, radioactive wastes

Na obszarze Dolnego Śląska istnieje kilka dużych masywów kwaśnych skał krystalicznych, które lokalizują się w obrębie różnych regionalnych jednostek tektonicznych. Stosując jako nadrzędne kryteria wielkość i rozpoznanie geologiczne tego typu struktur, do niniejszego opracowania wytypowano ostatecznie pięć masywów granitoidowych oraz jeden masyw gnejsowy występujące na terenie dwu podstawowych jednostek jakimi są blok przedsudecki i Sudety. Na bloku przedsudeckim położone są masywy granitoidowe Strzelina oraz Strzegomia–Sobótka, podczas gdy pozostałe trzy: kłodzko-złotostocki, karkonoski oraz część masywu lużyckiego znajdują się już na obszarze Sudetów. Pośrednią pozycję między dwiema wymienionymi jednostkami zajmuje gnejsowy blok sowiogórski, który na skutek przecięcia przez uskok sudecki brzeżny należy równocześnie do obu (ryc. 1).

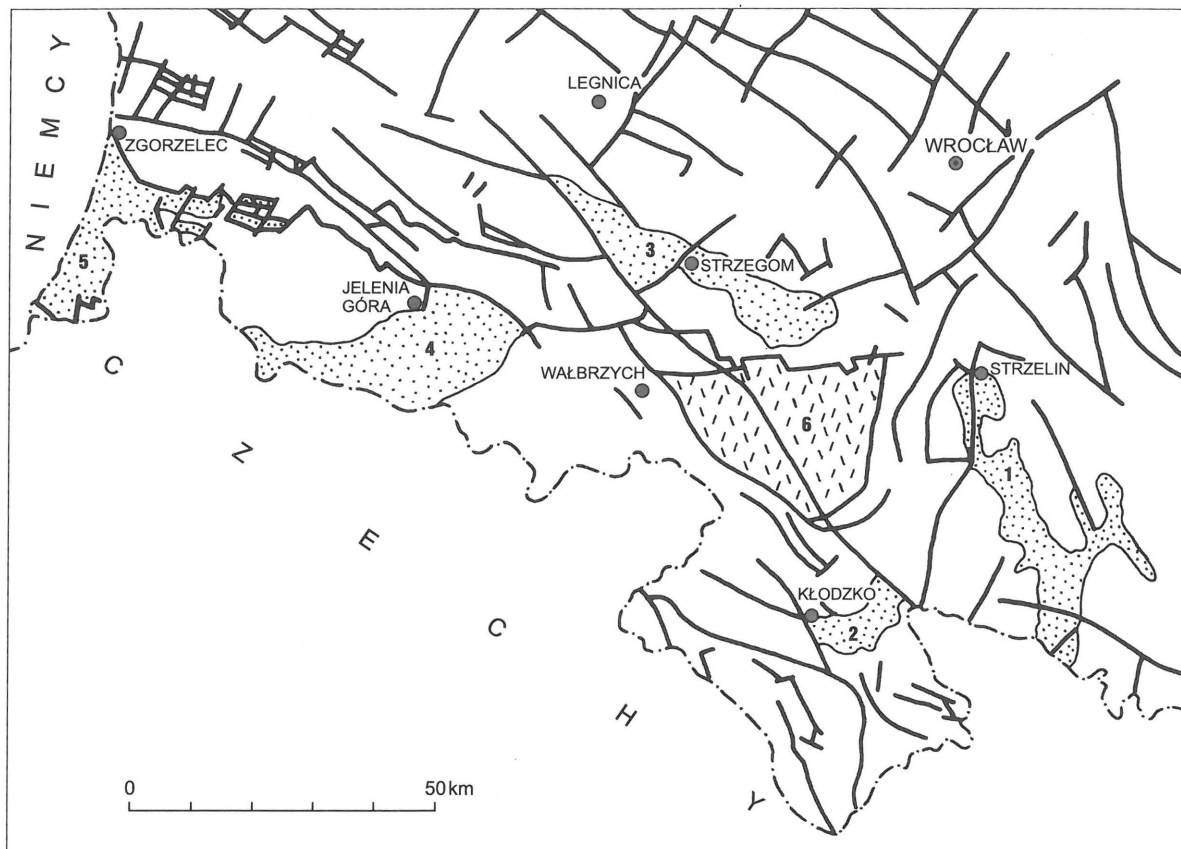
Wybrane masywy zostaną poniżej omówione w aspekcie budowy geologicznej, stosunku do jednostek sąsiadujących oraz tektoniki, jako że te właśnie problemy mają decydujący wpływ na ostateczne określenie czy dana struktura jest wystarczająco zwarta, jednolita i szczelna na odpowiednio dużym obszarze, aby stać się potencjalnym miejscem do budowy bezpiecznych podziemnych magazynów z przeznaczeniem na odpady, o których mowa w tytule.

Kryteria stawiane podziemnym składowiskom odpadów promieniotwórczych zakładają m. in. dokładne rozpatrzenie na danym obszarze aspektów geologicznych, a zwłaszcza litologii i stratygrafii, warunków hydrogeologicznych, geochemicznych i geotektonicznych (z uwzględnieniem sejsmiki i ruchów neotektonicznych) oraz

występowanie surowców użytecznych. Jednym z podstawowych warunków jest pewność, że rozpatrywany masyw skalny jest na tyle szczelny, że w okresie składowania odpowiednich odpadów, na skutek zeszcelinowania górotworu nie zostanie zawodniony ani przez wody powierzchniowe ani też z podziemnych poziomów wodonośnych. W rozpatrywanej poniżej grupie skał krystalicznych, obejmującej granitoidy i gnejsy, najkorzystniejsze dla budowy podziemnych składowisk są kompleksy o możliwie dużej jednorodności strukturalnej, pozbawione stref zdyferencjowanych, utworów żyłowych oraz wtórnych intruzji. Bardzo ważną cechą jest też niskie zaangażowanie tektoniczne, w postaci stref uskokowych (w tym dyslokacji zrzutowych i przesuwczych), z którymi jest związana obecność stref skał „strzaskanych”. Obszary takie odznaczają się bowiem gorszymi parametrami wytrzymałościowymi i możliwością znacznego zawodnienia, a wypełniający je zwietrzały materiał skalny charakteryzujący wysokie właściwości sorpcyjne. Niezbędnym czynnikiem przy zakładaniu głębokiego składowiska dla odpadów promieniotwórczych jest zatem jednorodność masywu krystalicznego, nie tylko w obrębie samego składowiska, ale też odpowiednich stref buforowych. Występowanie nieciągłości w formie spękań może sprawić duże trudności przy modelowaniu przebiegu spodziewanych procesów geologicznych (hydrogeologicznych, hydrochemicznych i geotechnicznych) i w efekcie końcowym może eliminować składowisko z dalszego użytkowania.

Prezentowany poniżej materiał porównawczy jest fragmentem większego opracowania, uwzględniającego odpowiednie zalecenia odnoszące się do podziemnych składowisk odpadów promieniotwórczych proponowane przez Międzynarodową Agencję Energii Atomowej (Lorenc, 1996). Opracowanie to zostało wykonane dla Państwowej Agencji Atomistyki przez wieloos-

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Zakład Geologii Sudetów, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław, e-mail: mwlorenc@twarda.pan.pl



Ryc. 1. Wybrane masywy krystaliczne na tle tektoniki bloku przesudeckiego i polskiej części Sudetów (uproszczony szkic na podstawie mapy Pożaryskiego, 1979). Masywy: 1 — Strzeliński, 2 — Kłodzko—Złotostocki, 3 — Strzegom—Sobótka, 4 — polska część Masywu Karkonoszy, 5 — polska część Masywu Łużyckiego, 6 — blok Gór Sowich

Fig. 1. Selected crystalline massifs on the background of tectonics of the Fore Sudetic block and Polish part of Sudetes (simplified after Pożaryski, 1979). Massifs: 1 — Strzelin, 2 — Kłodzko—Złoty Stok, 3 — Strzegom—Sobótka, 4 — Polish part of the Karkonosze Mts., 5 — Polish part of the Lausitz Massif, 6 — Góry Sowie Block

bowy zespół zorganizowany w Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.

Granitoidowy masyw strzeliński

Masyw strzeliński zajmuje obszar położony między Strzelinem na północy i Doboszowicami na południu i jest jedną z głównych jednostek geologicznych na bloku przesudeckim (ryc. 1). Od wschodu wzdłuż doliny rzeki Krynki masyw ten graniczy z jednostką Javornika, od zachodu natomiast z synklinorium Wzgórz Niemczańskich (Oberc, 1966, 1972). Skały masywu strzelińskiego na powierzchni są widoczne tylko w północnej części tej jednostki, gdyż jej część południową przykrywają miąższe osady kenozoiczne. Masyw jest zbudowany głównie z hercyńskich granitoidów, odsłaniających się przede wszystkim właśnie w rejonie północnym. Ku południowi znikają one pod osłoną skał metamorficznych, reprezentowanych przez gnejsy, amfibolity, kwarcyty, łupki kwarcytowe i skały wapienno-krzemianowe.

Wszystkie granice masywu strzelińskiego mają charakter tektoniczny. Wschodnią granicę masywu wyznacza dolina Krynki, płynącej wzdłuż uskoku zrzutowo-przesuwczego, którego wschodnie skrzydło zostało zrzucone i przemieszczone ku południowi o ok. 2 km (Oberc, 1966). Podobny charakter ma granica zachodnia przebiegająca wzdłuż południkowych dolin Oławy i Śląży Małej, wyznaczających kierunek przedinwazyjnej strefy dyslokacyjnej,

której istnienie jest nadal tylko przypuszczalne (Achramowicz & Lorenc, 1986). Na północy, rzeki Krynka i Oława łączą się wzdłuż uskoku Sienic wyznaczającego kolejną granicę masywu. Najbardziej na południe wysunięte odsłonięcia skał metamorficznej osłony granitoidów znajdują się w okolicach Doboszowic. Ograniczająca w tym miejscu masyw strzeliński strefa fleksurowo-uskokowa stanowi fragment długiej i głębokiej strefy dyslokacyjnej Paczków—Kędzierzyn, widocznej nawet na zdjęciu satelitarnym (Lorenc, 1987 b).

Podstawowym typem skał występujących w północnej części masywu są granitoidy, wśród których od dawna wyróżniano drobnziarnisty granodioryt o teksturze kierunkowej i bezkierunkowy średnioziarnisty granit monzonitowy (Borkowska, 1956, 1959). Późniejsze badania petrograficzne pozwoliły rozszerzyć istniejący inwentarz skalny o drobnziarniste granity dwułyszczkowe i tonality (Bereś, 1969; Lorenc, 1988), a następnie granity z kordieritem i kwarcowe dioryty (Lorenc, 1987a; Lorenc & Lewczuk, 1981).

Bardzo charakterystyczną cechą wszystkich granitoidów strzelińskich jest obecność enklaw, których klasyfikacja posłużyła jako wskaźnik genetyczny samych granitoidów. Określono w ten sposób, że ksenolity skał metamorficznej osłony występują jako jedyne w jasnych granitach z muskowitem i kordieritem (typ „S”), podczas gdy w granitach i granodiorytach biotytowych oraz w tonalitych (typ „I”) oprócz ksenolitów spotyka się owalne enkla-

wy bardziej maficznych skał magmowych (Lorenc, 1984 a, b, 1994).

Granitoidy strzelińskie nie stanowią zwartego, jednorodnego masywu, lecz nagromadzenie różnej wielkości żył. Taka sugestia wysunięta przez Cloosa (1923) znalazła potwierdzenie w pracach wielu późniejszych autorów, a podsumowana została omówieniem wyników wierceń wykonanych na tym terenie w latach 80. (Oberc-Dziedzic, 1988). Brak wierceń głębokich nie pozwala na ewentualne określenie wzrostu, czy też zaniku ilości tych żył z głębokością. Stwierdzono jednak (*op. cit.*), że do głębokości 200–300 m proporcje granitów do skał bardziej maficznych są różne w różnych otworach wiertniczych. Żył granitów z muskowitem mają grubość 150–200 m, żyły tonalitów i diorytów natomiast w granicach 20–80 m. Określono też, że w samym Strzelinie granit drobnoziarnisty stanowi również żyłę w obrębie granitu średnioziarnistego.

Granitoidy strzelińskie odznaczają się bardzo wyraźnymi powierzchniami spękań, określonymi przez Cloosa (1922) jako *S*, *Q* i *L*. System szczelin podłużnych *S* przebiega w kierunku WSW–ENE przy zapadach prawie pionowych, a prostopadłe do nich szczeliny systemu *Q* mają przebieg NNW–SSE i zapadają ku zachodowi pod kątem 55–65°. Oba te systemy są widoczne zarówno w próbach pochodzących z otworów wiertniczych jak i w głównym kamieniołomie w Strzelinie i oba sięgają w głąb górotworu (Wójcik, 1972). Trzeci system szczelin tworzy oddzielność poziomą *L*, wyznaczającą w granicie płaskie kopuły. Od głębokości ok. 100 m szczeliny te stają się coraz mniej widoczne i w końcu zanikają.

W przypadku granitoidów strzelińskich system poprzecznych szczelin *Q* pokrywa się z południkowym wydłużeniem masywu i właśnie te szczeliny stanowiły drogę ujścia dla produktów pomagmowych. W wielu kamieniołomach, a także w materiale pochodzącym z otworów wiertniczych obserwuje się regularne, gromadne systemy równoległych żył, przede wszystkim aplitu. Rzadziej spotyka się żyły i nieregularne gniazda pegmatytowe oraz kilkunastocentymetrowej grubości żyły kwarcu, przebiegające chaotycznie lub naśladujące kierunki żył aplitowych. Dokładną analizę skał żyłowych można znaleźć m.in. w pracach Beresia (1969) i Oberca (1966).

W późniejszych etapach rozwoju masywu strzelińskiego szczeliny poprzeczne *Q* stanowiły jeden z systemów powierzchni ślizgowych, a widoczne na nich rysy zanurzające się ku SSW wskazują, że na pewnym etapie rozwoju tektonicznego tensja ustąpiła miejsca kompresji (Achramowicz & Lorenc, 1986). Oprócz postintruzyjnych dyslokacji odpowiadających systemowi szczelin zarówno granitoidy, jak i skały osłony pocięte są uskokami genetycznie związanymi z rozwojem samej intruzji strzelińskiej. Są to przede wszystkim strome uskoki synintruzyjne o przebiegu NW–SE, których szczeliny wypełnia zrekrystalizowana brekcja. Podobnie wypełnione są szczeliny uskoków sprzężonych i komplementarnych o średnich kątach zapadu i biegu w kierunkach NE–SW do NEE–SWW (*op. cit.*).

Konkluzja. Granitoidowa część masywu Strzelina jest zbudowana z pakietu grubych żył granitowych (*sensu lato*), tonalitowych i diorytowych, zazębiających się ze metamorficznymi skałami osłony. Żyły te, odsłaniające się na powierzchni w północnej części masywu, stanowią zarazem jego najpłytszą część. Ku południowi skały magmowe zanurzają się pod utwory metamorficzne o bardzo silnie zaznaczonej foliacji, a w okolicach Doboszowic są

najprawdopodobniej obcięte olbrzymią strefą tektoniczną. Taka sytuacja geologiczna, a dodatkowo obecność pirytu rozproszonego w niektórych odmianach granitoidów oraz gęsta sieć głębokich spękań nie gwarantują, że granitoidy masywu strzelińskiego będą stanowić szczelny ośrodek skalny umożliwiający przechowywanie jakichkolwiek produktów bez obawy o ich migrację na zewnątrz.

Granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki

Masyw kłodzko-złotostocki jest położony w Sudetach Środkowych. Ma on kształt półksiężyca zwróconego stroną wypukłą ku SE gdzie granitoidy kontaktują z metamorficznymi skałami Łądka–Śnieżnika, przeobrażonymi w facji amfibolitowej. Po stronie wklęsłej (NW) osłonę masywu stanowią utwory facji zieleńcowej metamorfiku kłodzkiego oraz skały osadowe Gór Bardzkich. Granice W i NE intruzji mają charakter dyslokacyjny (ryc. 1). Pierwszą z nich stanowi rów górnej Nysy, druga zaś to uskok sudecki brzeżny, podkreślony szeroką strefą brekcjowania i kataklazy. Charakterystyczny półksiężycowaty kształt masywu nasuwał przypuszczenie, że po jego wewnętrznej stronie powinien znajdować się główne ognisko magmowe (Wieser, 1958). Wykonany w tym obszarze w latach 80. jedyny głęboki otwór wiertniczy (ok. 2000 m) nie natrafił jednak na ślad skał magmowych.

Ten sam autor (*op. cit.*) wskazał, że masyw kłodzko-złotostocki stanowi południowe zakończenie ciągu intruzji zasadowych i średniokwaśnych Sobótki, Niemczy i Szklar, co może wskazywać na istnienie w tej strefie linii tektonicznej o charakterze głębokiej deformacji rozłamowej skorupy ziemskiej. Sugestię tę zdaje się potwierdzać interpretacja zdjęcia satelitarnego, ujawniająca pozycję masywu kłodzko-złotostockiego na długim fotolineamencie ciągnącym się istotnie od okolic Sobótki po Śnieżnik i dalej w stronę Masywu Czeskiego (Lorenc, 1987 b). Taka lokalizacja zdaje się wyjaśniać fakt, że masyw kłodzko-złotostocki nie stanowi zwartego monolitu. Różnowiekowe deformacje nieciągłe wywołane długotrwałym wpływem zmiennego pola naprężeń tektonicznych sprawiły, że obecnie jest on pocięty na wiele bloków gęstą siecią uskoków, z których część ulegała wielokrotnemu odnawianiu.

Skład litologiczny intruzji kłodzko-złotostockiej jest bardzo urozmaicony i obejmuje szerokie spektrum skał, począwszy od odmian kwaśnych, aż po zasadowe; w formie luźnych bloków spotyka się też takie skały ultrazasadowe jak oliwinowo-hornblendowe piroksenity i piroksenowe hornblendyty (Wierzchołowski, 1976; Lorenc, 1994). Najliczniej jest reprezentowana grupa skał kwaśnych, do których należą średnioziarniste granodioryty oraz nieco rzadsze granity i monzonity. Również podrzędną grupę stanowią skały obojętne o składzie tonalitu, monzodiorytu i kwarcowego diorytu. Te odmiany skał, poza wystąpieniami *in situ* tworzą także enklawy w odmianach bardziej kwaśnych. Z kolei hornblendowe leuko- i melagabra oraz hornblendowe gabronoryty występują już tylko jako enklawy w granodiorytach, tonalitach i monzodiorytach (Lorenc, 1991).

W wielu miejscach skały intruzyjne wykazują zauważalną kierunkową segregację składników ciemnych. Interpretacja tych struktur odzwierciedla zdaniem Wojciechowskiej (1975) wewnętrzną budowę masywu. Wyznaczono na tej podstawie trzy eliptyczne struktury kopułowe, których osie o przebiegu NW–SE mogą wskazywać orientację kanału doprowadzającego magmę.

Charakterystyczną cechą skał magmowych masywu kłodzko-złotostockiego jest obecność bardzo licznych enklaw, głównie ksenolitów skał metamorficznych. Poza drobnymi istnieją tu także olbrzymie bloki skał pierwotnej osłony dachowej, które pomimo wyraźnej rotacji i zmian kontaktowych można korelować ze skałami metamorfiku Łądko-Śnieżnika (Wojciechowska, 1975).

Na terenie całego masywu obserwuje się nieregularny system bardzo intensywnych spękań. Przebieg wielu z nich podkreślają strefy silnej kataklazy i brekcjowania. Inne z kolei odznaczają się obecnością luster tektonicznych pokrytych wyraźnymi rysami, przebiegającymi w różnych kierunkach na różnych powierzchniach spękań.

W obrębie zasadniczego ciała intruzji występuje znaczna ilość skał żyłowych, których dokładny opis podała m. in. Wojciechowska (1975). Jedną grupę stanowią utwory leukokratyczne reprezentowane przez żyły kwarcowe, alaskity, apłity i pegmatyty. Żyły takie odsłaniają się na przestrzeni kilku kilometrów, a ich miąższość waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Wyjątek stanowią dwie żyły, których miąższość sięga ok. 100 m. Do drugiej grupy należą żyły skał lamprofirowych, spośród których najczęściej spotyka się spessartyty i wogazyty. Ich miąższość utrzymuje się w podobnych granicach. Dokładną analizę skał żyłowych przedstawił Wierchołowski (1976, 1977), który w grupie utworów melano kratycznych wydzielił: starsze — odpowiedniki żyłowe granitoidów oraz młodsze — lamprofiroidy nie związane z zasadniczą masą intruzji.

Przestrzenna orientacja żył jest zmienna, ale zachowując strome upady w granicach 60–90° układają się one w system pierścieniowy (Wojciechowska, *op. cit.*). Układ taki sugeruje, że grupując się przy skłonach kopuł magmowych, skały żyłowe stanowiły wypełnienia szczelin kontrakcyjnych. Proces ten zachodził już po głównym etapie konsolidacji zasadniczej masy intruzji. Wzdłuż stref kontaktowych takich dajek, które niewątpliwie stanowią miejsca osłabienia, obserwuje się oznaki wyraźnej kataklazy świadczące o sztywnej reakcji skał na późniejsze naprężenia.

Konkluzja. Masyw kłodzko-złotostocki jest położony zapewne na długiej i głębokiej strefie tektonicznej, na której przypuszczalne istnienie wskazuje fotolineament, widoczny na zdjęciu satelitarnym. Jest to zatem struktura bardzo zaangażowana tektonicznie nie gwarantująca wewnętrznej jednorodności, ani też szczelności strefy ochronnej w żadnym miejscu masywu.

Dodatkową niedogodnością jest względnie niewielka odległość do uzdrowiska Łądek Zdrój, w którym dla celów leczniczych są wykorzystywane mineralne wody głębokiego krążenia.

Granitoidowy masyw Strzegom-Sobótka

Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka znajduje się na przedpolu Sudetów Środkowych i rozciąga się na długości ok. 45 km w kierunku WNW-ESE, między Jaworem a Strzeblowem w najszerszym miejscu osiągając ok. 10 km (ryc. 1). Od zachodu jednostkę tę oddziela od struktury kaczawskiej uskoku sudecki brzeżny, a wschodnim ograniczeniem występowania granitoidów jest masyw Ślęzy. Granicę południowo zachodnią i zachodnią stanowią rów Roztoki-Mokrzyszowa i blok gnejsowy Gór Sowich, natomiast północną metamorfik Imbramowic. Skały metamorficznej osłony, podobnie jak ich kontakty z granitoidami są w znacznej większości zakryte, a same granitoidy

odsłonięte są przede wszystkim w bardzo licznych kamieniołomach.

Skały intruzyjne tego masywu pod względem petrograficznym były opracowywane m.in. przez Majerowicza (1972), Maciejewskiego i Morawskiego (1975) oraz Puziewicz (1990). Obecnie przyjmuje się, że na obszarze masywu Strzegom-Sobótka występuje łącznie 6 odmian skał granitoidowych z czego tylko 4 są odmianami dominującymi. W części zachodniej występuje monzogranit biotytowo-hornblendowy, najbardziej shomogenizowany pod względem mineralnym i chemicznym, obfitujący w owalne enklawy o składzie diorytu, tonalitu i granodiorytu (Puziewicz, *op. cit.*). Drugą odmianę stanowi granit biotytowy odsłaniający się tylko w części środkowej masywu. Tutaj pojawia się też granit dwuwłyszczkowy, odznaczający się wyraźną teksturą kierunkową, zgodnie z którą są wydłużone liczne enklawy skał łupkowych. Czwartą odmianą jest granodioryt biotytowy, występujący zarówno w części środkowej jak i wschodniej masywu, podobnie jak odmiana pierwsza obfitujący w ciemne owalne enklawy skał magmowych. Skały tego typu na kontakcie z gabrami i amfibolitami masywu Ślęzy, przechodzą w granit dwuwłyszczkowy z granatem albo metagranit alaskitowy (Majerowicz, 1972).

Masyw Strzegom-Sobótka przecina główna na tym obszarze dyslokacja, jaką jest uskoku sudecki brzeżny, a także kilka mniejszych dyslokacji o takim samym NW-SE kierunku, a w części środkowej — prostopadły do nich uskoku przebiegający od okolic Jaroszowa na SW przez Strzegom aż do uskoku sudeckiego brzeżnego. Analiza zdjęć satelitarnych ujawniła na terenie masywu Strzegom-Sobótka obecność także kilku struktur kolistych w dużej mierze pokrywających się z podobnymi strefami dyslokacyjnymi (Bażyński i in., 1986). Trzy struktury koliste średnicy 6–10 km znajdują się w okolicach Świdnicy, Jaworzyny Śląskiej i Goczałkowa. Dwie znacznie większe obcinają krańcowe naroża masywu. Na NW jest to kolista struktura Sokola (22 km średnicy), a na SE eliptyczna struktura Ślęzy (14 × 12 km).

Podobnie jak w masywie strzelińskim także i tutaj bardzo wyraźnie jest zaznaczony system charakterystycznych spękań granitoidów. Istotne są tu prawie pionowe spękania poprzeczne Q , przebiegające prawie zgodnie z wydłużeniem masywu (NW-SE). Wzdłuż tych powierzchni zachodziły przemieszczenia sztywne bloków skalnych, czego śladem są widoczne rysy ślizgowe. Poza tym, na powierzchniach Q obserwuje się bogate okruszcowanie, zwłaszcza pirytem. W podobnym kierunku przebiegają wąskie strefy kataklazy i mylonityzacji (Majerowicz, 1972; Maciejewski & Morawski, 1975). Mniej liczne spękania podłużne S tworzą gładkie zaciśnięte szczeliny stromo zapadające ku SE, często pokryte limonitem i chlorytem. Odrębny system tworzą diagonalne szczeliny stromo zapadające ku E, wykazujące oznaki kataklazy i rozproszonej mineralizacji siarczkowej (głównie piryt) oraz zaciśnięte szczeliny, zapadające ku SW. Trzeci główny system szczelin stanowią spękania pokładowe L , których ilość stopniowo maleje z głębokością.

Tensyjne szczeliny Q i niektóre spękania diagonalne były przez pewien czas szczelinami otwartymi, stanowiąc tym samym drogi ujścia dla produktów pomagmowych. Obecnie zablizniają je bardzo liczne apłity, pegmatyty i najmłodsze z nich, a zarazem najbardziej miąższe żyły kwarcowe. Część pegmatytów wypełnia także szczeliny spękań pokładowych L .

Rozprzestrzenienie utworów żyłowych jest właściwie podobne na terenie całego masywu. Odnosząc jednak ich obecność do odmian litologicznych można zauważyć, że są one rzadsze tylko w granodiorycie biotytowym rejonu środkowego i wschodniego. W granicie dwułyżczykowym przeważają z kolei pegmatyty, a w monzogranicie biotytowo-hornblendowym zachodniej części masywu — zarówno aplity jak i pegmatyty, odznaczające się dodatkowo bogatą mineralizacją (Puziewicz, 1990).

Konkluzja. Wszystkie odmiany granitoidów masywu Strzegom–Sobótka są objęte intensywną eksploatacją. Bardzo liczne kamieniołomy, z których pozyskuje się zarówno materiał bloczny (budowlany, dekoracyjny) jak i kruszywo łamane są rozmieszczone gęsto w zachodniej, centralnej i wschodniej części masywu. Postępująca wciąż eksploatacja węgłna i powierzchniowa (należy uwzględnić roboty strzałowe) w dość gęsto rozmieszczonych kamieniołomach, wydaje się niekorzystną okolicznością w kwestii ewentualnej budowy stabilnych podziemnych magazynów. Niekorzystnymi warunkami są zarówno zaangażowanie tektoniczne granitoidów, jak też ich duża niejednorodność strukturalna, obfitość pegmatytów, aplitów i żył kwarcowych, wśród których mineralizacja siarczkowa nie należy do rzadkości.

Polska część granitoidowego masywu Karkonoszy

Masyw granitowy Karkonoszy jest największym tego typu masywem w Sudetach, przy czym na terenie Polski leży tylko jego mniejsza północno-wschodnia część. W całości jednostka ta jest wydłużona równoleżnikowo z wyraźnym przewężeniem w środkowej części wychodni (ryc. 1). Od północnego wschodu graniczy z Górami Kaczawskimi wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego i jest to właściwie jedyny tektoniczny kontakt ze skałami osłony. Pozostałe kontakty mają charakter intruzyjny. Od północy i północnego-zachodu granit ścina skośnie powierzchnie foliacji skał otoczenia i zapada pod blok izerski, zbudowany z granitognejsów i łupków metamorficznych, zmienionych kontaktowo w skały facji hornfelsowej. Zgodną osłonę południową i południowo-wschodnią intruzji stanowią łupki łuszczycowe oraz gnejsy kowarskie, po stronie wschodniej natomiast granit karkonoski zapada pod wapień krystaliczne, amfibolity i skały wapienno-krzemiano Rudaw Janowickich (Oberc, 1972). Po stronie czeskiej zachodnią część południowej okrywy stanowi metamorficzna seria karkonoska, zbudowana z przeobrażonych skał suprakrystalnych dolnego paleozoiku.

Granity karkonoskie nie wykazują większego zróżnicowania petrograficznego i należą przede wszystkim do granitów monzonitowych (adamellity *sensu* Borkowska, 1966) i granodiorytów. Skały te różnią się jednak pod względem strukturalnym i przestrzennego występowania. W takim aspekcie Borkowska (*op. cit.*) wyróżniła w masywie karkonoskim trzy podstawowe, niżej opisane odmiany.

Granity centralne to przede wszystkim grubo- i średnioziarniste granity monzonitowe, rzadziej granodioryty o charakterystycznej strukturze porfirowatej. W tej odmianie megakryształy skalenia potasowego (niekiedy otoczone plagioklazową obwódka) osiągają długość 4–5 cm, a sporadycznie nawet 10 cm. W grupie granitów centralnych spotyka się też odmianę gruboziarnistą, równoziarnistą. Wszystkie odmiany zawierają w składzie takie minerały wapienne jak hornblenda, tytanit i allanit oraz obfitują w ciemne szliry biotytowe i enklawy. Sporadycznie można

spotkać fragmenty skał gnejsowych, ale najczęściej są to owalne enklawy o składzie mikrogranodiorytu lub mikrodiorytu (Borkowska, 1966; por. Lorenc, 1984b). Granity centralne występują przede wszystkim w okolicach Szklarskiej Poręby.

Granity grzbietowe to druga odmiana budująca główne pasmo górskie Karkonoszy oraz część Rudaw Janowickich; tworzą też wtrącenia miąższości kilkudziesięciu metrów w granitach centralnych. Tę odmianę reprezentują prawie wyłącznie granity monzonitowe, równoziarniste o ziarnie drobniejszym niż granity centralne. Przypuszcza się, że granity równoziarniste są młodsze od porfirowatych i w odróżnieniu od nich nie zawierają szliru ani enklaw, a w składzie mineralnym — amfibolu ani innych minerałów wapiennych (Duthou i in., 1991).

Granity granofirowe to wyłącznie granity monzonitowe typu aplitowego z megakryształami skalenia potasowego, występujące przy północno-wschodnim obrzeżeniu masywu. Podobnie do granitów centralnych także i one mają w składzie minerały wapienne (zwłaszcza hornblende) oraz obfitują w owalne enklawy i szliry biotytowe. Istnieje przypuszczenie, że granity granofirowe mogą reprezentować peryferyczne partie intruzji albo odmianą pośrednią między normalnymi granitami a utworami żyłowymi (Borkowska, 1966).

We wszystkich odmianach granitów napotyka się odpowiednio brzeżne leukokratyczne, a w przypadku granitów centralnych i grzbietowych również peryferyczne odmiany drobnoziarniste (Mierzejewski & Wojnar, 1985; Duthou i in., 1991).

Granity karkonoskie, podobnie jak inne duże ciała tego typu, wykazują bardzo wyraźną oddzielność przebiegającą zgodnie ze schematem Cloosa (1925). W tym przypadku tylko system odprężeniowych szczelin pokładowych *L* jak zwykle wyznacza płaskie kopuły, zanikając stopniowo z głębokością. Ani szczeliny podłużne *Q*, ani też poprzeczne *S* w granitach karkonoskich nie przebiegają zgodnie z wydłużeniem masywu (Oberc, 1972). Spękania systemu *Q* przebiegają w kierunku WNW–ESE do NW–SE i zapadają pod kątem 50–70° ku NE lub SW. Najczęściej były to szczeliny rozwarte, wykorzystane później przez utwory żyłowe. Szczeliny poprzeczne *S* są z kolei zaciśnięte i przebiegając w kierunku NE–SW zapadają prawie pionowo (78–80) ku SE lub NW. Trzeba zaznaczyć, że najgęstsza sieć spękań występuje w rejonie wschodnim, ale ogólnie są one liczniejsze w granitach o drobniejszym ziarnie niż w skałach gruboziarnistych (Mierzejewski, 1973; Mierzejewski & Wojnar, 1985).

Oba kierunki wyznaczone przez powierzchnie *Q* i *S* są wykorzystywane przez późniejsze uskoki, przy czym system uskoku NE–SW jest wyraźnie młodszy. W obu też systemach powierzchni, wzdłuż których zachodziły przesunięcia mas skalnych są zaznaczone strefami brekcji i kataklazytów. Odrębny układ stanowią uskoki o przebiegu południkowym NNE–SSW lub N–S (podkreślone w morfologii biegiem potoków), na których przesunięcia sięgają od kilkudziesięciu metrów do 0,5 km (Mierzejewski i in., 1983).

Porównanie map tektonicznych i zdjęć satelitarnych wykazało znaczną zbieżność wykartowanych dyslokacji z fotolineamentami. Na całym obszarze dominuje gęsty system fotolineamentów satelitarnych o kierunku NE–SW (Bażyński i in., 1986). Nie mniej są ważne jednak dwa długie fotolineamenty o skośnym do poprzedniego przebiegu WNW–ESE (Mroczkowski & Ostaficzuk, 1985). Oba kierunki wyznaczone przez fotolineamenty pokrywają się z przebiegiem stromych powierzchni *Q* i *S* w

granicie, których klasyczna interpretacja (Cloos, 1925) wydaje się wątpliwa w sytuacji, gdy niektóre z tych linii wykraczają daleko poza granit w obręb skał osłony, a nawet poza obszar Sudetów (Mroczkowski & Ostaficzuk, 1985).

Skały żyłowe są bardzo częste w granitach karkonoskich. Aplity tworzą niewielkie i krótkie żyły, ale mogą też rozciągać się na dużych odległościach, osiągając miąższość nawet kilku metrów. W większości przypadków przecinają one granit wypełniając rozwarte strome szczeliny NE–SW, ale spotyka się też żyły południkowe i płasko zapadające. Pegmatyty są rzadsze od aplitów i bywają z nimi zgodne, albo też przecinają je pod różnymi kątami. Są to najczęściej formy niewielkie, ale znane są też miarolityczne druzo kwarcowo-skaleniove grubości 0,5 m i długości nawet do 10 m, które niegdyś eksploatowano (Borkowska, 1966). Pegmatyty takie, oprócz kwarcu i skalenia wykazują wielkie bogactwo minerałów, w tym także okruszczenia siarczkowego. Mikrogranitoidy i lamprofiry są młodsze od aplitów i najczęściej wypełniają bardzo strome szczeliny w granicie, wychodząc poza jego zasięg nawet w obręb skał osłony. Najwięcej skał żyłowych występuje w gęsto pociętej uskokiach wschodniej części masywu, czyli na obszarze całej Kotliny Jeleniogórskiej od Szklarskiej Poręby aż po Rudawy Janowickie.

Konkluzja. Granit masywu Karkonoszy jest pocięty regularnym systemem wielkoskalowych dyslokacji oraz siecią mniejszych uskoki i spękań. Analiza próbek skalnych z głębokiego otworu wiertniczego w Jakuszykach wykazała, że nawet na głębokości ok. 1000 m granit wykazuje hydrotermalne przeobrażenia pewnych minerałów (obserwacje własne). Ponadto wiele głębokich dyslokacji stanowi zapewne drogę migracji wód głębokiego krążenia, czego objawem może być wystąpienie gorących źródeł na przecięciu trzech dużych fotolineamentów (dyslokacji) w okolicach uzdrowiska Cieplice (Mroczkowska i in., 1983), a podobnych stref tektonicznych na terenie masywu jest więcej. W wielu miejscach Karkonoszy zauważono też efekty współczesnych ruchów neotektonicznych (Mierzejewski, inf. ust.). Odrębną kwestią jest wielka popularność Karkonoszy jako regionu rekreacyjnego i turystycznego, jak również objęcie znacznego obszaru ochroną przyrody w granicach Karkonoskiego Parku Narodowego. Położona poza granicami parku wschodnia część masywu jest z kolei miejscem największej koncentracji utworów żyłowych, wśród których w pegmatytach występuje intensywna mineralizacja siarczkowa.

Na podstawie przedstawionej charakterystyki, polska część granitowego masywu Karkonoszy nie wydaje się korzystna dla lokalizacji głębokich magazynów podziemnych.

Polska część granitoidowego masywu Łużyckiego

Masyw łużycki jest wielką jednostką geologiczną, która zajmując obszar ok. 5 000 km², rozciąga się od okolic Zgorzelca na zachód, aż po Drezno. Zachodnią granicę stanowi dyslokacja zachodniołużycka, oddzielająca granitoidy od strefy skał gnejsowych; tektoniczna jest również granica południowa i południowo-wschodnia, którą stanowi nasunięcie łużyckie. Od północnego zachodu masyw graniczy z algoncką formacją szarogłazową, a od północnego wschodu z paleozoicznymi utworami synklinorium Görlitz. (Borkowska, 1959; Kröner i in., 1994).

Na terenie Polski znajduje się zaledwie znikomy fragment południowo-wschodniego naroża tego masywu obejmujący obszar między Zgorzelcem, Zawidowem i Bogatynią, gdzie skały granitoidowe odsłaniają się tylko fragmentarycznie i to

na stosunkowo niewielkiej powierzchni (ryc. 1). Z tego też powodu rozpoznanie geologiczne tego terenu oraz interpretacje petrogenetyczne i tektoniczne występujących tam skał zostały opisane w niewielu opracowaniach naukowych. W tej kwestii można jedynie dokonywać odniesień do szczegółowych opracowań z terenu Niemiec.

Masyw łużycki nie jest jednostką jednolitą lecz składa się z różnych generacji skał granitoidowych. Najstarszą odmianą są średnioziarniste granodiority zawidowskie (miejscami monzogranity), często charakteryzujące się wyraźną teksturą kierunkową. Młodsza odmiana są granity rumburskie. Są to skały równoziarniste względnie gruboziarniste porfirowate z megakryształami skalenia potasowego długości do 8 cm. Kolejne, młodsze odmiany występują już tylko na terenie Niemiec, a są to: dwużyłkowy granit hybrydalny, skały przejściowe między granitem hybrydalnym i granodioritem zawidowskim oraz gruboziarniste granity muskowitzowe. Spośród wszystkich odmian granitoidów łużyckich tylko granity muskowitzowe bogate są w gniazda i żyły pegmatytowe.

W odmianach występujących na terenie Polski twory żyłowe są na ogół rzadko spotykane. W granitoidach bezkierunkowych wypełniają one spękania oraz powierzchnie ślizgowe zgodnie z powierzchniami foliacji w granitoidach o teksturze kierunkowej (Smulikowski, 1972). Ponadto na terenie Polski zarówno granodiority zawidowskie jak i granity rumburskie w przeważającej większości reprezentują skały zmienione, w których wiele minerałów nosi ślady wtórnych przeobrażeń.

Polską część masywu łużyckiego przecina wiele uskoki, wśród których dominują dyslokacje długie, prawie równoleżnikowe ENE–WSW w przybliżeniu zgodne z przebiegiem linii tektonicznej ograniczającej masyw od synklinorium Görlitz. Drugi system stanowią nieco krótsze uskoki południkowe (N–S). Bardzo ważną linią tektoniczną jest uskoki o kierunku NNE–SSW, przebiegający na odcinku 36 km od Trzeńca do Pieńska. Temu właśnie uskoki odpowiada fotolineament satelitarny Nysy Łużyckiej (Bażyński i in., 1986).

Najnowsze badania prowadzone na terenie Niemiec wykazały, że począwszy od granitoidów zachodniołużyckich bez śladów deformacji i przeobrażeń minerałów, intensywność mylonityzacji i kataklazy rośnie w kierunku granitoidów wschodniołużyckich (Kröner *et al.*, 1994). Tę samą regułę stwierdzono w polskiej części masywu gdzie w granodiorytach zawidowskich stopień deformacji wyraźnie wzrasta od NW w kierunku SE (Białek, 1995). Skutki takich deformacji można obserwować we wszystkich dostępnych odsłonięciach granitoidów polskiej części masywu łużyckiego.

Konkluzja. Najistotniejszą z geologicznego punktu widzenia niedogodność, w rozpatrywaniu potencjalnej lokalizacji przyszłych magazynów podziemnych, stanowi silne zaangażowanie tektoniczne granitoidów masywu łużyckiego i wynikający z tego znaczny stopień przeobrażeń minerałów, co niewątpliwie wpływa na obniżenie jakości i wytrzymałości tych skał. Dodatkową niedogodnością jest też ich fragmentaryczne odsłonięcie. Innego typu przeszkodą (pomijając względy czysto geologiczne) może być występowanie granitoidów łużyckich bezpośrednio przy naszej zachodniej granicy państwowej.

Gnejsowy blok Gór Sowich

Blok sowiogórski ma wyraźny zarys trójkąta przeciętego uskokiem sudeckim brzeżnym na dwie części: sudecką

(Góry Sowie) i przedsudecką (ryc. 1). Wszystkie granice bloku sowiogórskiego mają charakter tektoniczny. Góry Sowie od północy graniczą z depresją Świebodzie wzdłuż uskoku Szczawienka, a od południowego zachodu z karbońskimi osadami niecki śródsudeckiej. Od południa seria stromych uskoków oddziela je od skał osadowych struktury bardzkiej.

Znacznie większa od Gór Sowich część przedsudecka bloku, na północy graniczy wzdłuż równoleżnikowych uskoków z metamorficzną osłoną masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka oraz z serpentynitowo-gabrowym masywem Ślęzy. Drugi podobnego typu masyw (Braszowic) przylega do południowo-wschodniego naroża bloku. Od wschodu jednostka ta graniczy ze skałami metamorficznymi i granitoidami dyslokacyjnej strefy Niemczy.

Ponad 95% kompleksu sowiogórskiego stanowią gnejsy i migmatyty, które były szczegółowo opracowywane m.in. przez Żelaźniewicza (1987, 1995). Wśród wielu odmian gnejsów wyraźnie dominują odmiany smużyste, łusczkowe i warstewkowe. Są to skały drobno- i średnioziarniste, rzadko gruboziarniste, w których zależnie od odmiany partie łuszczkowe tworzą mniej lub bardziej ciągłe pakiety, bądź laminy w obrębie kwarcowo-skalieniowego tła. Znacznie rzadziej spotyka się drobnoziarniste gnejsy masywne, ubogie w łuszczki i prawie pozbawione widocznej foliacji. Szczególną odmianą są gnejsy aplitoidowe odslaniające się lokalnie tylko wzdłuż SW krawędzi Gór Sowich. Są to również skały ubogie w łuszczki, wykazujące cukrowatą ziarnistość i beładne ułożenie składników.

Większość gnejsów, zarówno w części sudeckiej, jak i przedsudeckiej, wykazuje oznaki migmatyzacji. Kartograficzne oddzielenie migmatytów od gnejsów w praktyce jest niezbyt możliwe, ale zawsze można określić z jakiej odmiany gnejsów powstały konkretne migmatyty (Żelaźniewicz, 1987). Migmatyty wyróżnia obecność w obrębie ciemnego gnejsowego tła żyłek, warstwek i segregacji materiału leukokratycznego o wyglądzie aplitów, pegmatytów czy granitów.

Oprócz wielu odmian gnejsów i migmatytów w całym bloku sowiogórskim występują kwarcowo-skalieniowe granulity. Są to skały podobne do gnejsów smużystych, a w obręb kompleksu gnejsowego zostały tektonicznie włoczone, a następnie retrogresywnie zmetamorfizowane (Żelaźniewicz, 1995).

Budowę geologiczną bloku sowiogórskiego komplikuje duża ilość drobnych wystąpień zmetamorfizowanych ciał maficznych i ultramaficznych, reprezentowanych przede wszystkim przez amfibolity i serpentynity. Inną grupą podrzędnie występujących skał są reomorficzne granity. Te średnioziarniste skały tworzą najwyżej kilkudziesięciocentymetrowej miąższości żyły w środkowej części Gór Sowich.

Blok sowiogórski jest jednostką o bardzo skomplikowanej budowie wewnętrznej i wielofazowej historii rozwoju tektonometamorficznego. Szczegółowe badania strukturalne ujawniły zarówno w części przedsudeckiej, jak i w Górach Sowich obecność pięciu faz deformacji prowadzących do powstania skomplikowanych struktur fałdowych oraz licznych stref mylonityzacji i odkształceń nieciągłych (van Breemen i in., 1988; Żelaźniewicz, 1987, 1995).

Największą dyslokacją przecinającą blok sowiogórski jest uskoki sudecki brzeżny, oddzielający Góry Sowie od części przedsudeckiej, reprezentującej skały poziomu intersekcyjnego głębszego o 5 km, które w trzeciorzędzie zostały obniżone o ok. 450 m (Grocholski, 1969). W obu

częściach bloku zaznacza się gęsta sieć uskoków i spękań. W sudeckiej części bloku, czyli w Górach Sowich, dominują długie uskoki o przebiegu NW-SE i prostopadłe do nich krótsze NE-SW, tworzące w części środkowej system zrębów i rowów tektonicznych wypełnionych osadami karbonu (Grocholski, 1969; Oberc, 1972). W części przedsudeckiej uwidaczniają się przede wszystkim cztery długie dyslokacje o przebiegu NW-SE. Prostopadłe do nich młodsze uskoki są szczególnie liczne przy wschodniej granicy bloku ze strefą dyslokacyjną Niemczy. Tutaj też szczególnie liczne są strefy mylonityzacji i kataklazy.

Analiza zdjęć satelitarnych (Bażyński i in., 1986) znacznie uzupełnia skomplikowany obraz tektoniczny. Wykazano bowiem (między północno-wschodnim narożem przedsudeckiej części bloku sowiogórskiego a Dzierżonowem) obecność trzech długich fotolineamentów o przebiegu NE-SW i jednego o kierunku NNE-SSW, przebiegającego od Ślęzy aż po okolice Sokolca. Ponadto w okolicach Sieniawki ujawniono istnienie kolistej struktury o średnicy ok. 6 km. Sudecka część bloku sowiogórskiego jest pocięta z kolei gęstą siecią równoległych fotolineamentów, odchodzących na SW od uskoku sudeckiego brzeżnego.

Spękania w skałach mają przeważnie charakter tensyjny i podobnie jak uskoki układają się w dwa prostopadłe systemy NW-SE i NE-SW. Poza tym we wschodnim rejonie części przedsudeckiej zaznacza się system spękań południkowych. Niektóre systemy spękań i uskoków były wykorzystywane przez roztwory hydrotermalne, czego efektem jest obecność wśród gnejsów kilku generacji żył kwarcowych, kwarcowo-skalieniowych, licznych pegmatytów, porfirów i żyłowych granitów. W części zachodniej na bloku przedsudeckim przeważają żyły o przebiegu NW-SE, w części wschodniej natomiast o kierunku NE-SW.

Konkluzja. Budowa geologiczna, ze względu na swą niejednorodność, nie gwarantuje szczelności przyszłego składowiska. Niekorzystna jest również obecność wśród gnejsów dużej ilości innych skał metamorficznych i utworów żyłowych. Dużą trudność może stanowić istnienie na tym terenie turystycznego Parku Krajobrazowego, a także obecność licznych i w znacznym stopniu jeszcze nie zbadanych ponemieckich sztolni pochodzących z okresu drugiej wojny światowej.

Wnioski

Reasumując konkluzje, zamykające omówienia poszczególnych masywów krystalicznych można ogólnie stwierdzić, że:

1. Skały krystaliczne omawianych masywów poprzecinane są licznymi uskokami i gęstym systemem spękań sięgających znacznej głębokości, co w świetle kryteriów stawianych proponowanym składowiskom jest czynnikiem wyraźnie niekorzystnym.

2. Strefom dyslokacyjnym często towarzyszą pakiety mylonitów, kataklazytów i brekcji tektonicznych.

3. Większość granitoidów jest poprzecinana żyłami aplitowymi, pegmatytowymi i kwarcowymi, co w znacznym stopniu zaburza jednorodność skał.

4. Niejednorodność skał gnejsowych wynika z obecności odmian o wyraźnej foliacji i licznych wtrąceń innych skał metamorficznych.

5. W niektórych obszarach granitoidy, nawet na znacznych głębokościach, wykazują oznaki wtórnych przeobrażeń minerałów, co niewątpliwie wpływa na obniżenie jakości i wytrzymałości tych skał.

6. W niektórych masywach istnieją strefy mineralizacji siarczkowej (głównie piryty), rozproszonej w obrębie pewnych odmian granitoidów i żyłach pegmatytowych, a także na powierzchniach niektórych głębokich dyslokacji.

7. Poza warunkami geologicznymi należy zwrócić uwagę na istnienie obszarów objętych ochroną przyrody w ramach Karkonoskiego Parku Narodowego i Sowiogórskiego Parku Krajobrazowego, a także na istnienie w omawianych obszarach uzdrowisk bazujących na wydobyciu leczniczych wód mineralnych.

Biorąc pod uwagę wcześniejsze konkluzje szczegółowe i powyższe uwagi ogólne można przyjąć, że żaden z omawianych masywów krystalicznych, z różnych przyczyn, nie spełnia wymogów stawianych obszarom przeznaczonym pod budowę podziemnych składowisk odpadów promieniotwórczych. W rejonach, których charakterystykę przedstawiono w opracowaniu nie ma bowiem możliwości zagwarantowania szczelności i stabilności takiego „magazynu,” z równoczesnym zachowaniem odpowiednich stref ochronnych, zgodnych z zaleceniami stawianymi takim składowiskom.

Autor pragnie podziękować recenzentowi za krytyczne uwagi, które w znacznym stopniu przyczyniły się do poprawy i większego zrozumienia tekstu artykułu.

Literatura

- ACHRAMOWICZ S. & LORENC M. 1986 — Przypuszczalny związek przebiegu intruzji magmy mieszanej z rozwojem struktur nieciągłych w skałach metamorficznych masywu strzelińskiego (Dolny Śląsk). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 73–108.
- BAŻYŃSKI J., GRANICZNY M., OBERC J. & WILCZYŃSKI M. 1986 — Mapa fotogeologiczna Sudetów 1:200 000. *Wyd. Geol.*
- BEREŚ B. 1969 — Petrografia granitu Strzelina i okolicy. *Arch. Miner.*, 28: 5–105.
- BIAŁEK D. 1995 — Zmiany mikroteksturalne towarzyszące deformacji granodiorytów zawidowskich. *Mat. Konf. Nauk.* j 21–23.06.1995: „Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska”. *Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław, Sekcja Tekt. Pol. Tow. Geol., Państw. Inst. Geol.*: 54–58.
- BORKOWSKA M. 1956 — Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne. *Arch. Miner.*, 19:17–35.
- BORKOWSKA M. 1959 — Granitoidy kudowskie na tle głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. *Arch. Miner.*, 21:229–382.
- BORKOWSKA M. 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, 2: 7–119.
- CLOOS H. 1922 — *Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze*. Berlin.
- CLOOS H. 1923 — *Das Batholithenproblem*. *Fortschritte d. Geol. u. Palaeont.*, H. 1, Berlin.
- CLOOS H. 1925 — *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik)*. I. Spez. Teil. *Das Riesengebirge in Schlesien*. Berlin.
- DUTHOU J.L., COUTURIE J.P., MIERZEJEWSKI M.P. & PIN C. 1991 — Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową rubidowo-strontową na podstawie całych próbek skalnych. *Prz. Geol.*, 39: 75–79.
- GROCHOLSKI W. 1969 — Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na przedgórzu sudeckim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 39: 651–674.
- KRÖNER A., HEGNER E., HAMMER J., HAASE G., BIELECKI K.-H., KRAUSS M. & EIDAM J. 1994 — Geochronology and Nd–Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east–central Europe. *Geol. Rundsch.*, 83: 357–376.
- LORENC M. 1984a — Petrografia ksenolitów w granitoidach strzelińskich. *Geol. Sudet.*, 18: 133–166.
- LORENC M. 1984b — Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich. *Geol. Sudet.*, 19: 75–100.
- LORENC M.W. 1987a — Kordieryt w granitoidach hercyńskich masywów Systemu Centralnego (Estremadura, Hiszpania) i strzelińskiego (Dolny Śląsk) — wstępne studium porównawcze. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 89–106.
- LORENC M.W. 1987b — Struktury koliste wokół hercyńskich masywów granitoidowych (Strzelin, Kłodzko–Złoty Stok, ulowa) interpretacja zdjęcia satelitarnego Landsat. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 107–124.
- LORENC M.W. 1988 — Granitoidy Wzgórz Strzelińskich. *Mat. Sesji Nauk.* 14–15.10.1988: Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzelińskiego. *Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, Przeds. Geol.*, Wrocław: 22–27.
- LORENC M.W. 1991 — Uwagi o genezie intruzji kłodzko-złotostockiej (studium porównawcze na bazie enklaw). *Arch. Miner.*, 47: 79–98.
- LORENC M.W. 1994 — Rola magm zasadowych w ewolucji intruzji granitoidowych (studium porównawcze wybranych masywów hercyńskich). *Geol. Sudet.*, 28: 3–121.
- LORENC M.W. 1996 — Analiza wybranych masywów krystalicznych pod kątem możliwości składowania odpadów promieniotwórczych (niepublikowane).
- LORENC M. & LEWCZUK L. 1981 — On the occurrence of quartz diorites in the northern part of the Strzelin granitoid massif (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre*, 29: 199–209.
- MACIEJEWSKI S. & MORAWSKI T. 1975 — Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. *Kwart. Geol.*, 19: 47–65.
- MAJEROWICZ A. 1972 — Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. *Geol. Sudet.*, 6: 7–96.
- MIERZEJEWSKI M.P. 1973 — Plutonizm karkonoski w aspekcie złożowym. *Biul. Inst. Geol.*, 264: 299–308.
- MIERZEJEWSKI M.P., MAJEROWICZ A. & CZERWIŃSKI J. 1983 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Szklarska Poręba, 1 : 25 000, *Wyd. Geol.*
- MIERZEJEWSKI M.P. & WOJNAR B. 1985 — Problem następstwa wiekowego dwóch ciał granitowych i zmienność temperatury krystalizacji w skale z Janowic Wielkich w Rudawach Janowickich. *Geol. Sudet.*, 21: 231–252.
- MROCKOWSKA B., MROCKOWSKI J. & OSTAFICZUK S. 1983 — Origin of the Cieplice thermal waters — an example of Landsat image analysis in hydrogeology. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 31: 21–25.
- MROCKOWSKI J. & OSTAFICZUK S. 1985 — Konfrontacja zdjęcia satelitarnego z mapą geologiczną Karkonoszy i Gór Izerskich; próba interpretacji tektoniki dysjunktywnej. *Geol. Sudet.*, 20: 121–130.
- OBERC J. 1966 — Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Stud. Geol. Pol.*, 20: 9–163.
- OBERC J. 1972 — Budowa geologiczna Polski, t. 4, *Tektonika*, cz. 2. *Wyd. Geol.*: 307.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1988 — Formy występowania granitoidów Wzgórz Strzelińskich. *Mat. Sesji Nauk.* 14–15.10.1988: Budowa, rozwój i surowce skalne krystaliniku strzelińskiego. *Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, Przeds. Geol.*, Wrocław: 42–51.
- POŻARYSKI W. 1979 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych, 1 : 1 000 000, *Wyd. Geol.*
- PUZIEWICZ J. 1990 — Masyw granitowy Strzegom–Sobótka, aktualny stan badań. *Arch. Miner.*, 45: 135–151.
- SMULIKOWSKI W. 1972 — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, 6: 97–188.
- VAN BREEMEN O., BOWES D.R., AFTALION M. & ŻELAŹNIEWICZ A. 1988 — Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb–Sr and U–Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 3–19.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1976 — Granitoidy kłodzko-złotostockie i ich kontaktowe oddziaływanie na skały osłony (studium petrograficzne). *Geol. Sudet.*, 11: 7–147.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1977 — Skały żyłowe kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego. *Geol. Sudet.*, 12: 7–28.
- WIESER T. 1958 — Petrotektonika zachodniej części masywu intruzyjnego Kłodzko–Złoty Stok. *Kwart. Geol.*, 2: 673–687.
- WOJCIECHOWSKA I. 1975 — Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. *Geol. Sudet.*, 10: 61–121.
- WÓJCIK L. 1972 — Układ spekań w granitach strzelińskich i ich wpływ na właściwości ciosowe lub naruszenie stateczności ociosu w kamieniołomach. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Polit. Wrocław*, 11, Konferencje, 2: 83–92.
- ŻELAŹNIEWICZ A. 1987 — Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 203–348.
- ŻELAŹNIEWICZ A. 1995 — Część przedsudecka bloku sowiogórskiego. *Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wrocław: 85–109.