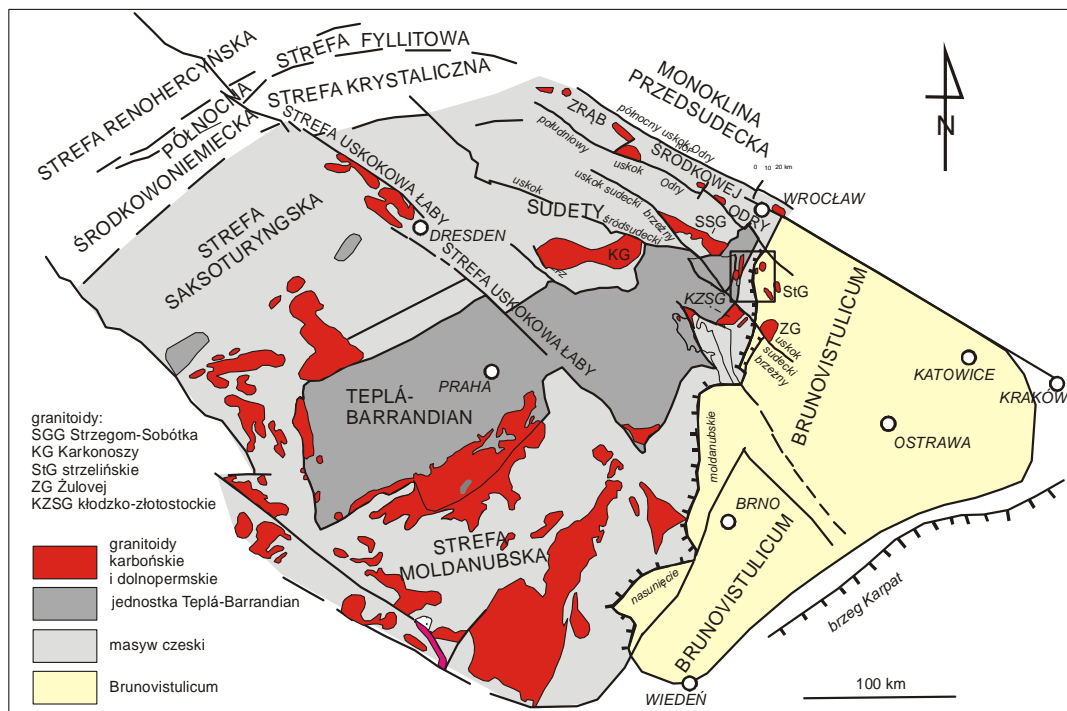


GEOLOGIA GEOPARKU WZGÓRZA NIEMCZAŃSKO-STRZELIŃSKIE

Teresa Oberc-Dziedzic

1. Wstęp

Geopark Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie znajdują się w zasięgu trzech powiatów: dzierzoniowskiego, strzelińskiego i ząbkowickiego i 11 gmin. Granica północna geoparku przebiega na linii Łagiewniki-Strzelin, granicę wschodnią wyznaczają granice gmin Strzelin, Przeworno, Ziębice. Od południa granicę geoparku stanowi granica pomiędzy Obniżeniem Otmuchowskim a Pogórzem Paczkowskim, a granica południowo-zachodnia przebiega wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego, oddzielającego Przedgórze Sudeckie od Sudetów. Granicę zachodnią wyznaczają granice gmin Stoszowice, Piława Górna i Niemcza.



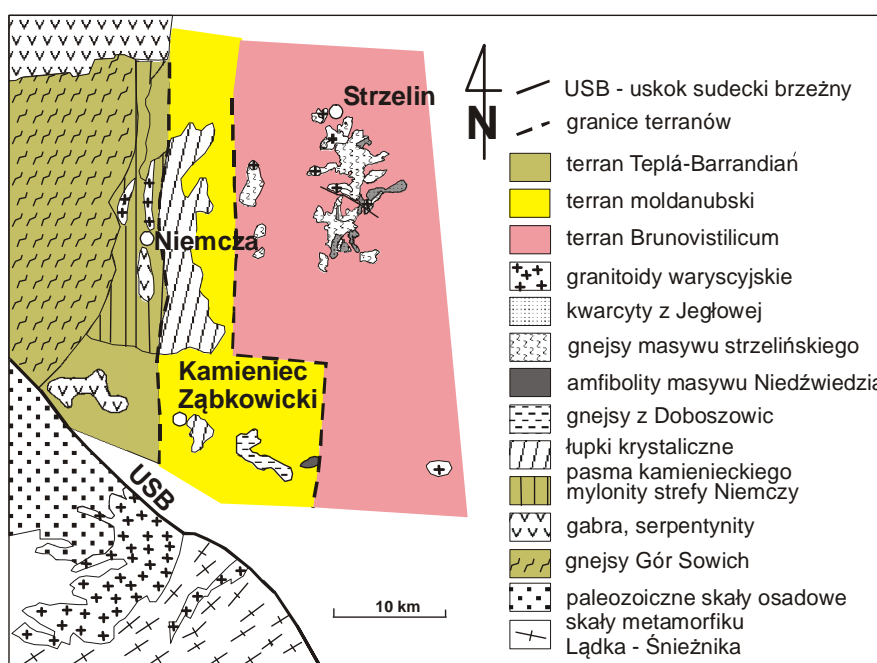
Rys. 1. Szkic geologiczny odkryty przedstawiający masyw czeski i Brunovistulicum. Prostokątem zaznaczono obszar Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie.

Z geologicznego punktu widzenia, obszar Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie położony we wschodniej części bloku przedsudeckiego obejmuje trzy jednostki tektoniczne o przebiegu południkowym. Od wschodu ku zachodowi są to kolejno: masyw Strzelina, pasmo łupkowe Kamieńca Ząbkowickiego (pasmo kamienieckie) i strefa ścinania Niemczy (strefa

Niemczy). Do geoparku należy także fragment masywu Gór Sowich, znajdujący się w granicach gmin Niemcza, Piława i Stoszowice oraz trzy niewielkie wystąpienia skał metamorficznych: metamorfik Doboszowic, masyw Niedźwiedzia i gnejsy z Lipnik położone na wschód od południowej części pasma łupkowego kamienieckiego. Masyw Strzelina jest zaliczany do Sudetów wschodnich, pozostałe jednostki do Sudetów środkowych (Mazur i in. 2006).

Obszar Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie kryje w sobie fragmenty dwóch wielkich bloków skorupy (mikrokontynentów), którymi są Masyw Czeski na zachodzie i Brunovistulicum na wschodzie (Rys. 1). Oba bloki oddzielone są strefą nasunięć moldanubskich, ciągnących się południkowo na przestrzeni około 300 km, od południowych Moraw po okolice Wrocławia. Fragmentem strefy nasunięć moldanubskich na obszarze bloku przedsudeckiego jest nasunięcie Strzelina (Oberc-Dziedzic i in. 2005 oraz cytowania tamże).

Granica między masywem Strzelina i pasmem kamienieckim przebiegająca wzdłuż południka Małej Ślęzy jest granicą między Brunovistulicum, do którego należy masyw Strzelina i terranu moldanubskiego, należącego do Masywu Czeskiego, którego częścią jest pasmo kamienieckie i metamorfik Doboszowic (Mazur i in. 2006; Oberc-Dziedzic i in. 2010). Strefa ścinania Niemczy, położona dalej na zachód od pasma kamienieckiego, oddziela terran moldanubski od masywu gnejsowego Gór Sowich, który prawdopodobnie należy do terranu Tepli-Barrandianu (Rys. 2).



Rys. 2. Jednostki tektoniczne (terrany) na obszarze Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie.

2. Masyw strzeliński

Masyw strzeliński (Rys. 3) obejmuje wystąpienia skał krystalicznych (metamorficznych i magmowych) w obrębie bloku przedsudeckiego, położone na południe i południowo-zachód od Wrocławia, między Strzelinem i Górką Sobocką na północy oraz Ziębicami i Henrykowem na południu. Wschodnią część masywu stanowią wystąpienia skał krystalicznych na obszarze Wzgórz Strzelińskich, między dolinami rzek: Oławy na zachodzie i Krynki na wschodzie oraz w okolicy Przeworna. Zachodnią część masywu tworzą wystąpienia skał krystalicznych na obszarze Wzgórz Lipowych, po dolinę Małej Ślęzy na zachodzie. Wystąpienia skał na obszarze Wzgórz Lipowych i Wzgórz Strzelińskich są oddzielone doliną Oławy i szerokim na około 6 km pasem osadów kenozoicznych. W obrębie masywu strzelińskiego przebiega nasunięcie Strzelina (Oberc-Dziedzic i Madej 2002) oddzielające niżejleżącą jednostkę strukturalną należącą do Brunovistulicum, w której skład wchodzi skały *kompleksu Strzelina*, od wyżejleżącej jednostki należącej do Moldanubicum zbudowanej ze skał *kompleksu Stachowa* (Oberc-Dziedzic i in. 2005). Nasunięcie to powstało podczas orogenezy waryscyjskiej.

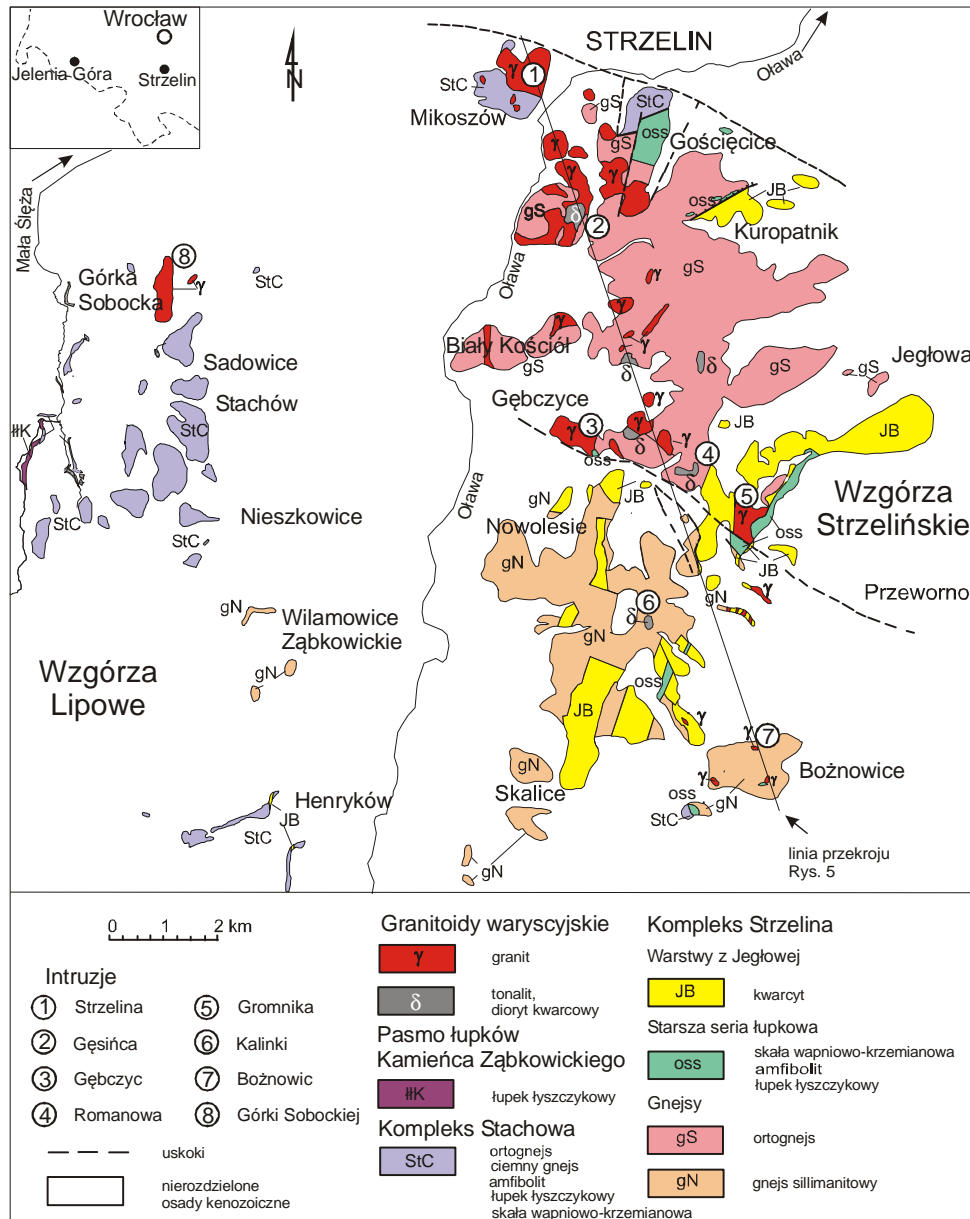
2.1. Litologia kompleksów metamorficznych masywu strzelińskiego

2.1.1. Kompleks Strzelina

Kompleks Strzelina obejmuje proterozoiczne gnejsy oraz starszą i młodszą serię łupkową (Rys. 3, 4). Skały te odsłaniają się na obszarze Wzgórz Strzelińskich. Na obszarze Wzgórz Lipowych gnejsy należące do kompleksu Strzelina odsłaniają się jedynie w okolicy Wilamowic.

Gnejsy

Gnejsy ze Strzelina występujące w północnej części masywu są skałami proterozoicznymi o wieku 600 ± 7 i 568 ± 7 mln lat (Oberc-Dziedzic i in. 2003), jasnoszarymi, drobno i średnioziarnistymi (średnica ziaren 1-5 mm), o teksturze bezkierunkowej, smużystej, laminowanej, pręcikowej. Ich cechą charakterystyczną jest obecność fenoblastów (neutralna nazwa stosowana do oznaczenia większych ziaren w masie głównej skał magmowych i metamorficznych) skaleni potasowego i plagioklazau o średnicy do 1 cm. Oprócz skaleni i kwarcu, tworzącego wydłużone agregaty, gnejsy te zawierają także łuszczyki: biotyt i muskowit. W obrębie gnejsów ze Strzelina występują wkładki amfibolitów.



Rys. 3. Mapa geologiczna masywu strzebińskiego (bez utworów pokrywowych).
Zestawili: T. Oberc-Dziedzic i S. Madej (2002 i pozycje literatury tam cytowane).

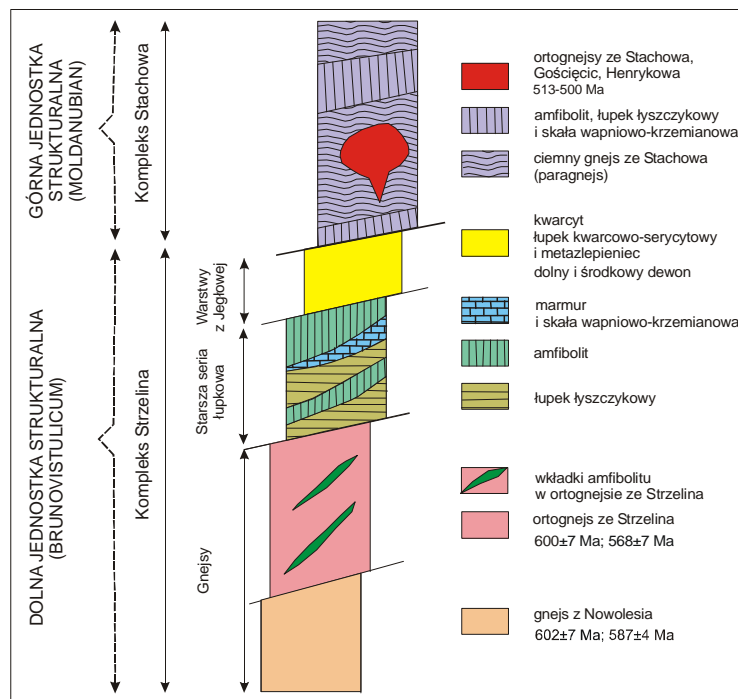
Gnejsy z Nowolesia są rozprzestrzenione w południowej części masywu strzebińskiego. Wiek tych skał wynosi 602 ± 7 , 587 ± 4 mln lat (Klimas 2008; Mazur i in. 2010) i jest podobny do wieku gnejsów ze Strzelina. Gnejsy z Nowolesia są skałami jasnoszarymi, drobnoziarnistymi, o teksturze smużystej, rzadziej warstewkowej. Często są w nich przejawy migmatyzacji (wytapiania minerałów). Charakterystycznym składnikiem gnejsów z Nowolesia są nierównomiernie rozproszone nodule sillimanitowe, o średnicy od kilku mm do 2 cm, których kształt przypomina pestki dyni lub ogórka. Gnejsy z Nowolesia nie zawierają wkładek amfibolitów, natomiast towarzyszą im pegmatyty, które utworzyły się w efekcie zaawansowanej migmatyzacji.

Na obszarze Wzgórz Strześlińskich wyróżnia się także tzw. *gnejsy z Bożnowic i Gromnika* (Rys. 5), które wykazują podobieństwo zarówno do gnejsów ze Strzelina jak i do gnejsów z Nowolesia.

Wiek i cechy geochemiczne gnejsów proterozoicznych odpowiadają gnejsom strefy morawsko-śląskiej w Sudetach Wschodnich, zaliczanej do terranu Brunovistulicum (Ober-Dziedzic i in. 2005).

Starsza seria łupkowa

Starsza seria łupkowa obejmuje *amfibolity* (Szańcowa Góra), *łupki łuszczkowe*, *skały wapieniowo-krzemianowe* (Gębczyce, Gromnik) i *marmury* (Przeworno) (Rys. 3, 4). Skały tej serii występują w obrębie gnejsów ze Strzelina lub ich odpowiedników – gnejsów z Bożnowic. Nie jest wykluczone, że skały starszej serii łupkowej stanowiły pierwotnie osłonę proterozoicznych granitów, z których powstały gnejsy ze Strzelina, jednakże kontakty między obydwoma grupami skał zostały później tektonicznie zmodyfikowane.



Rys. 4. Podział tektoniczny i litologia masywu strześlińskiego (z wyłączeniem granitoidów waryscyjskich (Ober-Dziedzic i in. 2005, zmodyfikowane).

W obrębie gnejsów ze Strzelina występują wkładki amfibolitów i łupków amfibolowo-biotytowych, którym jednakże nie towarzyszą inne ogniwa litologiczne starszej serii łupkowej. Wkładki te prawdopodobnie były pierwotnie żyłami ciemnych skał o składzie

zbliżonym do bazaltu (Szczepański, Oberc-Dziedzic 1998), które przecinały proterozoiczne granity. W wyniku późniejszych przeobrażeń waryscyjskich, proterozoiczne granity przekształciły się w gnejsy ze Strzelina, a ciemne żyły w amfibolity.

Młodsza seria łupkowa

Skały młodszej serii łupkowej, tzw. warstwy z Jegłowej (Oberc 1966) występują jedynie na obszarze Wzgórz Strzelińskich. Skały te są porównywane z dolno- i środkowodewońskimi kwarcytami Wschodnich Sudetów, których wiek jest udokumentowany paleontologicznie. Najbardziej rozpowszechnionym ogniwem warstw z Jegłowej są *łupki kwarcowo-serycytowe i kwarcyty*, w obrębie których, w okolicy Krzywiny, spotykane są poziomy zlepieńców znanych pod nazwą *kwarcytów daktylowych*. W okolicy Kuropatnika w obrębie kwarcytów występują *zlepieńce* z otoczkami granitów i łupków oraz *metaszarogłazy*, którym w rejonie Borowej odpowiadają *łupki tyszczykowo-sillimanitowo-kwarcowe z tytanomagnetytem*.

2.1.2. Kompleks Stachowa

Skały kompleksu Stachowa są rozprzestrzenione głównie na obszarze Wzgórz Lipowych, natomiast na obszarze Wzgórz Strzelińskich tworzą tylko małe wystąpienia. W skład kompleksu Stachowa wchodzi dwie grupy skał. Pierwsza grupa obejmuje skały metaosadowe, do których należą proterozoiczne ciemne gnejsy ze Stachowa wraz z towarzyszącymi im amfibolitami i łupkami biotyto-amfibolowymi oraz skały wapniowo-krzemianowe (Rys. 4). Skały te tworzą wystąpienia w północnej i środkowej części Wzgórz Lipowych oraz w okolicy Strzelina i Bożnowic na obszarze Wzgórz Strzelińskich. Druga grupa skał obejmuje zmetamorfizowane wczesnopaleozoiczne granitoidy – ortognejsy o wieku ~500 mln lat (Oliver i in. 1993; Klimas 2008; Mazur i in. 2010). Do tej grupy należą jasne gnejsy ze Stachowa, występujące w środkowej części Wzgórz Lipowych oraz w okolicy Strzelina i Bożnowic na Wzgórzach Strzelińskich, gnejsy z Henrykowa odsłaniające w południowej części Wzgórz Lipowych oraz gnejsy z Gościęcic, występujące w północnej części Wzgórz Strzelińskich.

Ciemne gnejsy ze Stachowa

Na podstawie zaawansowania procesów migmatyzacji można wyróżnić trzy rodzaje ciemnych gnejsów ze Stachowa: 1. *gnejsy smużyste*, które nie wykazują śladów migmatyzacji; 2. skały częściowo zmigmatyzowane – *gnejsy smużyste, laminowane*; 3. *gnejsy migmatyczne*, silnie

sfałdowane. Wszystkie odmiany ciemnych gnejsów ze Stachowa zawierają kwarc, plagioklaz, skałeń potasowy, biotyt i sillimanit, a także niewielkie ilości muskowitu.

Ciemne gnejsy ze Stachowa wraz z towarzyszącymi im *amfibolitami* i *tupkami amfibolitowymi* stanowiły metamorficzną osłonę ortognejsów o wieku ~500 mln lat.

Ortognejsy

Wszystkie trzy odmiany wczesnopaleozoicznych ortognejsów: jasne gnejsy ze Stachowa, gnejsy z Henrykowa (Madej 1999) i gnejsy z Gościęcic (Oberc-Dziedzic, Madej 2002) są skałami o podobnym składzie mineralnym: kwarc, skałeń potasowy, plagioklaz, biotyt i podrzędnie muskowit. Różnice dotyczą budowy tych skał i stopnia deformacji.

Jasne gnejsy ze Stachowa mają strukturę średnioziarnistą lub drobnoziarnistą, teksturę smużystą lub soczewkową, rzadziej oczkową i warstewkową. Oczka i soczewki przeciętnie osiągają wielkość 1 do 2cm. Odmianą jasnych gnejsów ze Stachowa jest gnejs z granatami o strukturze drobnoziarnistej, soczewkowej, czasem oczkowej.

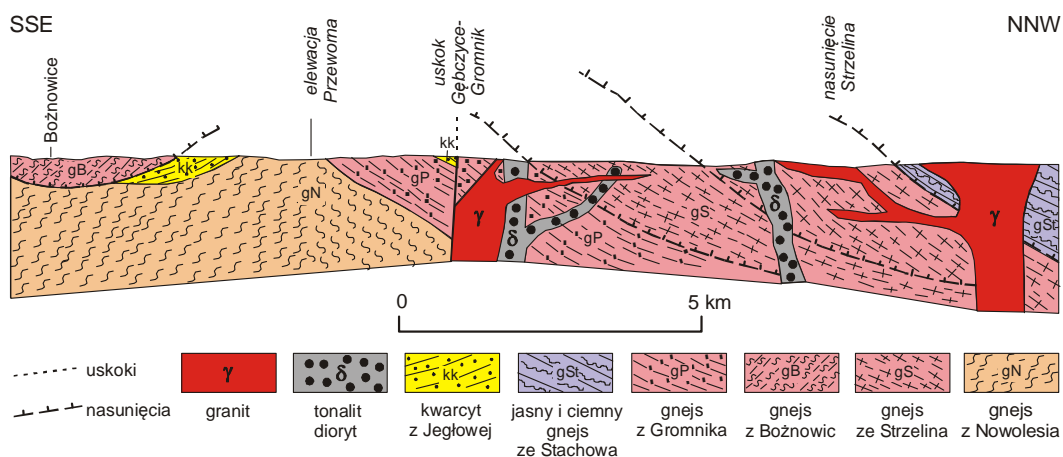
Gnejsy z Henrykowa są skałami niezwykle silnie zdeformowanymi. Przeważają odmiany laminowane z pojedynczymi porfiroklastami skaleni, rzadsze są odmiany oczkowe. Skały te zbudowane są z kwarcu, albitu, chlorytu i muskowitu (Madej 1999).

Gnejsy z Gościęcic są skałami gruboziarnistymi, porfirowatymi. Pierwotne granodioryty, zawierające enklawy skał przypominających ciemne gnejsy ze Stachowa zostały zdeformowane w gnejsy oczkowe o charakterystycznych niebieskawych oczkach mikroklinu oraz w gnejsy warstewkowo-oczkowe i warstewkowe. Stopień deformacji skał wzrasta od północy ku południowi. W miarę wzrostu stopnia deformacji wzrasta również zawartość muskowitu i chlorytu w gnejsach, a maleje ilość biotytu (Oberc-Dziedzic, Madej 2002).

2.2. Deformacja i metamorfizm w masywie strzelińskim

Struktura masywu strzelińskiego uformowała się podczas orogenezy waryscyjskiej (późny dewon-karbon), w trakcie kilku etapów deformacji i przeobrażeń. Najlepiej widoczna foliacja zapada na NNE w północnej części masywu i na SSW w części południowej, natomiast lineacja i osie fałdów zanurzają się odpowiednio ku NE i SSW (Oberc-Dziedzic 1999). W trakcie pierwszego etapu deformacji powstało nasunięcie Strzelina, które jest strukturą o regionalnym zasięgu. Dolna jednostka tego nasunięcia zbudowana jest ze skał kompleksu Strzelina należącego do terranu Brunovistulicum, natomiast górna jednostka obejmuje skały kompleksu Stachowa, należące do terranu moldanubskiego. W obrębie obu tych jednostek

powstały mniejsze struktury tektoniczne o charakterze łusek (Rys. 5, Oberc-Dziedzic, Madej 2002). Powstanie nasunięcia i łusek doprowadziło do pogrubienia skorupy i wzrostu temperatury, dzięki któremu skały zaczęły się topić. Ślady tego procesu, który nosi nazwę migmatyzacji, są widoczne w gnejsach z Nowolesia i w ciemnych gnejsach ze Stachowa. Migmatyzacja odbywała się w czasie drugiej deformacji, w trakcie której skały zostały sfałdowane. Po drugim etapie deformacji nastąpił spadek ciśnienia, co doprowadziło do powstania pegmatytów, będących efektem drugiego, statycznego etapu migmatyzacji. W wyniku podniesienia się w następnym etapie zmigmatyzowanych mas skalnych utworzyła się kopuła. Powstaniu tej kopuły towarzyszyło grawitacyjne ześlizgiwanie się mas skalnych (Szczepański 2001). Śladem tej kopuły jest elewacja Przeworna (Oberc 1966, Rys. 5). Na północ od niej skały zapadają ku północy, a południe od niej ku południowi.



Rys. 5. Schematyczny przekrój geologiczny przez wschodnią część masywu strzelińskiego (Wzgórza Strzelińskie, Rys. 3).

Odmienny przebieg miały przeobrażenia w północnej części Wzgórz Strzelińskich. Odbywały się one w warunkach znacznie niższej temperatury (Oberc-Dziedzic, Szczepański 1995). Granicę między wyżej i niżej zmetamorfizowanymi częściami masywu stanowi uskoki Gębczyce – Gromnik (Rys. 5).

W zdeformowane i zmetamorfizowane skały kompleksu Strzelina i kompleksu Stachowa wtargnęły magmy granitoidowe, które zakrzepły w formie ciał skalnych – intruzji.

2.3. Granitoidy warycyjskie masywu strzelińskiego

Granitoidy warycyjskie masywu strzelińskiego są wyjątkowe w skali Sudetów. Cechuje je bardzo duża zmienność petrograficzna oraz to, że nie tworzą jednego dużego ciała

magmowego, lecz liczne, małe izolowane ciała w formie pni i słabo nachylonych żył o grubości do kilkudziesięciu metrów. Rozmiary tych ciał i ich przybliżone formy zostały odtworzone w oparciu o analizę map geologicznych i rdzeni wiertniczych oraz obserwacje w odsłonięciach (Oberc-Dziedzic 2007).

Waryscyjski plutonizm granitoidowy w krystaliniku strzeleńskim trwał co najmniej 30 milionów lat i miał trzy etapy: *I – tonality I* (starszy) o wieku ~324 mln lat, *II – granodiorytowo/granitowy* o wieku 303-306 mln lat, i *III – tonality II (młodszy) – diorytowy / granitowy* o średnim wieku 283-295 mln lat (Oberc-Dziedzic i in. 2010, 2012, 2013a). Do pierwszego etapu należą tonality nawiercone w okolicy Bożnowic (Rys. 3, (Oberc-Dziedzic i in. 2010). Do drugiego etapu należą granodioryty z Bożnowic (306 ± 3 mln lat, Oberc-Dziedzic i in. 2010) i granity średnioziarniste eksploatowane w kamieniołomach w Strzelinie (303 ± 2 mln lat, Oberc-Dziedzic i in. 2013a). Najobfitszy był III etap magmatyzmu, w obrębie którego można wyróżnić trzy grupy granitoidów. Do pierwszej grupy należą tonality (II) i dioryty, tworzące liczne żyły udokumentowane wierceniami, a także tonality eksploatowane w kamieniołomie w Gęsińcu oraz odsłaniające się na wzgórzu Kalinka koło Dobroszowa (Rys. 3). Ich wiek określono na ~295 mln lat (Oberc-Dziedzic i in. 2010; Oberc-Dziedzic, Kryza 2012). Do drugiej grupy należą biotytowe granity drobnoziarniste, eksploatowane w kamieniołomach w Strzelinie o wieku 283 ± 8 mln lat (Oberc-Dziedzic i in. 2013a). Do trzeciej grupy należą białe granity biotytowo-muskowitowe, tworzące żyły przecinające granity biotytowe i tonality. Wiek tych granitów mieści się w przedziale 283-295 mln lat, wyznaczonym przez wiek przecinanych skał. Granity biotytowo-muskowitowe tworzą także samodzielne, większe ciała magmowe: intruzje Gromnika, Gębczyc i Górki Sobockiej, o prawdopodobnym wieku 295 mln lat.

Tonalit (I etap magmatyzmu) nawiercony w otworze położonym na północ od Bożnowic, tworzy dwa ciała o grubości 0,5 m i 1,5 m otoczone zmigmatyzowanymi gnejsami i granodiorytami (~306 Ma). Kontakty tonalitu ze skałami otaczającymi są nieostre. Tonalit jest ciemnoszarą skałą o strukturze średnioziarnistej (średnica ziaren 1-5 mm), zbudowaną z plagioklazu, amfibolu i biotyty (Oberc-Dziedzic i in. 2010).

Granodioryt (II etap magmatyzmu) ma porfirowatą strukturę i wykazuje równoległe uporządkowanie biotyty. Granodioryt zawiera także kwarc, pertytowy mikroklin, plagioklaz i czasami zieloną hornblendę. Granodioryt ten wykazuje podobieństwo do otaczających go migmatytów (Oberc-Dziedzic i in. 2010).

Średnioziarnisty granit biotytowy (II etap magmatyzmu) jest zbudowany z kwarcu, pertytowego mikroklinu, plagioklazu i biotytu. Średnioziarnisty granit biotytowy zawiera często enklawy gnejsu i tonalitu (Oberc-Dziedzic i in. 2013a).

Tonality (III etap magmatyzmu) są skałami drobno- lub średnioziarnistymi. Tonality średnioziarniste (Gęsiniec) zawierają kwarc, plagioklaz, hornblendę, biotyt, apatyt, tytanit i minerały nieprzezroczyste (Pietranik, Waight 2008; Oberc-Dziedzic, Kryza 2012). Tonality drobnoziarniste (Kalinka) zawierają lokalnie relikty piroksenu i skupienia tytanitowo-plagioklazowo-kwarcowe (Oberc-Dziedzic i in. 2010).

Dioryty kwarcowe (III etap magmatyzmu) są znane z wierceń. Są to skały ciemne, średnio- i drobnoziarniste; często zawierają czarne agregaty hornblendy i biotytu. Dioryty są zbudowane z kwarcu, plagioklazu, hornblendy i biotytu. Niektóre dioryty kwarcowe zawierają relikty piroksenu oraz produkty rozkładu piroksenu i hornblendy.

Tekstury i skład mineralny tonalitów i diorytów kwarcowych wykazują znaczące zmiany w obrębie jednego ciała magmowego (Oberc-Dziedzic 2007).

Drobnoziarnisty granit biotytowy (III etap magmatyzmu) (średnica ziaren poniżej 1 mm) jest zbudowany z kwarcu, plagioklazu, pertytowego mikroklinu, biotytu i chlorytu. Granit ten zawiera ciemne enklawy drobnoziarniste, o wielkości kilku centymetrów (Lorenc 1984; Oberc-Dziedzic i in. 2013a).

Drobnoziarnisty granit biotytowo-muskowitowy (III etap magmatyzmu) tworzący żyły jest zbudowany z kwarcu, mikroklinu, plagioklazu, biotytu i muskowitu oraz z pinitowych pseudomorfoz po kordierycie, w których sporadycznie spotyka się ziarna granatu. Granity biotytowo-muskowitowe, tworzące małe plutony, mają podobny skład nie zawierają jednak pseudomorfoz po kordierycie. Cechą charakterystyczną granitu z Gębczyc są okrągłe skupienia ciemnych minerałów otoczone białymi obwódkami („pawie oczka”)

Tektonika granitu. Granity eksploatowane w kamieniołomach w Strzelinie wykazują słabo widoczne uporządkowanie ziaren mineralnych o kierunku wschód-zachód. Prostopadle do tego uporządkowania układają się spękania o przebiegu północ-południe, zapadające ku zachodowi pod kątem 50-70° (spękania poprzeczne). Na powierzchniach tych spękań występują rysy tektoniczne. Drugi system tworzą pionowe spękania o kierunku wschód-zachód (spękania podłużne, równoległe do uporządkowania ziaren mineralnych). Trzeci system tworzą spękania poziome. Relacje między uporządkowaniem minerałów i spękaniem widoczne w granitach strzelińskich stały się podstawą koncepcji tektoniki granitów, sformułowanej przez profesora Uniwersytetu Wrocławskiego, Hansa Cloosa (1922). Koncepcja ta spotkała się ze światowym odzewem i na stałe weszła do podręczników

tektoniki. Szczegółowe dane na temat tektoniki intruzji strzelińskiej przedstawia praca Oberc-Dziedzic i in. (2013b).

Masyw strzeliński jest unikatową strukturą geologiczną Sudetów. O jego wyjątkowości decydują co najmniej trzy czynniki: 1. występowanie najstarszych skał na Dolnym Śląsku, 2. położenie na styku dwóch wielkich struktur geologicznych: terranu moldanubskiego i Brunovistulicum oraz niezwykle zróżnicowany waryscyjski magmatyzm.

3. Pasma łupkowe Kamieńca Ząbkowickiego (pasmo kamienieckie)

Pasma łupkowe Kamieńca Ząbkowickiego (Rys. 6) jest położone między strefą Niemczy na zachodzie i masywem Strzelina na wschodzie. W obrębie pasma dominują łupki łuszczycowe. Podrzędne wydzielenia tworzą łupki kwarcowo-skaleniowe, amfibolity, łupki kwarcowo-grafitowe i marmury. Zdaniem Meistersa i Fischera (1935) łupki pasma kamienieckiego są odpowiednikami łupków serii strońskiej metamorfiku Łądka-Śnieżnika. Północna część pasma kamienieckiego jest położona bezpośrednio na wschód od strefy Niemczy. Jego południowa część tworzy izolowaną wychodnię w okolicach Kamieńca Ząbkowickiego (Rys. 6).

3.1. Łupki łuszczycowe

Łupki łuszczycowe północnej części pasma kamienieckiego tworzą kilka odmian (Mazur i in. 1995). Wzdłuż kontaktu z mylonitami strefy Niemczy biegnie kilkusetmetrowej szerokości pas łupków łuszczycowych z porfiroblastami albitu. Skały te przeławicają się z łupkami kwarcowo-skaleniowymi i kwarcowo-skaleniowo-łuszczycowymi. Te ostatnie są dominującą odmianą w części pasma kamienieckiego, położonej na północ od Niemczy. W części pasma położonej na południe od Niemczy, obok wymienionych odmian, występują, także łupki łuszczycowe bez skalenia, zawierające granat i lokalnie staurolit. Łupki północnej części pasma kamienieckiego uległy mylonityzacji równoczesnej z mylonityzacją gnejsów sowiogórskich. W zmylonityzowanych łupkach ziarna granatu i staurolitu są silnie spłaszczone i pokruszone. Równocześnie z mylonityzacją tworzyły się nowe minerały: muskowitz, albit i chloryt (Mazur i in. 1995).

Łupki łuszczycowe południowej części pasma kamienieckiego wchodzi w skład dwóch jednostek: zachodniej jednostki Kamieńca zbudowanej z łupków gruboblastycznych i wschodniej jednostki Byczenia zbudowanej z łupków drobnoblastycznych (Rys. 6). Pomiędzy nimi występują łupki strefy przejściowej (Józefiak 2000). W obrębie łupków

wygiętymi smugami wrostków, wśród których spotykany jest dysten, chlorytoid, staurolit, sillimanit i chloryt (Józefiak 2000; Nowak 1998).

Łupki strefy przejściowej zbudowane są z syndeformacyjnego biotyту i muskowitu, które wyznaczają foliację oraz z granatu i staurolitu.

Łupki drobnoblastyczne zbudowane są z kwarcu, albitu i łyszczyków. We wszystkich odmianach łupków występuje podeformacyjny andaluzyt.

Łupki jednostki Kamieńca krystalizowały w warunkach facji amfibolitowej, w temperaturze około 590°C i przy ciśnieniu około 10 kbar. Łupki strefy przejściowej utworzyły się w temperaturze niższej o około 30°C i ciśnieniu około 8 kbar. Łupki jednostki Byczonia powstały w warunkach facji zieleńcowej (Józefiak 2000). Łupki łyszczykowe otaczające soczewki eklogitów krystalizowały w temperaturze 610-630°C i przy ciśnieniu 10-13 kbar (Mazur, Józefiak 1999).

3.2. Wapienie krystaliczne (marmury)

Wapienie krystaliczne odsłaniają się na Górze Wapiennej na zachód od wsi Stolec (Rys. 6). Tworzą one kilkumilimetrowe wtrącenia w łupkach łyszczykowych oraz dwie soczewki, osiągające grubość 1 m. Wapienie krystaliczne są skałami drobnodziarnistymi, o szaroniebieskawych barwach, zbudowanymi z kalcytu. Podrzednie zawierają detrytyczny plagioklaz oraz drobne, okrągławe ziarna kwarcu. Sporadycznie stwierdzono w nich także tremolit i granat (Dziedzicowa 1966).

3.3. Łupki kwarcytowo-grafitowe

Łupki kwarcytowo-grafitowe tworzą kilka horyzontów w obrębie łupków łyszczykowych. Łupki te zbudowane są z warstewek kwarcowych i łyszczykowo-grafitowych. Warstewki kwarcowe nie zawierają skaleni. Łupki kwarcytowo-grafitowe z okolic Piotrówka (północna część pasma) zawierają cienkie wtrącenia łupków grafitowych.

3.4. Skały kwarcowo-skaleniowe

Skały kwarcowo-skaleniowe tworzą kilka odrębnych horyzontów w łupkach łyszczykowych (Dziedzicowa 1966) (Rys. 6). Są to skały barwy szarej, szarawo-żółtej i różowawej, z reguły bardzo drobnodziarniste. Charakteryzują się płytową oddzielnością, dobrze widoczną lineacją i

obecnością licznych fałdów. Pod względem petrograficznym można wyróżnić wśród nich odmiany, w których dominuje mikroklin i odmiany z przeważającym udziałem plagioklaz. Na podstawie cech strukturalnych można wyróżnić odmiany blastoporfirowe i równoziarniste (Dziedzicowa 1966). *Odmiana blastoporfirowa* o bardzo drobnoziarnistym tle skalnym jest odsłonięta w kilku kamieniołomach na Kawiej Górze na południowy wschód od Ruskowic. Cechuje ją niezwykle wysoka zawartość $K_2O = 8,46\%$. Blastoporfirowe odmiany łupków kwarcowo-mikroklinowych, zawierające oprócz mikroklinu także plagioklaz, występują w kamieniołomie na północ od Stolca i w Wojsławicach. *Równoziarniste łupki kwarcowo-skaleniove* cechują się bardziej urozmaiconym składem mineralnym i chemicznym. Wyróżnia się wśród nich łupki kwarcowo-plagioklazowe (Kawia Góra, Wojsławice, Góra Wapienna) i kwarcowo-mikroklinowe, które występują na wzgórzu (385,1 m n.p.m.) na wschód od Stolca, zawierające prawie 6% K_2O . *Wstęgowane łupki kwarcowo-mikroklinowe* występują w pasmie Kobyla Głowa-Ruskowice. Są to skały barwy od szaraworóżowej lub szarawobiałej i niebieskawej do prawie czarnej, o teksturze masywnej i strukturze afanitowej. W łupkach tych występują dwa rodzaje naprzemianległych lamin kwarcowo-mikroklinowych; jedne mają ziarna o wielkości 0,01-0,03 mm, drugie 0,1 mm. W niektórych laminach występuje też grafit. Skały te zawierają 7,22% K_2O . Łupki wstęgowe przeławicają się z łupkami kwarcowo-mikroklinowo-muskowitowymi (biotytowymi). Skład chemiczny skał kwarcowo-skaleniowych wskazuje, że można je uznać za zmetamorfizowane lawy i tufy ryolitowe (dacytowe) (Dziedzicowa 1966).

3.5. Amfibolity

Amfibolity (łupki amfibolitowe) tworzą cienkie, zgodne przeławiczenia wśród łupków łuszczkowych. Łupki amfibolitowe, odsłonięte we wkopie na wschód od Kobylej Głowy, o strukturze heterogranoblastycznej, zbudowane są z zielonoszmaragdowej hornblendy, kalcytu i albitu. Na wschód od Stolca, wśród łupków łuszczkowych występują łupki amfibolitowe o strukturze blastoporfirowej, w których prakryształy skaleni zostały przeobrażone w zoisyt lub granat, otoczone drobnymi ziarenkami albitu. Łupki amfibolitowe, zbudowane z naprzemianległych lamin hornblendowych i kalcytowych występują na wschód od Ruskowic (Dziedzicowa 1966).

3.6. Deformacja skał pasma kamienieckiego

Foliacja w skałach pasma kamienieckiego zapada generalnie ku W lub SW pod niewielkim lub umiarkowanym kątem. Dominująca lineacja mineralna łuszczaków przebiega NE-SW lub ENE-WSW i zanurza się łagodnie ku SW lub WSW.

Skały pasma kamienieckiego przeszły trzy etapy deformacji (Mazur, Józefiak 1999). W pierwszym etapie, który przebiegał w warunkach facji amfibolitowej, skały zostały nasunięte ku wschodowi. Efekty pierwszego etapu deformacji zostały zatarte podczas drugiego etapu przez fałdowanie i ścinanie. Efektem ścinania jest dominująca foliacja i lineacja. Ten etap deformacji odbywał się w warunkach niskiej facji amfibolitowej. Podczas trzeciego etapu deformacji, związanego z wynurzeniem się, zmetamorfizowane skały podlegały ekstensji (rozciąganiu), skierowanej ku WSW do SW warunkach niskiego ciśnienia i wysokiej temperatury. Przedział czasowy, w którym zachodziły wymienione zdarzenia tektoniczne i termiczne jest słabo określony. Zakończenie etapu ekstensyjnego wydaje się równoczesne z lewoskrętnym ścinaniem w strefie Niemczy (Mazur i in. 2006). Schyłkowy etap tego ścinania jest równoczesny z intruzjami granitoidów, których wiek jest określony na około 340 Ma (Pietranik i in. 2013).

4. Metamorfik Doboszowic

Metamorfik Doboszowic jest położony na wschód od Kamieńca Ząbkowickiego (Rys. 2.). Wychodnie łupków kamienieckich i gnejsów metamorfiku Doboszowic tworzą "wyspy" w obrębie utworów kenozoicznych, odległe od siebie o 2,5 km (Rys. 7). Pozycja tektoniczna metamorfiku Doboszowic jest niejasna. Traktowany jest on albo jako część pasma kamienieckiego (Mazur i in. 2006; Żelaźniewicz i in. 2011), albo jako odrębna jednostka (Oberc 1972; Mazur i in. 2010).

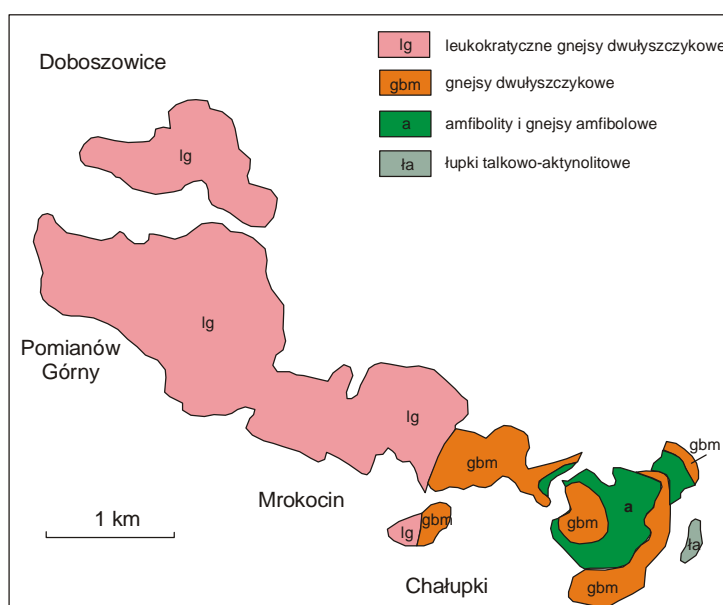
4.1. Gnejsy metamorfiku Doboszowic

Zachodnia i środkowa część metamorfiku Doboszowic jest zbudowana z *leukokratycznych gnejsów dwułuszczkowych*. W skład części wschodniej wchodzi *dwułuszczkowe paragnejsy z wkładkami łupków łuszczkowych, amfibolitów i gnejsów amfibolowych*.

Leukokratyczne gnejsy dwułuszczkowe tworzą odmiany o teksturach: warstewkowej, warstewkowo-oczkowej, oczkowej, pręcikowej i masywnej, przechodzące jedne w drugie.

Tekstury te są ścinane przez lokalnie występujące żyłki kwarcowo-skaleniowe (Puziewicz, Rudolf 1998).

Gnejsy leukokratyczne zbudowane są z kwarcu, skalenia potasowego i plagioklazu. Do podrzędnych składników należą biotyt, muskowit, niekiedy granat. Minerale akcesoryczne są reprezentowane przez cyrkon, apatyt, allanit i ilmenit. Foliacja w gnejsach jest wyznaczona przez wstęgi kwarcowe, warstewki kwarcowo-skaleniowe i skaleniowe oraz pasemka łyszczkowe. Oczka zbudowane są ze skalenia potasowego lub plagioklazu. Większe "oczka" zbudowane są z agregatu skaleniowego (Puziewicz, Rudolf 1998).



Rys. 7. Szkic geologiczny metamorfiku Doboszowice (za Puziewicz, Rudolf 1998 i pracami cytowanymi tamże).

Foliacja w gnejsach leukokratycznych zapada ku SW pod małymi lub średnimi kątami, lineacja zanurza się pod niewielkim kątem ku SW lub jest pozioma. Mikroskopowe wskaźniki ścinania wskazują na przemieszczenia "góra ku NE".

Dwułyszczkowe paragnejsy występujące we wschodniej części metamorfiku Doboszowice składają się z dwóch rodzajów warstewek o grubości od 1 do 30 mm. Warstewki jasne są zbudowane z kwarcu, plagioklazu, skalenia potasowego, nielicznych blaszek muskowitu, i rzadko występującego granatu. W warstewkach ciemnych łyszczki dominują nad składnikami jasnymi. Obecność jasnych i ciemnych warstewek upodabnia paragnejsy do migmatytów. Podobieństwo to wzmacniają soczewki i warstewki zbudowane ze słabo zdeformowanych agregatów kwarcowo-skaleniowych. Foliacja w gnejsach, wyznaczona przez warstwowanie i ułożenie minerałów blaszkowych jest prawie pozioma lub słabo nachylona ku SW i S. W paragnejsach występują dwa rodzaje lineacji mineralnej. Lineację I

zorientowaną E-W wyznaczają agregaty muskowitowe, lineację II o orientacji NE-SW definiuje równoległe uporządkowanie łuszczków i wydłużonych ziaren skaleni. Kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania związane z lineacją E-W wskazują na przemieszczenia "góra ku E" (Puziewicz i in. 1999).

W obrębie dwułuszczkowych paragnejsów występują wkładki *łupków łuszczkowych*, zawierające w różnym stopniu zmieniony granat. Łupki ze świeżym granatem zawierają również relikty dystenu i staurolitu.

4.2. Amfibolity metamorfiku Doboszowic

Amfibolity tworzą wkładki w gnejsach. Grubość wkładek nie przekracza kilku metrów. W odsłonięciach w północnej części wsi Chałupki, amfibolitom towarzyszą gnejsy amfibolowe, zawierające asymetryczne budiny skał wapniowo-krzemianowych o długości do 0,5 m i grubości 10-30 cm (Puziewicz i in. 1999). Amfibolity są zbudowane z amfibolu, epidotu, plagioklastu i podrzędnie z kwarcu i granatu.

4.3. Deformacja i metamorfizm w metamorfiku Doboszowic

Według Mazura i Puziewicza (1995a) skały metamorfiku Doboszowic przeszły trzyetapową deformację. Deformacja D_1 , związana z transportem tektonicznym skierowanym ku E, zaznaczyła się w gnejsach wschodniej części metamorfiku Doboszowic. Struktury tektoniczne powstałe podczas deformacji D_2 wskazujące na ścinanie ku NE występują zarówno w gnejsach leukokratycznych jak i w paragnejsach, podobnie jak lokalnie występujące struktury związane z deformacją D_3 , wskazując na ścinanie o zwrocie "góra ku SW". Deformacja D_1 odbyła się w temperaturze 740-700° i ciśnieniu 10-8 kbar. Deformacja D_2 miała miejsce przy ciśnieniu około 5 kbar i przy stopniowo obniżającej się temperaturze (600-350°) (Puziewicz i in. 1999).

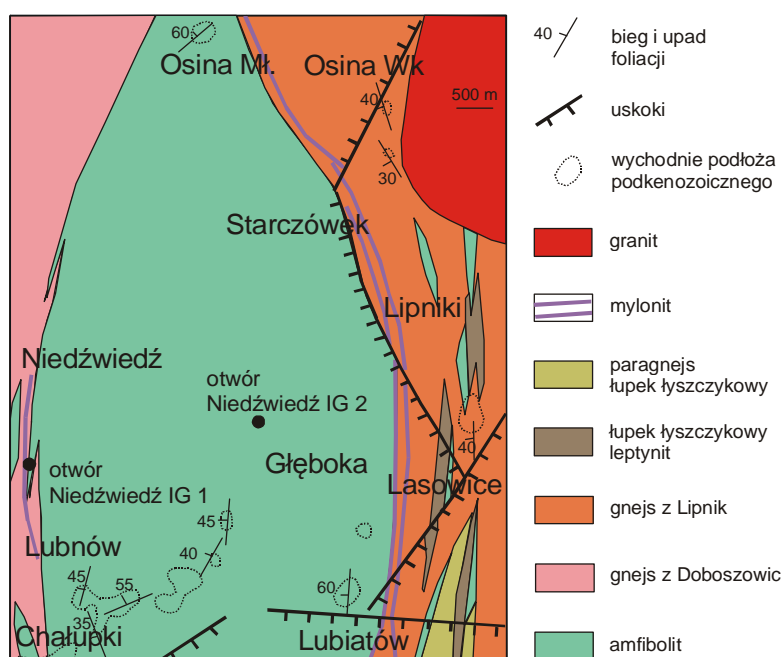
Skały wschodniej części metamorfiku Doboszowic powstały w wyniku metamorfozy osadów pelitowo-szarogłazowych, zawierających wkładki bazaltów i tufów bazaltowych. Na początku deformacji D_1 utwory te uległy pograżeniu i metamorfizmowi w temperaturze 700° i ciśnieniu 8-10 kbar, tj. na głębokości 30-40 km. W zmetamorfizowane osady wschodniej części metamorfiku Doboszowic intrudowały leukokratyczne granity wieku 488 ± 6 Ma (Mazur i in. 2010), z których podczas deformacji D_2 wspólnej dla skał wschodniej i zachodniej części metamorfiku Doboszowic utworzyły się ortognejsy (leukokratyczne gnejsy

dwułyżczykowe). Wiek tych ortognejsów jest podobny do wieku ortognejsów izerskich (zachodnie Sudety), masywu Śnieżnika (Sudety środkowe) oraz jasnych gnejsów ze Stachowa w masywie strzelińskim. Mimo że ortognejsy z Doboszowic i jasne gnejsy ze Stachowa są obecnie położone blisko siebie, należą one prawdopodobnie do różnych jednostek tektonicznych: gnejsy ze Stachowa do masywu strzelińskiego, gdzie są nasunięte na proterozoiczne gnejsy Brunovistulicum, natomiast ortognejsy z Doboszowic kontaktują ze skałami zawierającymi podobny zestaw minerałów jak łupki kamienieckie: granat, staurolit, dysten.

5. Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia

Masyw Niedźwiedzia jest położony na wschód od metamorfiku Doboszowic (Rys. 8).

Mimo że skały masywu odsłaniają się na powierzchni ziemi jedynie w nielicznych punktach, budowa masywu została dobrze poznana dzięki dwóm głębokim wierceniom: Niedźwiedź IG 1 (głębokość 801 m), który usytuowany był w pobliżu zachodniej granicy masywu i wiercenia Niedźwiedź IG 2 (1694 m), położonego w środkowej części masywu (Cymerman i Jerzmański 1987). Z wierceń i badań geofizycznych wynika, że masyw Niedźwiedzia ma kształt wrzeciona, o grubości około 3800 m, nachylonego ku zachodowi pod gnejsy wschodniej części masywu Doboszowic (Cymerman, Jerzmański 1987).



Rys. 8. Szkic geologiczny odkryty masywu Niedźwiedzia wg Cymerman, Jerzmański 1987.

W otworze Niedźwiedź IG 1 do głębokości 257 m występują kilku- do kilkunastometrowe przeławicenia amfibolitów, gnejsów amfibolowych, gnejsów biotytowych i leukognejsów. Na głębokości 257-801 m stwierdzono amfibolity. W otworze Niedźwiedź IG 2 do głębokości 1575 m występują amfibolity, w dolnej części zawierające wkładki skał kwarcowo-skaleniowych. Od głębokości 1575 m do 1638,4 m nawiercono łupki i gnejsy amfibolowe z przejściami do amfibolitów, z cienkimi wkładkami skał kwarcowo-skaleniowych, węglanowych i muskowitzowo-chlorytowych. Od głębokości 1638,4 m do głębokości 1694 m stwierdzono blastomylonityczne skały kwarcowo-skaleniowe i wapienie krystaliczne. Ta strefa mylonitów występuje w spągu soczewy amfibolitów. Według Cymermana i Jerzmańskiego (1987) amfibolity Niedźwiedzia przeszły czteroetapową deformację. Wrzecionowata forma masywu miała powstać podczas drugiego etapu deformacji.

Badania geochemiczne wykazały, że skałami wyjściowymi dla amfibolitów Niedźwiedzia były zasadowe skały magmowe, o chemizmie bazaltów typu N-MORB (Awdankiewicz 2008). Wiek i stanowisko tektoniczne masywu Niedźwiedzia nie są jasne. Nie jest wykluczone, że wiekowo odpowiadają one wczesnopaleozoicznym skałom zasadowym typu MORB wchodzącym w skład pasma Starego Města. Pasma to oddziela skały kopuły orlicko-śnieżnickiej, należące do Moldanubicum, od skał wschodnich Sudetów, należących do Brunovistulicum.

6. Gnejsy z Lipnik

Na wschód od masywu Niedźwiedzia, 3 km na południe od Lipnik w dwóch niewielkich kamieniołomach (Rys. 8) odsłaniają się ortognejsy, w których tkwi pakiet amfibolitów o grubości 30 m i długości 200 m (Mazur i in. 1997). Ortognejsy są skałami średnio lub drobnoziarnistymi, o foliacji wyznaczonej przez blaszki biotyту. Zbudowane są z porfiroklastów skalenia potasowego i plagioklazę, tkwiących w tle skalnym złożonym z kwarcu, skaleni i biotyту.

Zdaniem Mazura i in. (1997) ortognejsy z Lipnik zarejestrowały tylko jedną deformację związaną ze ścinaniem "góra ku SW", w wyniku której powstała foliacja i lineacja. Deformacja zachodziła w warunkach facji zieleńcowej. Cytowani autorzy uważają, że gnejsy z Lipnik są późnotektonicznymi waryscyjskimi granitami, zdeformowanymi podczas ostatniego etapu podatnej deformacji w strefie granicznej Sudetów wschodnich i zachodnich (wg współczesnych poglądów Sudetów środkowych i wschodnich). Według nich przemawia za tym brak objawów starszego metamorfizmu i starszych struktur deformacyjnych oraz

podobieństwo zwrotów ścinania ku WSW w gnejsach z Lipnik do zwrotów ścinania ku SW podczas deformacji D₃ skał wschodniej części bloku przedsudeckiego i strefy Niemczy.

7. Strefa ścinania Niemczy (strefa Niemczy)

Strefa ścinania Niemczy (strefa Niemczy), o przebiegu NNE-SSW, długości 42 km i szerokości 5 km, oddziela masyw gnejsowy Gór Sowich na zachodzie od pasma łupkowego Kamieńca Ząbkowickiego (pasmo kamienieckie) na wschodzie. Od północy strefa Niemczy jest ograniczona przez skały ofiolitu Ślęży, będące częścią ofiolitu sudeckiego, natomiast od południa przez uskoki sudecki brzeżny (Rys. 2, 6, 9).

Według wczesnych poglądów Finckha (1925), Bederkego (1929) i Meistera (1932), podzielanych także przez Dziedzicową (1987) oraz Frankego i Żelaźniewicza (2000), skały strefy Niemczy wywodzą się od szarowak. Później, Scheumann (1937) wyraził pogląd, że skały Niemczy reprezentują zmylonityzowane gnejsy sowiogórskie. Ten pogląd jest podzielany przez Mazura i Puziewicza (1995), którzy na podstawie studiów strukturalnych wykazali, że strefa Niemczy powstała w wyniku lewoskrętnego, podatnego ścinania.

Wzdłuż zachodniej granicy strefy Niemczy można obserwować ciągłe przejścia od niezmylonityzowanych gnejsów sowiogórskich do mylonitów. Wschodnia granica strefy Niemczy jest mniej wyraźna z powodu podobnego wyglądu mylonitów i łupków łuszczkowych pasma kamienieckiego. Mylonity różnią się od łupków odmiennym składem chemicznym plagioklazu, który zawiera więcej wapnia niż plagioklaz z łupków oraz brakiem staurolitu, minerału występującego tylko w łupkach.

Strefa Niemczy jest zbudowana z mylonitów gnejsowych, gdzie niegdzie zawierających soczewki niezmylonityzowanych gnejsów. W obrębie mylonitów występują tektonicznie inkorporowane wkładki amfibolitów i łupków kwarcowo-grafitowych oraz dwa fragmenty ofiolitu sudeckiego: masyw serpentynitowy Szklar i masyw gabrowo-serpentynitowy Braszowic-Brzeźnicy. W mylonity intrudowały dioryty i granodiority, tworzące zgodne, cienkie, płytowe intruzje.

7.1. Mylonity

Mylonity są skałami drobnoziarnistymi, lokalnie laminowanymi, zawierającymi porfiroklasty plagioklazu (An₂₀₋₃₀) i granatu. Kordieryt występuje zarówno w formie porfiroklastów jak i porfiroblastów (Dziedzicowa 1987). Tło skalne zbudowane jest z

kwarcu i plagioklazu (An_{20}), którym towarzyszą syndeformacyjny biotyt i sillimanit w wysokotemperaturowej odmianie mylonitu lub muskowit i chloryt w odmianie niskotemperaturowej (Mazur, Puziewicz 1995). Brak objawów zastępowania między paragenezami wysoko i niskotemperaturowymi sugeruje, że mylonityzacja w różnych częściach strefy Niemczy przebiegała równocześnie w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej (Mazur, Puziewicz 1995).

Foliacja mylonitów jest równoległa do foliacji gnejsów sowiogórskich i granic litologicznych w obrębie strefy Niemczy (Mazur, Puziewicz 1995). Foliacja ma przebieg NNE-SSW. W zachodniej części strefy Niemczy foliacja nachylona jest stromo ku wschodowi. Dalej na wschód, kąt upadu foliacji maleje, a kierunek upadu zmienia się na zachodni przy granicy z pasmem kamienieckim (Mazur, Puziewicz 1995).

Wskaźniki ścinania występujące w mylonitach wskazują na niekoaksjalny charakter deformacji, która doprowadziła do ich powstania i na lewoskrętny zwrot ścinania (Mazur, Puziewicz 1995). Po mylonityzacji miało miejsce ścinanie prawoskrętne, które dokumentują struktury tektoniczne w granodiorycie z Koźmic (Puziewicz 1992; Mazur, Puziewicz 1995).

7.2. Łupki kwarcowo-grafitowe i amfibolity

Łupki kwarcowo-grafitowe tworzą wystąpienia w jarze Piekielnika i w okolicy Brodziszowa. W strefie Niemczy są elementem obcym mylonitom. Przypominają kwarcyty grafitowe pasma kamienieckiego i metamorfiku Łądka-Śnieżnika. Łupki zbudowane są ziaren kwarcu (0,1-0,2 mm), i grafitu (0,05-0,1 mm), który czasem gromadzi się w cienkie soczewki i pasemka. Miejscami zawierają drobne blaszki łuszczyków i sillimanit.

Amfibolity strefy Niemczy (pasmo Wilków Wielki - Sienice) zbudowane są z amfibolu i plagioklazu. Warunki metamorfizmu, któremu były poddane te skały ($>650^{\circ}C$ i ~ 7 kbar; Białek i in. 1994) były zbliżone do warunków metamorfizmu gnejsów sowiogórskich. To podobieństwo może sugerować, że amfibolity pierwotnie tworzyły wkładkę w gnejsach. Jako skały bardziej odporne ocalały podczas mylonityzacji.

7.3. Masyw serpentynitowy Szklar

Masyw serpentynitowy Szklar jest położony w obrębie strefy Niemczy, około 6 km na N od Ząbkowic Śląskich (Rys. 6). W podłożu i otoczeniu masywu Szklar występują gnejsy i mylonity (Niškiewicz 1967; Mazur, Puziewicz 1995). Od zachodu masyw jest ograniczony

strefą dyslokacyjną wyznaczoną na podstawie danych geoelektrycznych i magnetycznych. Granica wschodnia na wykresach anomalii magnetycznych wskazuje na łagodniejsze zapadanie ciała serpentynitowego pod utwory otaczające. Północna granica masywu nie jest wyraźnie zaznaczona w obrazie magnetycznym. Być może, w tym kierunku masyw sięga aż po okolice Przerzeczyna (Niśkiewicz i in. 1995).

Serpentynity ze Szklar są skałami metamorficznymi, wywodzącymi się ze skał ultrazasadowych, perydotytów, w różnym stopniu dotkniętych procesami silifikacji, karbonatyzacji i wietrzenia. Słabo zserpentynizowane perydotyty reprezentowane są przez harzburgity, lherzolity i ortopiroksenity. Skały te zbudowane są z oliwinu i ortopiroksenu, które występują w różnych proporcjach. Minerałom tym towarzyszyć może klinopiroksen, spinel chromowy i magnetyt. Skały ultrazasadowe, w których pozostało do 40-50% pierwotnych minerałów noszą nazwę serpentynitów. Serpentynity ze Szklar tworzą dwie odmiany: serpentynit właściwy o barwie ciemnozielonej, do prawie czarnej i serpentynit barwy oliwkowozielonej, w którym zachowane są relikty oliwinu (Niśkiewicz 1967). W serpentynitach dominuje struktura siatkowa, charakteryzująca się obecnością równoległych mikrożyłek serpentynu (lizardytu i chryzotyłu). Struktury klepsydrowe i płomykowe spotykane są sporadycznie. Miejscami serpentynity są silnie spękane i poprzecinane żyłkami magnezytowymi i krzemionkowymi o miąższości od kilku mm do kilku cm.

W obrębie serpentynitów i w otaczających je gnejsach występują niewielkie enklawy i wkładki amfibolitów (Niśkiewicz 1967). Amfibolity tworzą dwie odmiany teksturalne: amfibolity o teksturze bezładnej i amfibolity laminowane.

W centralnej części masywu Szklar występują niewielkie ciała rodingitów, zbudowanych z grossularu, diopsydu, Mg-chlorytu, klinozoisytu, clintonitu oraz pleonastu (Niśkiewicz i in. 1995). W północnej części masywu, serpentynity przecinają strome, cienkie żyły applitów i pegmatytów o przebiegu od N-S poprzez NW-SE do E-W. Na kontakcie tych żył z serpentynitami często występują wąskie strefy reakcyjne zbudowane z łupków talkowo-antofyllitowych, tremolitowo-chlorytowych i chlorytowych (Dubińska 1981, 1984).

Do grupy applitów należą sacharyty zbudowane niemal wyłącznie z plagioklazów (Niśkiewicz 1967).

W neogenie serpentynity podlegały wietrzeniu chemicznemu. Efekty wietrzenia zależały od rodzaju skał poddanych temu procesowi oraz od gęstości szczelin, którymi krążyły roztwory ułatwiające wietrzenie. Powstała zwietrzelina ma grubość od kilku do ponad 100 m, przeciętnie około 40 m (Niśkiewicz i in. 1995). Zwietrzelina ze Szklar ma charakter in situ, na co wskazują dobrze zachowane struktury skał macierzystych.

W profilu wietrzeniowym w Szklarach wyróżnia się od dołu ku górze:

- strefę rozkładu, w której skały ultrazasadowe są bardzo słabo zmienione, ciemnoszare lub zielonkawe, zwięzłe; zawartość NiO (1%) w tej strefie jest nieco wyższa niż w świeżych skalach ultrazasadowych (0,3-0,4%);
- strefę saprolitową, w której skały ultrazasadowe mają barwę zielonkawo-brązową i czasem są plastyczne; w skalach tych zawartość NiO wynosi 1,0-2,5%;
- strefa ochr; w której skały mają rdzawą barwę, są sypkie i kruche, silnie wzbogacone w żelazo (często ponad 20% Fe_2O_3), a zawartość NiO wynosi ~1,37%.

W Szklarach, spotyka się także żyły, impregnacje i inne formy skupień krzemianów magnezowo-niklowych, określane jako garnieryty. Ich skład zmienia się zależnie od stopnia zwietrzenia skały otaczającej. W garnierytach zawartość NiO wynosi 22,29-32,40% (Niśkiewicz i in. 1995).

W wietrzeniowych rudach niklu występujących w masywie Szklar stwierdzono również platynowce (PGE) i złoto w ilościach przekraczających zawartości klarkowe (Sachanbiński, Łazarienkow 1994).

Masyw Szklar jest znanym od wieków obszarem występowania kamieni szlachetnych: chryzoprazu, opalu i jaspisu. Większe wystąpienia chryzoprazu, najwartościowszego ze spotkanych tu kamieni szlachetnych są bardzo rzadkie.

7.4. Masyw serpentynitowo-gabrowy Braszowic-Brzeźnicy

Serpentynitowo-gabrowy zespół ofiolitowy Braszowic-Brzeźnicy jest położony w południowej części strefy Niemczy (Rys. 6). W skład zespołu wchodzi perydotyty w różnym stopniu zserpentyzowane i gabra.

W części wschodniej masywu Braszowic-Brzeźnicy przeważają słabo zserpentyzowane perydotyty (harzburgity i lherzolity), natomiast wśród ultrabazytów zachodniej części ofiolitu Braszowic przeważają serpentynity antygorytowe o strukturach płomykowej i rozetkowej (Niśkiewicz i in. 1995). W skałach tych występują kilkumetrowe żyły skał gabroidowych i piroksenitowych o przebiegu N-S. Żyły gabroidów zostały miejscami metasomatycznie przeobrażone w rodingity zbudowane z grossularu, diopsydu, klinozoisytu i chlorytu magnezowego.

W obrębie serpentynitów występuje magnezyt (MgCO_3) w formie żył oraz rozproszonej „mineralizacji siatkowej” o znacznie większym zasięgu (Niśkiewicz i in. 1995). Magnezyt jest eksploatowany w odkrywkowej kopalni magnezytu „Konstanty” w Grochowie.

Gabra budują wzgórze Bukowczyk koło Braszowic i południowe zbocza góry Mnich koło Brzeźnicy. Gabra z Braszowic są skałami gruboziarnistymi, rzadziej drobnoziarnistymi, zbudowanymi z niebieskawo-białego plagioklazu, szarozielonkawego diallagu i zielonego amfibolu. W odmianach drobnoziarnistych miejscami występuje piroksen. Lokalnie gabro gruboziarniste przechodzi w gabro pegmatytowe. Gabra są intensywnie strefowo zdeformowane. W kopalni odkrywkowej w Braszowicach można obserwować całą gamę przejść od odmian niezdeformowanych, poprzez odmiany o wyraźnej foliacji, wyglądem przypominające gnejsy, aż do mylonitów o wyglądzie łupków. Deformacji towarzyszyła rekrytalizacja, połączona z powstawaniem nowych minerałów: sodowego plagioklazu, amfibolu i chlorytu. Orientacja foliacji i lineacji w gabrach jest podobna do orientacji tych struktur w mylonitach strefy Niemczy, co świadczy o ich równoczesnej deformacji. Wiek gabr z Braszowic został określony na ~405 milionów lat (Kryza 2010).

7.5. Granitoidy strefy Niemczy

Granitoidy strefy Niemczy (Rys. 6) dzielą się na dwie grupy: 1. *granitoidy średnioziarniste, porfirowate* (typ Kośmina): granodioryty, monzonity kwarcowe, monzodioryty kwarcowe i rzadkie granity. Granitoidy typu Kośmina tworzą w obrębie strefy Niemczy liczne, niewielkie płytowe intruzje, grubości od 1,5 m do około 100 m; 2. *granitoidy drobnoziarniste diorytoidy* (typ Przedborowej): dioryty, syenity, vaugneryty, lokalnie tonality, z rzadkimi enklawami (Dziedzicowa 1963; Puziewicz 1992; Mazur, Puziewicz 1995; Lorenc, Kennan 2007; Pietranik i in. 2013); skały te tworzą kilka ciał przy zachodniej i wschodniej granicy strefy Niemczy. Kontakty między obydwoma odmianami są ostre (Lorenc, Kennan 2007).

Granitoidy średnioziarniste występujące w Kośminie i Koźmicach (Rys. 6) są zbudowane z kwarcu, skaleni i zbliżonej ilości biotyty i hornblendy. Duże ziarna plagioklazu mają jądra o zawartości 40-45% anortytu i obwódki zawierające 26-28% anortytu. Skaleń potasowy tworzy większe ziarna z licznymi wrostkami skaleni oraz występuje w tle skalnym. Hornblenda tworzy pojedyncze ziarna lub agregaty ziaren, w których miejscami zastępuje piroksen (Lorenc, Kennan 2007).

Drobnoziarniste monzodioryty kwarcowe, dioryty kwarcowe i tonality typu Przedborowej zbudowane są głównie z plagioklazu (jądra 57-65% anortytu, obwódki 28-30% anortytu), amfibolu i biotyty, niewielkiej ilości kwarcu, piroksenu i skalenia potasowego (Lorenc, Kennan 2007).

Granitoidy średnioziarniste mają foliację magmową i lineację, zgodne z foliacją i lineacją w sąsiednich skałach metamorficznych (Dziedzicowa 1963). Granodioryt z Koźmic cechuje obecność struktur, które mogą wskazywać na istnienie ciągłej deformacji w warunkach magmowych i po zakrzepnięciu skały. Wskaźniki ścinania wskazują, że umiejscowienie i krystalizacja granitoidów z Koźmic miały miejsce podczas prawoskrętnych ruchów ścinających (Puziewicz 1992). Badania anizotropii podatności magnetycznej (Werner 2002) wskazują, że wszystkie granitoidy strefy Niemczy są syntektoniczne, nawet te, które nie mają makroskopowo widocznej foliacji i lineacji.

W granodiorytach występują liczne enklawy skał metamorficznych ułożone zgodnie z foliacją granodiorytów. Wiele z nich przekształciło się w szliry, cechujące się wysoką koncentracją minerałów ciemnych.

Wiek cyrkonu z granodiorytu z Koźmic, interpretowany jako wiek umiejscowienia magmy, został określony jako $338 \pm 2/3$ Ma (Oliver i in. 1993). Wiek cyrkonów z monzodiorytów wynosi 342 ± 2 Ma (Przedborowa) i 336 ± 2 Ma (Koźmice) (Pietranik i in. 2013).

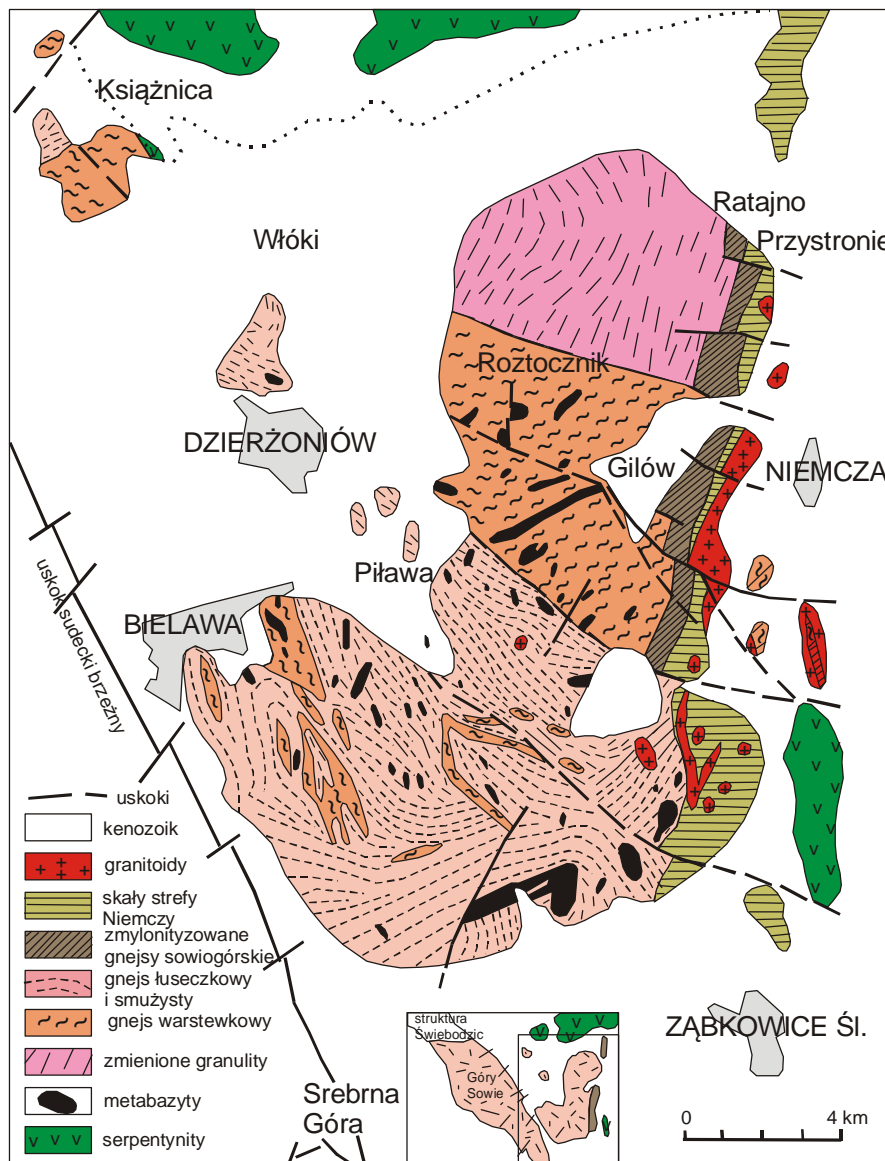
8. Przedsudecka część masywu Gór Sowich

Masyw Gór Sowich, który na mapie geologicznej ma charakterystyczny zarys trójkąta, jest jedną z nielicznych jednostek geologicznych, która należy zarówno do Sudetów jak i do bloku przedsudeckiego. Uskok sudecki brzeżny oddziela część sudecką masywu od części przedsudeckiej. Część sudecka została w neogenie podniesiona o około 400 m, w stosunku do części przesudeckiej. Wcześniej, w mezozoiku i paleogenie, sytuacja była odwrotna: część przedsudecka była podniesiona i ulegała erozji. Wskutek tego, obecnie, mimo że blok przesudecki leży morfologicznie niżej niż Sudety, odsłaniają się na nim skały reprezentujące około 5 km głębszy poziom intersekcyjny w stosunku do części sudeckiej (Żelaźniewicz 1995).

8.1. Gnejsy

Kompleks sowiogórski (Rys. 9) tworzą gnejsy, w różnym stopniu zmiękatyzowane, którym podrzędnie towarzyszą ortognejsy, granulity, ultramafity i amfibolity. W obu częściach masywu Gór Sowich występują te same odmiany teksturalne: gnejsy smużyste i łuseczkowe i rzadziej warstewkowe. Odmiany te różnią się między sobą wielkością ziarna, stopniem koncentracji minerałów jasnych i ciemnych. Najlepszą segregację minerałów wykazuje gnejs

o teksturze warstwowej, nieco gorszą gnejs o teksturze smużystej. Najmniejsze ziarno i słabą koncentrację ływczyków wykazuje gnejs łuseczkowy.



Rys. 9. Szkic geologiczny przedsudeckiej części masywu Gór Sowich (Żelaźniewicz 1995).

Gnejsy sowiogórskie składają się z kwarcu, plagioklazu i biotytu. Rzadszym minerałem jest sillimanit, zazwyczaj wykształcony jako włóknisty fibrolit, który wraz z kwarcem tworzy charakterystyczne nodule. Muskowit i skałen potasowy są rzadsze, a andaluzyt i kordieryt są obecne tylko lokalnie. Akcesorycznie pojawiają się granat, apatyt i dysten.

Gnejsy sowiogórskie części przedsudeckiej wykazują objawy migmatyzacji, rozumianej jako proces realizujący się najczęściej poprzez częściowe topienie. Migmatyty mają grubsze ziarno

niż gnejsy. Najczęstszą teksturą migmatytów sowiogórskich jest tekstura warstewkowa i fałdowa. Migmatyzacja wiązała się z fałdowaniem F_3 .

Efektom daleko posuniętej migmatyzacji była lokalna homofanizacja objawiająca się zatarciem tekstury kierunkowej (smużystość, warstwowanie) oraz powiększeniem rozmiarów ziarna wszystkich minerałów w skale. W gnejsach homofonicznych ziarna kwarcu i skaleni mają zaokrąglone kształty, co sprawia, że skały te, wyglądem przypominające granity, bywają nazywane gnejsami „perlistymi”.

8.2. Amfibolity

Amfibolity tworzą drobne i cienkie soczewki w obrębie gnejsów (Rys. 9). Zbudowane są z hornblendy, plagioklaz (andezyn-labrador) i granatu, a niekiedy także z diopsydu i kwarcu. Wymienione minerały występują w różnych proporcjach. Amfibolity różnią się między sobą również składem chemicznym.

Geneza amfibolitów sowiogórskich nie jest jasna i wymaga szczegółowych badań, dotyczących np. określenia środowiska geotektonicznego materiału wyjściowego amfibolitów, czasu włączenia go w obręb gnejsów oraz historii metamorfizmu. Amfibolity zawierające kwarc i tworzące zgodne przeławicenia w gnejsach reprezentują prawdopodobnie zmetamorfizowane tufy. Często występujące amfibolity hornblendowo-plagioklazowe są produktami przeobrażenia gabr i hiperytów. Skały te cechuje brak dobrze rozwiniętej metamorficznej foliacji i zachowane niekiedy magmowe warstwowanie (Żelaźniewicz 1995). Amfibolity z granatami, z diopsydem lub bez diopsydu, bywają terenowo stowarzyszone z gabrami. Skały te wykazują charakterystykę geochemiczną właściwą dla bazaltów grzbietów oceanicznych (Dziedzicowa 1994). Amfibolity pojawiają się też w zewnętrznej strefie niektórych wystąpień serpentynitów.

8.3. Granulity

Granulity zajmują dość rozległy, ale źle odsłonięty obszar między Sieniawką, Roztocznikiem i Ratajnem (Rys. 9). Pozycja tektoniczna tych granulitów zdaje się być taka sama jak granulitów z sudeckiej części masywu Gór Sowich, z okolic Bystrzycy Górnej i Zagórza.

Granulity są jasnymi skałami o strukturze drobnoziarnistej i smużystej teksturze. Wyjściowy skład mineralny plagioklaz + kwarc + granat + skaleń potasowy + dysten +/- biotyty został zmieniony w wyniku retrogresji, głównie przez zastąpienie granatu i skaleni potasowego

przez biotyt, a dystenu przez sillimanit i muskowitz. Mimo silnej retrogresji zachowały się cechy właściwe granulitom, takie jak obecność wstęgowego kwarcu i wciąż rozpoznawalna granulitowa parageneza z obfitym dystenem oraz skład granatu odmienny od spotykanego w gnejsach sowiogórskich.

Granulity części przedsudeckiej różnią się od granulitów części sudeckiej masywu sowiogórskiego znacznie wyższym stopniem retrogresji, odmiennymi warunkami metamorfizmu (niższa temperatura i ciśnienie) oraz brakiem asocjacji z granulitami o składzie pośrednim i z perydotytami płaszczowego pochodzenia.

8.4. Tektonika

Gnejsy sowiogórskie przeszły 5 epizodów ewolucji tektonometamorficznej D_1 do D_5 . W części przedsudeckiej najlepiej zapisane są wydarzenia D_1 i D_3 , słabiej D_4 (Żelaźniewicz 1995). Główne struktury tektoniczne utworzyły się przez interferencję fałdów D_3 skośnie nałożonych na fałdy D_1 .

Epizod D_1 odbył się w warunkach ciśnienia i temperatury, w których krystalizował granat (almandyn) i dysten, którego wrostki występują w plagioklazie. Powstały wówczas wąskopromienne lub izoklinalne fałdy F_1 , o osiach zorientowanych WNW-ESE, złożona foliacja S_1+S_0 , która jest główną foliacją wszystkich odmian gnejsów kompleksu sowiogórskiego oraz lineacja L_1 : mineralna, intersekcyjna oraz z wydłużania.

Z epizodem D_3 łączy się powstawanie fałdów F_3 , w większości dysharmonijnych, o zmiennej geometrii. Fałdy F_3 mają osie o kierunku NW-SE, nachylone łagodnie ku SE i E i strome powierzchni osiowe zapadające ku S, SW, NE. Wergencja fałdów F_3 jest zmienna, zdaje się przeważać południowa, podobnie jak i w Górach Sowich. Równoległe do powierzchni osiowych fałdów F_3 układają się nodule sillimanitowe.

Deformacja D_4 wiązała się z podnoszeniem kompleksu sowiogórskiego i intensywnymi ruchami ścinającymi wzdłuż obecnego wschodniego brzegu masywu, przylegającego do strefy Niemczy. Deformacja D_4 nałożona była na fałdy F_1 i F_3 , których osie uległy reorientacji do kierunku N-S. Starsza powierzchnia złożonej foliacji S_{1+3} , przebiegająca pod dużym kątem do obecnej krawędzi masywu uległa rotacji i obecnie biegnie NE-SW do ENE-WSW (Żelaźniewicz 1995).

8.5. Wiek i historia metamorfizmu skał masywu Gór Sowich

Wieloletowa historia gnejsów i granulitów, głównych skał masywu sowiogórskiego przebiegała początkowo w odmiennych warunkach, a dopiero w późniejszych etapach wspólnie (Kryza, Fanning 2007). Odmienny był również wiek ich skał wyjściowych (~580 mln lat dla granulitów i ~500 mln lat dla migmatytów i gnejsów), którymi były skały magmowe lub wywodzące się z nich osady. Wiek zaokrąglonych metamorficznych cyrkonów z granulitów 395 mln lat i 380 mln lat, wskazuje, że powstawanie granulitów przebiegało dwuetapowo. Starsza data odpowiada szczytowym warunkom metamorfizmu wysokotemperaturowego (900-1050°C) i wysokociśnieniowego (15-20 kbar). Młodsza data odpowiada etapowi dekompresji, związanemu z przemieszczaniem się granulitów w płytsze strefy skorupy ziemskiej w trakcie lub przy końcu wydarzenia D₁ (Żelaźniewicz 1995). Etap ten odbywał się w warunkach facji amfibolitowej w temperaturze 630-750°C i przy ciśnieniu 4-6 kbar. Obniżenie się temperatury i ciśnienia spowodowało zmiany retrogresywne w granulitach, które upodobniły się do gnejsów smużystych (Żelaźniewicz 1995).

Gnejsy również przeszły wyraźny dwuetapowy metamorfizm. Wiek pierwszego etapu jest słabo udokumentowany na ~395 mln lat (Kryza, Fanning 2007), czyli podobnie jak w granulitach. Etap ten miał miejsce podczas deformacji D₁, w warunkach wysokiej temperatury ~850°C i wysokiego ciśnienia ~10 kbar, jednakże znacznie niższego niż w granulitach (15-20 kbar). Następnie kompleks gnejsowy podobnie jak granulity podlegał dekompresji w warunkach nieco niższej temperatury ~700°C i znacznie niższego ciśnienia 4-6 kbar. W warunkach znacznego spadku ciśnienia, przy ciągle wysokiej temperaturze gnejsy zaczęły się topić i powstały migmatyty. Wiek migmatyzacji określony różnymi metodami na 385-370 mln lat (Kryza, Fanning 2007) odpowiada wiekowi retrogresji w granulitach. Migmatyzacja wiązała się z etapem deformacji D₃, wspólnym dla granulitów i gnejsów (Żelaźniewicz 1995).

Na podstawie danych geochronologicznych i termobarometrycznych Kryza i Fanning (2007) wyliczyli, że tempo podnoszenia się kompleksu sowiogórskiego wynosiło początkowo 1,9 mm/rok (23 mln lat, od 64-21 km głębokości), następnie 0,8 mm/rok (13 mln lat, od 21-10,7 km).

Gwałtowne wynoszenie kompleksu sowiogórskiego spowodowało, że już w górnym dewonie skały kompleksu znalazły się na powierzchni ziemi i zaczęły dostarczać materiał okrucowy do klastycznych osadów dewońskich.

9. Zakończenie

Wschodnia część Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie, do której należy masyw strzeliński, będący częścią Brunovistulicum różni się znacznie od części zachodniej, do której należy pasmo kamienieckie, strefa Niemczy i masyw Gór Sowich, będące częścią Masywu Czeskiego.

Różnice litologiczne i wiek skał metamorficznych: W masywie strzelińskim dominują gnejsy o wieku ~600 mln lat, najstarsze w Sudetach. W pasmie Kamieńca Ząbkowickiego dominują łupki krystaliczne, nieznanego wieku. Zarówno w masywie strzelińskim, jak i w pasmie kamienieckim występują gnejsy o wieku ~500 mln lat, który jest typowy dla gnejsów w sudeckiej części Masywu Czeskiego. Są to odpowiednio jasne gnejsy kompleksu Stachowa i gnejsy metamorfiku Doboszowic. Kompleks Stachowa, którego częścią są jasne gnejsy ze Stachowa jest nasunięty na kompleks Strzelina (Brunovistulicum). Pozycja metamorfiku Doboszowic jest niejasna. Prawdopodobnie jest on nasunięty na łupki pasma kamienieckiego. W obu przypadkach pozycja kompleksów zawierających gnejsy o wieku 500 mln lat, jest allochtoniczna.

Masyw Gór Sowich zbudowany jest gnesów i granulitów, których ewolucja tektonometamorficzna zakończyła się około 370 mln lat temu. Skałami wyjściowymi dla gnejsów i granulitów sowiogórskich były skały magmowe lub osady się z nich wywodzące o wieku odpowiednio ~500 mln lat i ~580 mln lat, czyli takim jak np. gnejsy masywu strzelińskiego i metamorfiku Doboszowic.

W zachodniej części Geoparku nie występują kwarcyty z Jegłowej i skały wapniowo-krzemianowe.

Deformacja i metamorfizm. Skały masywu strzelińskiego wykazują znacznie większy stopień komplikacji tektonicznych niż skały pasma kamienieckiego. W pasmie kamienieckim metamorfizm waryscyjski był średniotemperaturowy i średnio- wysokociśnieniowy, natomiast w masywie strzelińskim był metamorfizmem średnio- i niskociśnieniowym: w południowej części masywu wysokotemperaturowym, aż do warunków anateksis, a w północnej części masywu, średnio- lub niskotemperaturowym. Metamorfizm w masywie sowiogórskim był początkowo wysokociśnieniowy i wysokotemperaturowy, później wysokotemperaturowy i średnio-niskociśnieniowy. Różnice wieku metamorfizmu i warunków ciśnienia i temperatury w porównywanych jednostkach świadczą o ich odmiennej historii, a ich dzisiejsze bliskie sąsiedztwo jest zasługą tektoniki.

Granitoidy. W pasmie kamienieckim granitoidy waryscyjskie nie występują. Granitoidy niemczańskie są znacznie starsze niż z granitoidy strzelińskie i znacznie bardziej od nich ograniczone czasowo (odpowiednio: ~340 mln lat i 324-283 mln lat). Granitoidy niemczańskie są również mniej urozmaicone petrograficznie (granodioryty, sjenodioryty, dioryty kwarcowe) niż granitoidy strzelińskie (dioryty kwarcowe, tonality, granodioryty, granity biotytowe, granity biotytowo-muskowitowe).

Powyższe różnice, a także szereg innych danych nieuwzględnionych w tym opracowaniu, wskazują, że istotnie na terenie Geoparku Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie mamy do czynienia z dwoma fragmentami skorupy o odmiennym rozwoju.

Literatura

- Achramowicz, S., Muszyński, A., Schliestedt, M., 1994. New eclogites in the Sudetes Mts. *Mitteilungen Österreichische Mineralogische Gesellschaft* 139, 15–16.
- Awdankiewicz, H., 2008. Petrologia i geochemia metabazytów masywu Niedźwiedzia na bloku przedsudeckim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 189, 5–56.
- Bederke, E., 1929. Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geologische Rundschau* 20, 186–205.
- Białek, D., Pin, C., Puziewicz, J., 1994. Preliminary data on amphibolites of the northern part of the Niemcza Zone (Sudetes, SW Poland). *Mineralogia Polonica* 25/1, 3–14.
- Cloos, H., 1922. *Die Gebirgsbau Schlesien und die Stellung seiner Bodenschätze*. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Cymerman, Z., Jerzmański, J., 1987. Metamorfik wschodniej części bloku przedsudeckiego w okolicy Niedźwiedzia koło Ziębic. *Kwartalnik Geologiczny* 31, 239–262.
- Dubińska, E., 1981. O wietrzeniu skał chlorytowo-amfibolowych w Szklarach k/Ząbkowic Śl. *Archiwum Mineralogiczne* 37, 73–82.
- Dubińska, E., 1984. Sepiolity i minerały talkopodobne ze Szklar koło Ząbkowic Śląskich (Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne* 39, 53–99.
- Dziedzicowa, H., 1963. "Syenity" strefy Niemczy. *Archiwum Mineralogiczne* 24, 5–126.
- Dziedzicowa, H., 1966. Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. [w:] *Z geologii Ziemi Zachodnich*, red. Oberc, J., Wrocław, 101–128.

- Dziedzicowa, H., 1987. Rozwój strukturalny i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów Gór Sowich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 788, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 10, 221–249.
- Dziedzicowa, H., 1994. LP hornblende granulite facies within the Góry Sowie gneisses of the Fore Sudetic Block. [w:] *Igneous activity and metamorphic evolution of the Sudetes area. Abstracts*, red. Kryza, R., Wrocław, 43.
- Finckh, L., 1925. *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Lauterbach*, Berlin.
- Franke, W., Żelaźniewicz, A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [w:] *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, red. Franke W., Haak, V., Oncken, O. Tanner, D., Geological Society of London Special Publications 179, 63–86.
- Józefiak, D., 2000. Geothermobarometry in staurolite-grade mica schist from the southern part of the Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 175, 223–248.
- Klimas, K., 2008. Geochronologia i petrogenetyczne studium cyrkonów z wybranych skał krystalicznych wschodniej części bloku przedsudeckiego. Uniwersytet Wrocławski Instytut Nauk Geologicznych, Wrocław, 1–194
- Kryza, R., 2010. The Central Sudetic ophiolites: SHRIMP zircon geochronology (preliminary results). *Mineralogia – Special Papers* 37, 89–90.
- Kryza, R., Fanning, C.M., 2007. Devonian deep-crustal metamorphism and exhumation in the Variscan Orogen: evidence from SHRIMP zircon ages from the HT-HP granulites and migmatites of the Góry Sowie (Polish Sudetes). *Geodinamica Acta*, 20/3, 159–175.
- Lorenc, M.W., 1984. Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich. *Geologia Sudetica* 19, 75–97.
- Lorenc, M.W., Kennan, P.S., 2007. Intrusive rocks from the Niemcza zone (Lower Silesia, Poland) in the light of petrologic and Rb-Sr isotope studies. [w:] *Granitoids in Poland*, red. Kozłowski, A., Wiszniewska, J., AM Monograph no. 1, 253–259.
- Madej, S., 1999. Extensional tectonics in the extern part of the Fore-Sudetic Block: evidence from the Henryków gneiss. *Mineralogical Society of Poland - Special Papers* 14, 38–41.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly* 50, 89–118.

- Mazur, S., Józefiak, D., 1999. Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Ząbkowicki, Sudetic foreland, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 69, 1–26.
- Mazur, S., Kröner, A., Szczepański, J., Turniak, K., Hanzl, P., Melichar, R., Rodionov, N.V., Paderin, I., Sergeev, S.A., 2010. Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. *Geological Magazine* 147, 508–526.
- Mazur, S., Puziewicz, J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 64, 23–52.
- Mazur, S., Puziewicz, J., Józefiak, D., 1995. Strefa Niemczy - regionalna strefa ścinania pomiędzy obszarami o odmiennej ewolucji strukturalno-metamorficznej. [w:] Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, red. Cwojdzński, S., Dyjor, S., Staško, S., Żelaźniewicz, A., Wrocław, 221–240.
- Mazur, S., Puziewicz, J., Szczepański, J., 1997. Zdeformowane granity z Lipnik na bloku przedsudeckim: zapis waryscyjskiej ekstensji w strefie granicznej zachodnich i wschodnich Sudetów. *Przegląd Geologiczny* 45, 290–294.
- Meister, E., 1932. Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Gnadenfrei, Berlin.
- Meister, E., Fischer, G., 1935. Geologische Übersichtskarte 1:200 000. Blatt Schweidnitz. Preussische Geologische L-A, Berlin.
- Niškiewicz, J., 1967. Budowa geologiczna masywu Szklar (Dolny Śląsk). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 37, 455–463.
- Niškiewicz, J., Cholewicka-Meysner, D., Dubińska, E., Farbisz, J., Gunia, P., Jamrozik, L., Kubicz, A., Mazur, S., Pająk, M., Sachanbiński, M., 1995. Ofiolity z obrzeżenia bloku sowiogórskiego i towarzysząca im mineralizacja. [w:] Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, red. Cwojdzński S., Dyjor S., Staško S., Żelaźniewicz A., Wrocław, 193–219.
- Nowak, I., 1998. Polyphase exhumation of eclogite-bearing high-pressure mica schists from the Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Geologia Sudetica* 31, 3–31.
- Oberc, J., 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. *Studia Geologica Polonica* 20, 1–187.
- Oberc-Dziedzic, T., 1999. The metamorphic and structural development of gneisses and older schist series in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Mineralogical Society of Poland - Special Papers* 14, 10–21.

- Oberc-Dziedzic, T., 2007. Internal structure of the granite and tonalite intrusions in the Strzelin massif. [w:] *Granitoids in Poland*, red. Kozłowski, A., Wiszniewska, J., AM Monograph no. 1, Warszawa, 217–229.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., 2012. Late stage Variscan magmatism in the Strzelin Massif (SW Poland): SHRIMP zircon ages of tonalite and Bt-Ms granite of the Gęsiniec intrusion. *Geological Quarterly* 56, 225–236.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Białek, J., 2010. Variscan multistage granitoid magmatism in Brunovistulicum: petrological and SHRIMP U/Pb zircon geochronological evidence from the southern part of the Strzelin Massif, SW Poland. *Geological Quarterly* 54, 301–324.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Klimas, K., Fanning, M.C., 2003. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 92, 701–711.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Klimas, K., Fanning, M.C., Madej, S., 2005. Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Geological Quarterly* 49, 363–378.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., Madej, S., 2013a. Variscan granitoid plutonism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the composite Strzelin granite intrusion. *Geological Quarterly* 57, 269–288.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., Madej, S., 2013b. Sequential granite emplacement: a structural study of the late Variscan Strzelin intrusion, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 102, 1289–1304.
- Oberc-Dziedzic, T., Madej, S., 2002. The Variscan overthrust of the Lower Palaeozoic gneiss unit on the Cadomian basement in the Strzelin and Lipowe Hills massifs, Fore-Sudetic Block, SW Poland; is this part of the East-West Sudetes boundary? *Geologia Sudetica* 34, 39–58.
- Oberc-Dziedzic, T., Szczepański, J., 1995. *Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich*. [w:] *Przewodnik LXVI Zjazdu PTG*, red. Cwojdzinski, S., Dyjor, S., Staśko, S., Żelaźniewicz, A., Wrocław, 111–126.
- Oliver, G.J.H., Corfu, F., Krough, T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of Geological Society of London* 150, 355–369.

- Pietranik, A., Waight, T.E., 2008. Processes and sources during late Variscan dioritic-tonalitic magmatism: insights from plagioclase chemistry (Gęsiniec intrusion, NE Bohemian Massif, Poland). *Journal of Petrology* 49, 1619–1645.
- Pietranik, A., Storey, C., Kierczak, J., 2013. The Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at c. 340 Ma. *Geological Quarterly* 57, 325–334.
- Puziewicz, J., 1992. Geneza granodiorytu z Koźmic (strefa Niemczy, Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne* 47, 95–146.
- Puziewicz, J., Rudolf, N., 1998. Petrografia i geneza leukokratycznych gnejsów dwuływczykowych metamorfiku Doboszowic (Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne* 51, 181–212.
- Puziewicz, J., Mazur, S., Papiewska, C., 1999. Petrografia i geneza paragnejsów dwuływczykowych metamorfiku Doboszowic (Dolny Śląsk) i towarzyszących im amfibolitów. *Archiwum Mineralogiczne* 52, 35–70.
- Sachanbiński, M., Łazarienkov, W.G., 1994. Platynowce i złoto w masywie Szklar. *Przegląd Geologiczny* 42, 933–934.
- Scheumann, K.H., 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher Kristallizone. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 49, 216–240.
- Szczepański, J., 2001. Warstwy z Jęglowej – zapis wielofazowej deformacji w strefie kontaktu Sudetów wschodnich i zachodnich (krystalinik Wzgórz Strzelińskich, blok przedsudecki). *Przegląd Geologiczny* 49, 63–71.
- Szczepański, J., Oberc-Dziedzic, T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin Crystalline Massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 173, 23–40.
- Werner, T., 2002. The correlation of magnetic anisotropies (AMS and AARM) with tectonic fabrics of the Niemcza Shear Zone (SW Poland). *Acta Geophysica Polonica* 50, 80–107.
- Żelaźniewicz, A., 1995. Część przedsudecka bloku sowiogórskiego. [w:] *Przewodnik LXVI Zjazdu PTG*, red. Cwojdziański, S., Dyjor, S., Staško, S., Żelaźniewicz, A., Wrocław, 85–109.