

Problem określenia środowiska geotektonicznego granitoidów na przykładzie granitoidów Wzgórz Strzelińskich (blok przedsudecki, SW Polska)

Teresa Oberc-Dziedzic*

Problem of the geotectonic environment definition of granitoids: the Strzelin granitoids as an example (Fore-Sudetic Block, SW Poland)

S u m m a r y: This paper reports results of a tectonic discrimination of the Strzelin granitoids using the methods proposed by Barbarin (1990), Bachelor & Bowden (1985), Maniar & Piccoli (1989), Pearce et al. (1984), Harris et al. (1986) and Agrawal (1995). A good agreement with the geological situation of the Strzelin granitoids was obtained using Agrawal, Pearce et al. and Harris et al. method.

W ostatnich latach powstało wiele prac poświęconych petrogenезie współczesnych, głównie zasadowych skał wulkanicznych. Korelacja składu tych skał i ich środowiska geotektonicznego pozwala na skonstruowanie tektonomagmowych diagramów dyskryminacyjnych, które mogą być użyte do identyfikacji środowisk geotektonicznych starych sekwencji wulkanicznych, w których deformacja i metamorfizm zatarły pierwotny kontekst tektoniczny. Do prawidłowej interpretacji takich sekwencji jest potrzebna znajomość ich wieku oraz szczegółowe zrozumienie współczesnych procesów generacji magmy.

Od dłuższego czasu są również podejmowane próby klasyfikacji granitoidów zgodnie ze środowiskiem geotektonicznym, w które intrudują (grzbiety oceaniczne, łuki wyspowe, środowiska wewnątrzpłytkowe, strefy kolizji). Granitoidy są bowiem najczęstszymi skałami plutonicznymi w górnej skorupie ziemskiej, dobrze znanymi z odsłoneń powierzchniowych. Podobnie jak inne skały magmowe reprezentują one sondy w głębsze poziomy litosfery. W przeciwieństwie do bazaltów granitoidy rzadziej służą jako wskaźniki geotektoniczne. Spowodowane jest to trudnością w zebraniu próbek granitów, których środowisko geotektoniczne byłoby znane, a które mogłyby służyć jako wzorce. Do badań są dostępne zwykle granity, dla których niedwuznaczne dowody środowiska geotektonicznego w czasie intruzji są trudne do uzyskania. Bardziej skomplikowana w porównaniu z bazaltami jest również petrogenезa granitów, która utrudnia interpretację składu chemicznego. Magma granitowa może być wytapiana z różnych rodzajów skał, zaś warunki powstawania pierwszych stopów są znacznie mniej zróżnicowane niż w przypadku skał zasadowych. Czynniki takie jak akumulacja kryształów, redystrybucja i utrata pierwiastków przez przepływ fluidów i krystalizacja minerałów bogatych w pierwiastki śladowe, mają zasadniczo mniejsze znaczenie dla genezy bazaltów, a mogą zaciemniać ważne cechy geochemiczne granitoidów. Granitoidy jednak wykazują o wiele niższy stopień zmian wtórnych niż bazalty, co sprawia, że nie tylko mobilne, lecz także niemobilne pierwiastki mogą być używane w ich dyskryminacji. W niniejszym artykule zostaną omówione różne metody określania środowiska geotektonicznego granitoidów opublikowane w ciągu ostatnich kilkunastu lat i ich stosowanie na przykła-

dzie granitoidów Wzgórz Strzelińskich wraz z podaniem wyniku dyskryminacji. W ostatnim rozdziale na podstawie porównania uzyskanych wniosków zostanie podjęta próba oceny przydatności opisywanych metod.

Do konstrukcji diagramów wykorzystano ogółem 60 analiz chemicznych pierwiastków głównych w tym: 4 analizy z *Katalogu analiz chemicznych* (1962), po jednej analizie z pracy Borkowskiej (1956), Beresia (1969) i Wojnar (1977), a także 53 analizy wykonane do prac autorki. Wśród tych ostatnich, 10 analiz tonalitów i diorytów kwarcowych zawiera także oznaczenia zawartości pierwiastków śladowych.

Granitoidy Wzgórz Strzelińskich

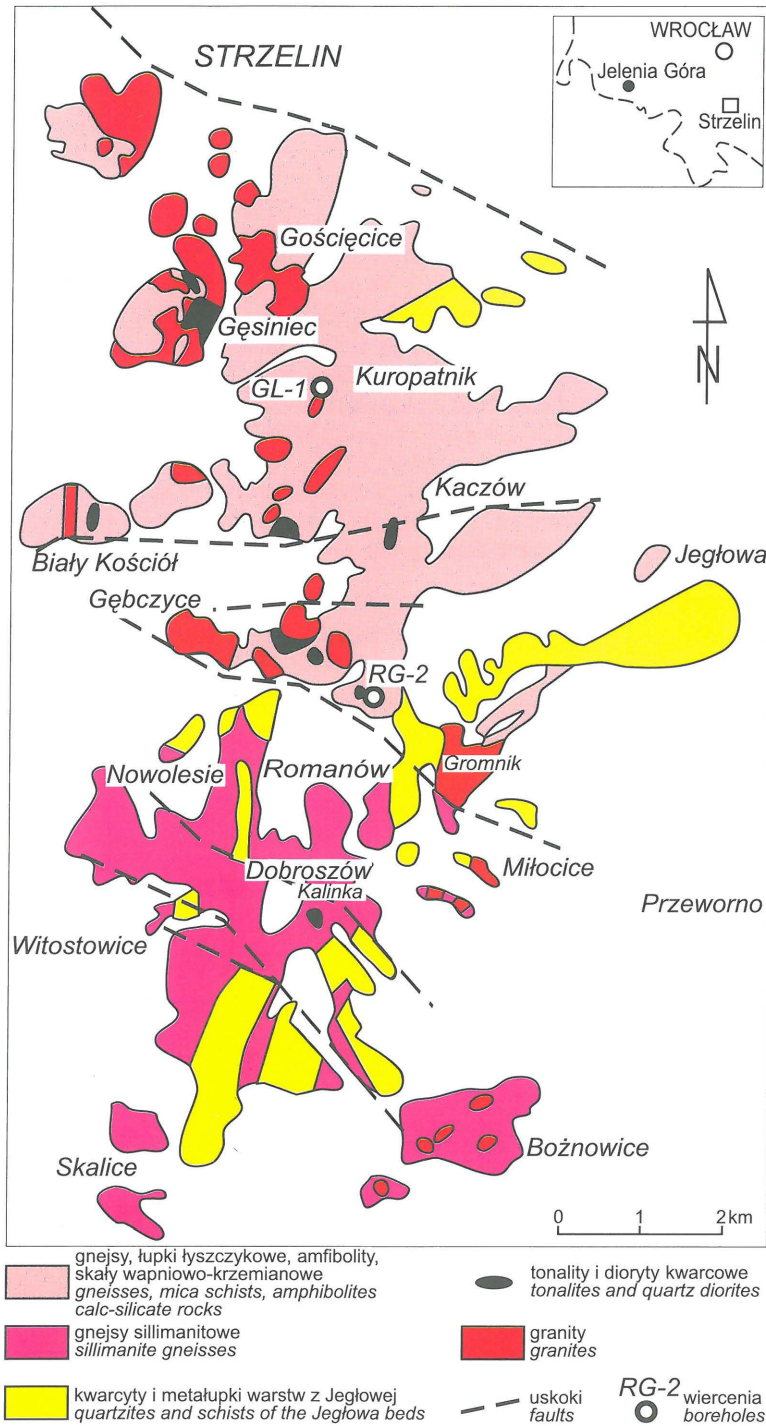
Dla skał plutonicznych krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (ryc. 1), usytuowanego we wschodniej części bloku przedsudeckiego, tradycyjnie jest stosowana nazwa granitoidy. W rzeczywistości część z nich to diorytoidy, reprezentowane głównie przez dioryty kwarcowe. Ze względu jednak na ścisły związek tych skał z bardziej rozprzestrzonymi od nich tonalitami — nazwa granitoidy zostanie utrzymana. Najbardziej znanymi skałami plutonicznymi w krystaliniku Wzgórz Strzelińskich są granity biotytowe drobno i średnioziarniste oraz granity biotytowo-muskowitowe. Granodioryty stanowią zwykle facje granitów albo tonalitów, rzadziej tworzą samodzielne ciała. Ważną cechą tych ostatnich jest widoczne miejscami linijne uporządkowanie minerałów. We wszystkich odmianach granitoidów występują niewielkie ciała pegmatytów, których skład jest zbliżony do składu skały-gospodarza.

Pozycję granitoidów Wzgórz Strzelińskich na diagramie QAP przedstawia ryc. 2, a ich przeciętny skład mineralny można znaleźć w pracy Oberc-Dziedzic i in. (1996). Większość granitoidów ma charakter metaluminowy. Granity biotytowo-muskowitowe są peraluminowe (ryc. 3). Cała sekwencja granitoidów wykazuje wyraźny trend wapniowo-alkaliczny (ryc. 4) (Lorenc, 1994; Oberc-Dziedzic i in., 1996).

Granitoidy tworzą małe intruzje, głównie pnie i płaskie żyły o grubości kilku lub kilkunastu metrów, rzadziej kilkadziesiąt metrów (Oberc-Dziedzic, 1991), wychodnie największych intruzji nie przekraczają 1,5 km². Najbardziej znane intruzje granitów: Strzelina, Białego Kościoła, Gębzyce i Gromnika występują na N od uskoku Gębzyce-Gromnik (ryc. 1). Największym wystąpieniem tonalitów w północnej części krystaliniku jest złożona intruzja Gęsińca. W wierceniach w okolicach Gromnika, Romanowa i Kuropatnika natrafiono na inne ciała tonalitowe i tonalitowo-diorytowe. W południowej części krystaliniku, na S od uskoku Gębzyce-Gromnik, intruzje granitoidów są mniejsze i rzadziej spotykane niż w części północnej. Z wystąpień powierzchniowych znane są tonality Kalinki i cienkie żyły granitów. W wierceniach częściej występują tonality niż granity. Te ostatnie znane są z otworów w okolicach Bożnowic, których nawiercono również granodioryty.

Intruzje granitoidów w obręb metamorficznej osłony (Oberc, 1966; Oberc-Dziedzic, 1995) odbywały się w trzech

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław



Ryc. 1. Mapa geologiczna krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (wg Oberc i in., 1988, uproszczona)

Fig. 1. Geological map of the Wzgórze Strzelińskie crystalline massif (after Oberc et al., 1988, simplified)

lub w czterech etapach (Oberc-Dziedzic, Szczepański, 1995): 1 — diorytowo—tonalitowym, 2 — starszym granitowym (granity biotytowe średnioziarniste i drobnoziarniste), 3 — młodszym granitowym (jasne granity biotytowo-muskowitowe, drobnoziarniste). Nie jest wykluczone, że etap diorytowy był poprzedzony intruzjami granodiorytów.

Granitoidy Wzgórz Strzelińskich są późno- i posttektoniczne. Ich powstanie zostało poprzedzone kilkoma etapami waryscyjskiego metamorfizmu i deformacji skał osłony. Tonality i granity biotytowe krystalizowały podczas zanikającej regionalnej deformacji. Świadczy o tym podobna

orientacja struktur planarnych i liniowych w granitoidach i w skałach osłony oraz jednakowy kierunek przemieszczeń w obrębie stref ścinania w tonalitych i po połączonych powierzchniach foliacji w gnejsach (Puziewicz & Oberc-Dziedzic, 1995). Granity biotytowo-muskowitowe są posttektoniczne. Przemawia za tym ich wyraźny związek z uskokami wieku waryscyjskiego.

Wiek granitoidów został obliczony metodą rubid-stront dla próbek całych skał (Oberc-Dziedzic i in., 1996). Wiek granitów biotytowych wynosi 347 ± 12 Ma, a granitów biotytowo-muskowitowych 330 ± 6 Ma. Oba typy granitów cechuje niski stosunek inicjalny $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ równy odpowiednio $0,7053 \pm 2$ i $0,7053 \pm 8$. Dla tonalitych i diorytów kwarcowych nie uzyskano izochrony. Stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obliczony dla każdej badanej próbki tych skał, przy założonym wieku 350 Ma, waha się od 0,7051 do 0,7071 (tonality) i od 0,7059 do 0,7077 (dioryty kwarcowe).

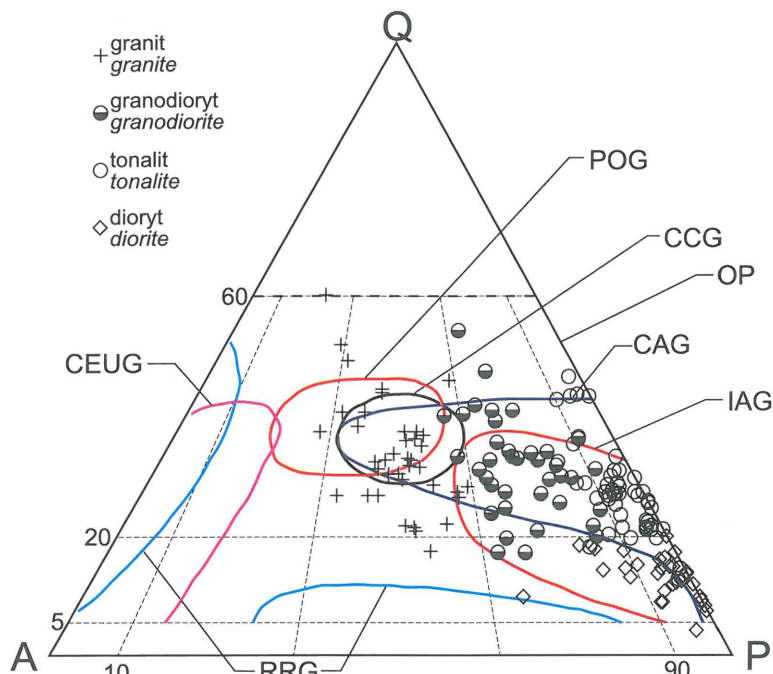
Duży rozrzut wartości stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tonalitych i diorytów może wskazywać, że skały te powstały wskutek niezupełnej homogenizacji mieszaniny komponentu pochodzenia skorupowego ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0,708$) i magmy ze stosunkowo niskim stosunkiem nieradiogenicznych izotopów ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < / = 0,705$). Tezę taką potwierdzają również dowody petrograficzne.

Dane izotopowe Sr sugerują, że granity biotytowe i biotytowo-muskowitowe ewoluowały bezpośrednio z prekursorów o niskim stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bez znaczniejszej kontaminacji materiałem skorupy. Nie mogą być one produktami frakcyjnej krystalizacji magmy diorytowej, ponieważ wówczas powinny mieć wyższy stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ niż dioryty. Niski stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ i dane o izotopach Nd (Pin, inf. ustna) pozwalają sądzić, że materiał źródłowy obu typów granitów strzelińskich miał maficzny charakter (Oberc-Dziedzic i in., 1996).

Odmienne skład mineralny granitów biotytowych i granitów biotytowo-muskowitowych jest związany z odmienną historią krystalizacji, prowadzącą do końcowych peraluminowych produktów (Oberc-Dziedzic i in., 1996). Wniosek ten jest niezgodny z tezą Lorenca (1994), w myśl której granity biotytowo-muskowitowe krystaliniku strzelińskiego powstały przez przetopienie skał skorupy i reprezentują granity typu S.

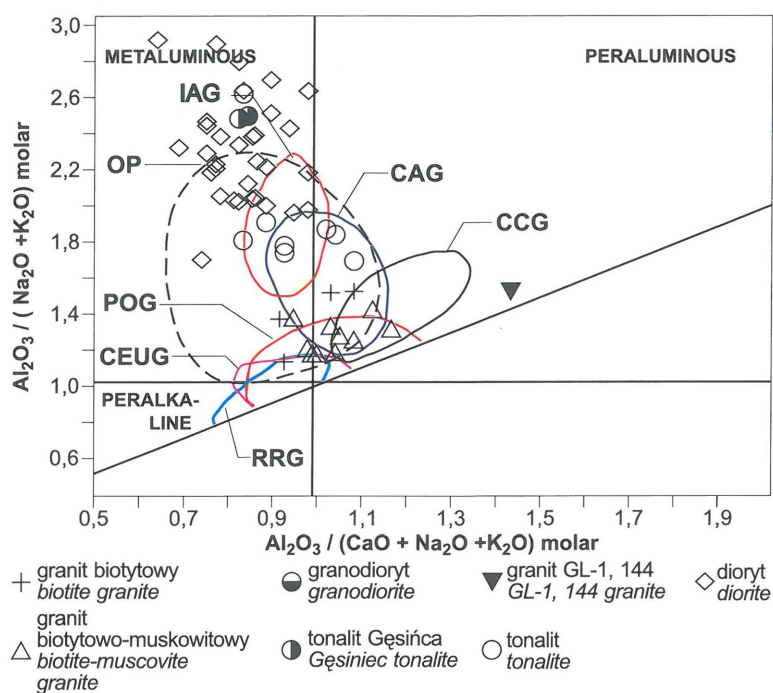
Schematy geotektonicznej klasyfikacji granitoidów na podstawie pierwiastków głównych

Schematy klasyfikacyjne granitoidów są trojakiemu rodzaju. Pierwszy rodzaj klasyfikacji oparty na elementach mierzalnych takich jak skład modalny, paragenezy mineralne, rozmiar ziarn, skład chemiczny skały, cechy morfologiczne cyrkonów ma na celu określenie typu petrograficznego skały. Drugim rodzajem są klasyfikacje genetyczne, które na podstawie wybranych elementów mierzalnych, stosunków izotopowych, enklaw próbują określić pochodzenie materiału źródłowego. Do trzeciego rodzaju należą klasyfikacje geotektoniczne.



Ryc. 2. Granitoidy strzeleńskie w trójkącie QAP, 159 analiz; skróty jak na ryc. 6

Fig. 2. The Strzelin granitoids in triangular QAP, 159 analyses; for abbreviations see Fig. 6.



Ryc. 3. Granitoidy strzeleńskie w klasyfikacji Shanda (1951); IAG — granitoidy łuków wysp, CAG — granitoidy łuków kontynentalnych, CCG — granitoidy kolizji kontynentalnej, POG — granitoidy postorogeniczne, RRG — granitoidy ryftowe, CEUG — granitoidy kontynentalnego podniesienia epejrogenicznego, Op — plagiogranity oceaniczne

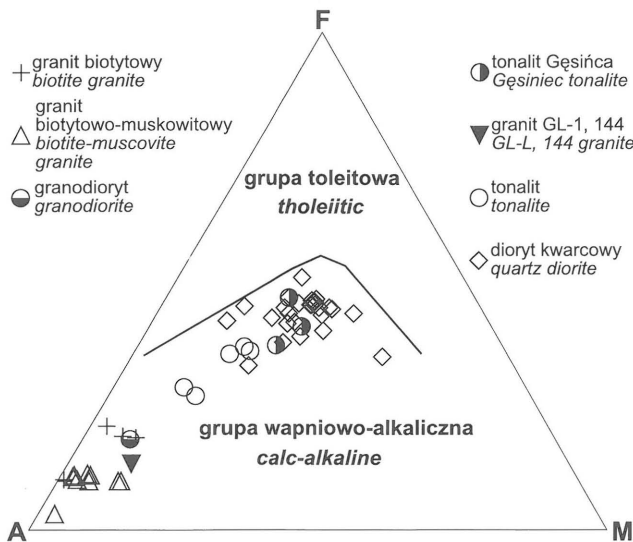
Fig. 3. The Strzelin granitoids in the Shand classification (1951); Abbreviations: IAG — island arc granitoids, CAG — continental arc granitoids, CCG — continental collision granitoids, POG — postorogenic granitoids, RRG — rift-related granitoids, CEUG — continental epeirogenic uplift granitoids, Op — oceanic plagiogranites

Na podstawie porównania klasyfikacji, należących do pierwszych dwóch rodzajów, Barbarin (1990) zaproponował podział granitoidów uwzględniający relacje między typami granitoidów, genezą magmy i środowiskiem geotektonicznym. Wyróżnił on trzy grupy granitoidów, odpowiadające odpowiednio skorupowej, płaszczowej i mieszanej (skorupowej i płaszczowej) genezie magmy. Każda z tych grup została

podzielona na dwa lub trzy typy. Wyraźne cechy petrograficzne, mineralogiczne i chemiczne każdego typu wynikają z różnic genezy i środowiska tektonicznego magm granitoidowych. Zgodnie z tym granitoidy o dobrze zdefiniowanych wyżej wymienionych cechach i wieku mogą dostarczyć informacji o zmianach środowiska tektonicznego w przestrzeni, czasie lub w obu, tj. mogą być użyte jako wskaźniki geotektoniczne. W świetle klasyfikacji Barbarina (1990) tonalite, dioryty kwarcowe i granity biotytowe z krystaliniku Wzgórz Strzeleńskich należą do typu H_{CA} , tj. niskopotasowych, wysokowapniowych granitoidów wapieniowo-alkalicznych, o mieszanej płaszczowo-skorupowej genezie magmy, orogenicznych, powstałych w strefie subdukcji. Ustalenie typu granitów biotytowo-muskowitowych jest niemożliwe ponieważ wykazują one pewne cechy każdego z trzech typów skał peraluminowych.

Klasyfikacje geotektoniczne oparte są na składzie chemicznym skały. Punktem wyjścia przy konstruowaniu diagramów dyskryminacyjnych są banki analiz chemicznych granitoidów ze znanych środowisk geotektonicznych. Dane chemiczne są nanoszone na wykres dwu lub trzech zmiennych. Zmienną może być pojedynczy pierwiastek albo tlenek lub suma dwu albo więcej wymienionych elementów. Większość takich klasyfikacji jest oparta na pierwiastkach głównych, niektóre również na pierwiastkach śladowych.

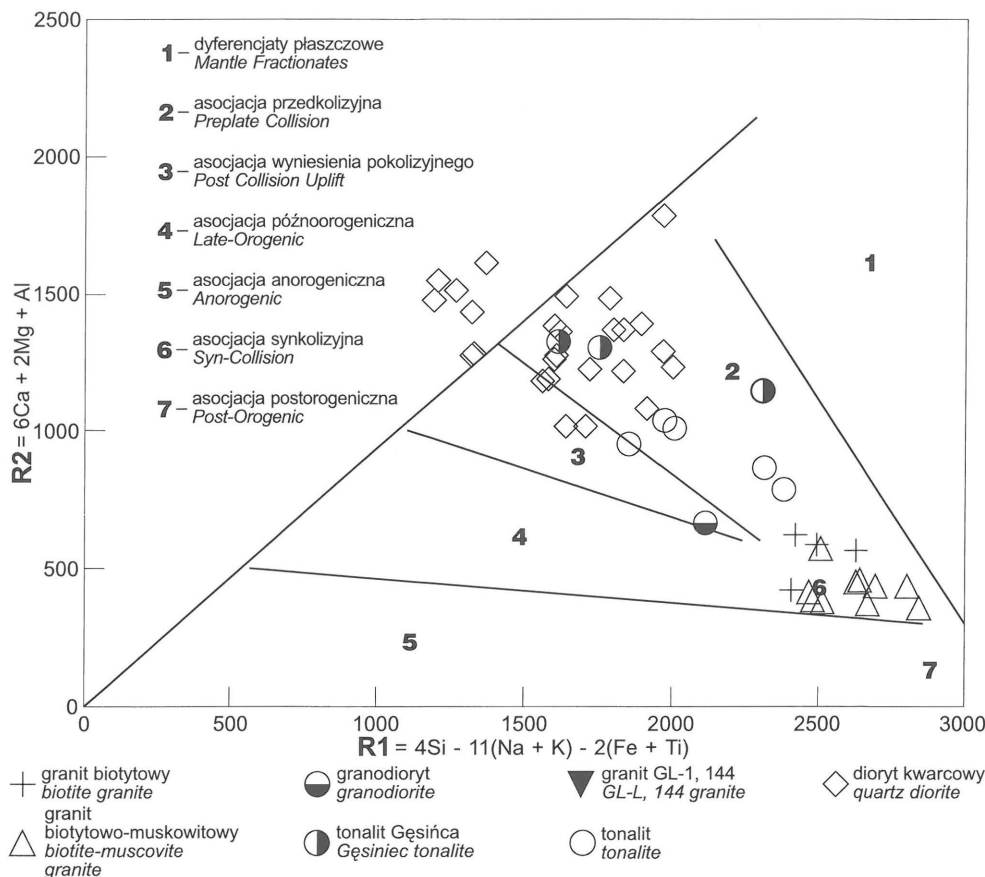
Jednym z najbardziej znanych diagramów, służących do określania środowiska geotektonicznego, jest diagram Batchelora i Bowdena (1985). Jako podstawa do klasyfikacji posłużył autorom multikationowy diagram de la Roche i in. (1980) R1–R2, na który zostały naniesione dane chemiczne uzyskane z granitoidów reprezentujących tektono-magmowe środowiska określone przez Pitchera (1982). Dane te zostały przedstawione jako 6 grup z arbitralnie wyrysowanymi granicami (ryc. 5). Główną cechą tego diagramu jest progresja składu poprzez cykl orogeniczny, zaczynając od asocjacji przedkolizyjnej (grupa 2, reżim subdukcyjny), poprzez asocjację pokolizyjnego wyniesienia (grupa 3) do asocjacji późnoorogenicznej (grupa 4). Progresywne zmiany od grupy 2 do grupy 4 mogą być określone jako trend źródłowy *source trend*. Różnicowanie składu w obrębie każdej grupy prostopadłe do trendu źródłowego zostało określone jako trend serii, który zdaniem autorów odzwierciedla dyferencjację magmy wyjściowej. Grupa 5 reprezentuje postorogeniczny lub anorogeniczny magmatyzm. Synkolizyjna grupa 6 obejmuje granity typu S i granity anatektyczne. W polu tej grupy mogą znaleźć się granity będące końcowymi ogniwami ewolucji zgodnej z trendem serii w obrębie grupy 2–4. Nakładanie takie jest nieuniknione, ponieważ wszystkie granitoidy ewo-



Ryc. 4. Granitoidy strzeleńskie w trójkącie AFM
 Fig. 4. The Strzelin granitoids in triangular AFM diagram

luują w kierunku minimum składu topienia. Trend źródłowy kończy się na grupie 4, ponieważ grupa 5 reprezentuje reżim ekstensyjny w przeciwieństwie do kompresyjnego reżimu grup 2-4.

Na diagramie Batchelora i Bowdena (ryc. 5) dioryty kwarcowe i tonality grupują się w polu 2 — granitoidów przedkolizyjnych, natomiast granity biotytowe i biotytowo-muskowitowe w polu 6 — granitów synkolizyjnych.



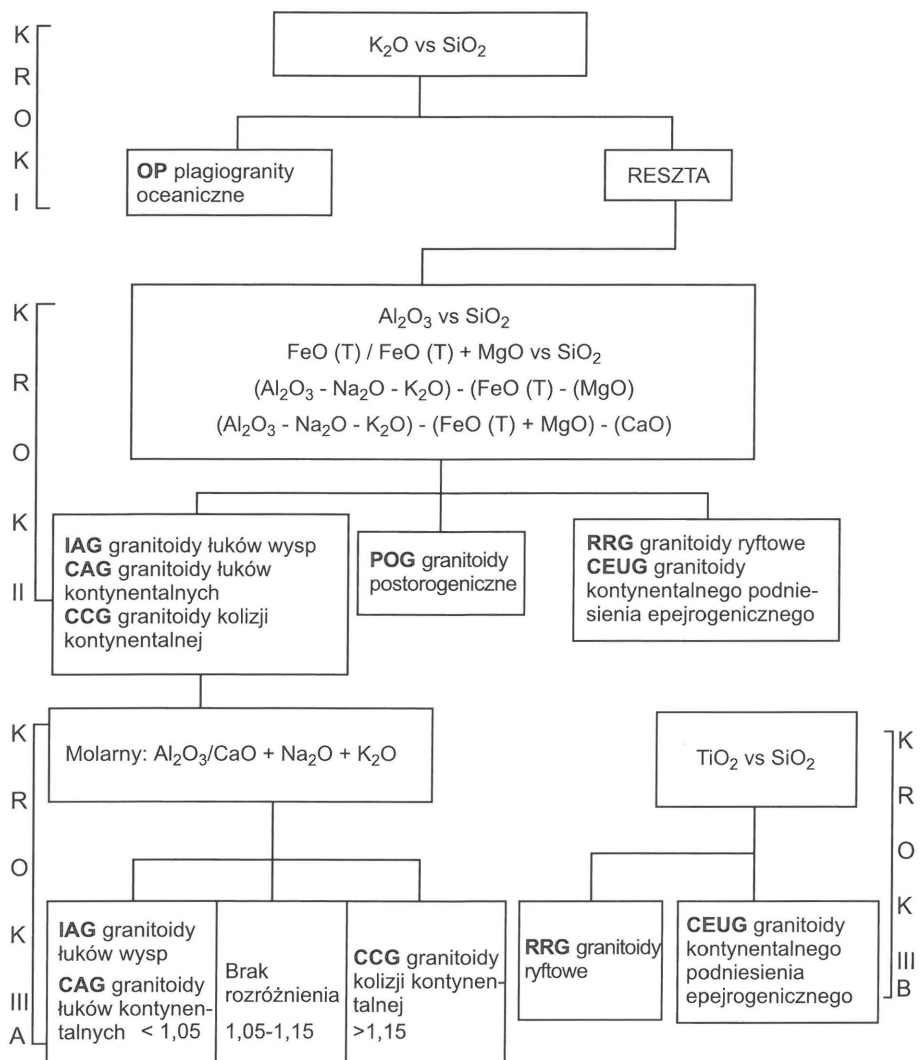
Ryc. 5. Granitoidy Wzgórz Strzeleńskich na multikationowym diagramie R1 - R. Podział wg Batchelora i Bowdena (1985)

Fig. 5. The Strzelin granitoids on the R1 - R2 multicatic diagram. Division after Batchelor and Bowden (1985)

rzut punktów projekcyjnych jest typowy dla trendu serii. Podobny diagram opublikował wcześniej Lorenc (1994). Autor ten zwrócił uwagę na zróżnicowanie granitoidów Wzgórz Strzeleńskich na dwie odrębne grupy: tonalitów i diorytów kwarcowych oraz granitów biotytowych i biotytowo-muskowitowych. Lorenc (1994) uważa, że peraluminowe granity biotytowo-muskowitowe (granity S) wywodzą się z magm synkolizyjnych pochodzenia skorupowego, natomiast tonality i dioryty z magm przedkolizyjnych, dolnoskorupowych lub płaszczowych (magmy I), zmieszanych z magmami anatektycznymi, generowanymi w górnych poziomach skorupy (magmy S). Mieszanie magm S i I zachodziło według Achramowicza i Lorenca (1986) kilkakrotnie dając coraz kwaśniejsze ogniwa granitoidów. Końcowym produktem takiego mieszania są zdaniami cytowanych autorów granity biotytowe, na diagramie R1-R2 mieszające się w polu magm synkolizyjnych. Wyniki badań izotopowych (Oberc-Dziedzic i in., 1996) wykluczają możliwość uznania granitów za produkty dyferencjacji magmy diorytowej, jak by wynikało ze schematu Batchelora i Bowdena (1985). Potwierdzają one słusność poglądu Lorenca (1994), że magma tonality-diorytowa jest produktem mieszania się magm o kontrastowym składzie, natomiast w odróżnieniu od zdania tego autora wskazują na wspólne źródło magmy granitów biotytowych i biotytowo-muskowitowych.

Obszerny schemat identyfikacji środowisk geotektonicznych oparty na pierwiastkach głównych zaproponowali Maniar i Piccoli (1989). Zdefiniowali oni granitoidy siedmiu środowisk geotektonicznych: 1) IAG — granitoidy łuków wyspowych, 2) CAG — granitoidy łuków kontynentalnych, 3) CCG — granitoidy kolizji kontynentalnych, 4) POG — granitoidy postorogeniczne, 5) RRG — granitoidy ryftowe, 6) CEUG — granitoidy epejrogenicznego podniesienia kontynentalnego, 7) OP — oceaniczne plagiogranity i podali ich charakterystykę petrograficzną i chemiczną.

Pod uwagę brane były skały zawierające więcej niż 60% SiO₂. Schemat przez nich przedstawiony (ryc. 6) obejmuje szereg następujących po sobie kroków, w których za pomocą serii diagramów dokonuje się identyfikacji kolejnych środowisk. Następstwo kroków musi być ściśle przestrzegane, ponieważ dane które posłużyły do identyfikacji jakiegoś środowiska, nie są brane pod uwagę w dyskryminacji dalszych środowisk. Na każdym diagramie zaznaczona jest linia dyskryminacyjna i obszerne pole granitów postorogenicznych, które



Ryc. 6. Schemat tektonicznej dyskryminacji granitoidów zaproponowany przez Maniara & Piccoliego (1989)

Fig. 6. Tectonic discrimination scheme by Maniara & Piccoli (1989). For abbreviations see fig. 3

nakłada się na pola innych środowisk.

Pozycję granitoidów Wzgórz Strzebińskich na diagramach Maniara i Piccoli, w obrębie kroku I i II przedstawia ryc. 7a-e. Ryc. 7f pokazuje, że zawartość TiO_2 w granitoidach strzebińskich jest o rząd wielkości wyższa niż w granitach RRG i CEUG. Wszystkie punkty projekcyjne na ryc. 7a-e mieszczą się w polu IAG + CAG + CCG. Dyskryminacja między tymi środowiskami jest przedstawiona na diagramie Shanda (1951) (ryc. 3; krok III), na którym zaznaczono pola granitoidów, ze wszystkich wyróżnionych przez autorów środowisk. Te same pola zostały również zaznaczone przez autorów na diagramie QAP (ryc. 2). Na obu diagramach poszczególne pola zachodzą na siebie. Tonality i dioryty kwarcowe (ryc. 2 i 3) skupione są w polu IAG — granitoidów łuków wyspowych i CAG — granitoidów łuków kontynentalnych, granity natomiast mieszczą się w polu CCG — granitoidów kolizyjnych i POG — granitoidów postorogenicznych.

Schematy klasyfikacji geochemicznej granitoidów na podstawie pierwiastków śladowych

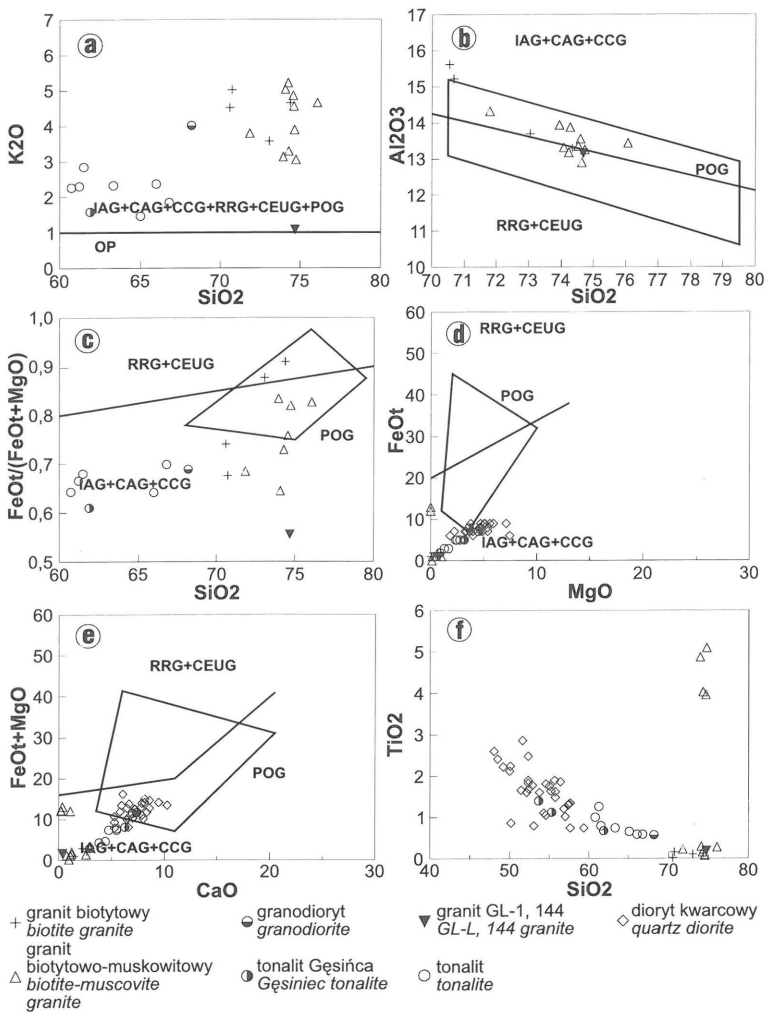
Mineralogia i geochemia pierwiastków głównych są jasno określone, natomiast wiele pierwiastków śladowych

jest niewidzialnych w tym sensie, że nie tworzą one własnych minerałów. Zachowanie się pierwiastków śladowych zależy od ich zróżnicowanej zdolności do podstawień w głównych minerałach krystalizujących z magmy. Z tego powodu są w mniejszym stopniu niż pierwiastki główne przywiązane do specyficznych typów skał, określonych przez modalną mineralogię. Mimo że pierwiastki śladowe nie służą do definiowania typów skał magmowych, są one użyteczne, jak wykazali Pearce i in. (1984), do identyfikowania środowiska geotektonicznego i wyciągnięcia wniosków o skałach źródłowych. Pearce i in. (1984) wydzielili granity grzbietów oceanicznych (ORG), granity łuków wulkanicznych (VAG), granity wewnątrzpłytkowe (WPG) i granity kolizyjne (COLG). Na podstawie kryteriów tektonicznych granity grzbietów oceanicznych (ORG) mogą być z kolei podzielone na granity związane i nie związane ze strefami subdukcji, natomiast na podstawie chemizmu towarzyszących im bazaltów na normalne, anormalne i nadsubdukcyjne. Granity łuków wulkanicznych (VAG) dzielą się na granity intraoceaniczne i intrakontynentalne na podstawie kryteriów tektonicznych oraz na toleitytowe, wapniowo-alkaliczne i shoszonitowe na podstawie cech geochemicznych. Granity wewnątrzpłytkowe (WPG) zostały podzielone na intraoceaniczne,

intrakontynentalne i granity osłabionej skorupy kontynentalnej. Granity kolizyjne (COLG) dzielą się na granity związane z typem kolizji kontynent-kontynent, łuk-kontynent i łuk-łuk oraz na synkolizyjne i postkolizyjne zgodnie z czasem umiejscowienia.

Pearce i in. (1984) używając diagramów normalizowanych do hipotetycznych granitoidów grzbietów oceanicznych wykazali, że wydzielone przez nich grupy granitoidów wykazują wyraźną charakterystykę pierwiastków śladowych. Dyskryminacja ORG, VAG, WPG i syn-COLG jest najbardziej efektywna na diagramach Y-Nb, Yb-Ta, Y+Yb do Rb i Yb+Ta do Rb. Granice dyskryminacyjne chociaż wykreślone empirycznie, mogą być zdaniem tych autorów potwierdzone przez modelowanie geochemiczne. Główny problem tektonicznej klasyfikacji stanowią według Pearcea i in. (1984) granitoidy postkolizyjne, ponieważ ich charakterystyka zależy od grubości i składu litosfery zaangażowanej w wydarzenie kolizyjne i od precyzyjnego czasu trwania i położenia magmatyzmu.

Autorka nie dysponuje własnymi analizami zawartości pierwiastków śladowych w granitach, a jedynie kilkoma takimi analizami tonalitów i diorytów. Analizy chemiczne obejmujące pierwiastki śladowe w granitoidach strzebińskich nie zostały także dotąd opublikowane przez innych



Ryc. 7. Granitoidy strzelińskie na diagramach dyskryminacyjnych Maniara & Piccoli (1989)

Fig. 7. The Strzelin granitoids on the Maniara & Piccoli (1989) discrimination diagrams

autorów. Na diagramie Pearce'a i in. (1984) Y-Nb (ryc. 8a) punkty projekcyjne analiz grupują się w pobliżu granicy pola granitoidów wewnątrzpłytowych (WPG) i granitoidów łuków wulkanicznych (VAG) i kolizyjnych (syn-COLG). Na diagramie Y+Nb do Rb, który pozwala na oddzielenie VAG od syn-COLG (ryc. 8b) analizowane próbki skupione są w pobliżu granicy WPG i VAG.

Harris i in. (1986) podjęli próbę charakterystyki czterech grup intruzji kwaśnych i obojętnych skał magmowych ze stref kolizji kontynent-kontynent. Do grupy I należą przedkolizyjne intruzje magm o chemizmie wapniowo-alkalicznym (VAG), powstałych z materiału płaszczowego, zmodyfikowanego przez materiał subdukowany. Obejmują one sekwencję od gabra do granitu biotytowego, w której dominującymi typami skał są dioryty, tonality i granodiority. Geochemia, mineralogia i relacje polowe intruzji tej grupy są podobne do intruzji z aktywnych brzegów kontynentów i dlatego przypuszcza się, że ich geneza jest związana z łukami wulkanicznymi. Do grupy II należą synorogeniczne intruzje peraluminowych leukogranitów o cechach granitów S. Intruzje grupy III są późno bądź postkolizyjne. Skały tych intruzji wykazują podobną charakterystykę geochemiczną jak granitoidy grupy I. Od tych ostatnich różnią się wyższym

stosunkiem SiO_2 do Rb/Zr , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Zr , Ta/Hf i Ta/Zr . Magma granitoidów grupy III jest typu mieszane, płaszczowo-skorupowego. Dominującym typem skalnym w grupie III są biotytowo-hornblendowe tonality i granodiority. Do IV grupy należą postkolizyjne intruzje skał o chemizmie alkalicznym, powstałe z magm pochodzenia płaszczowego.

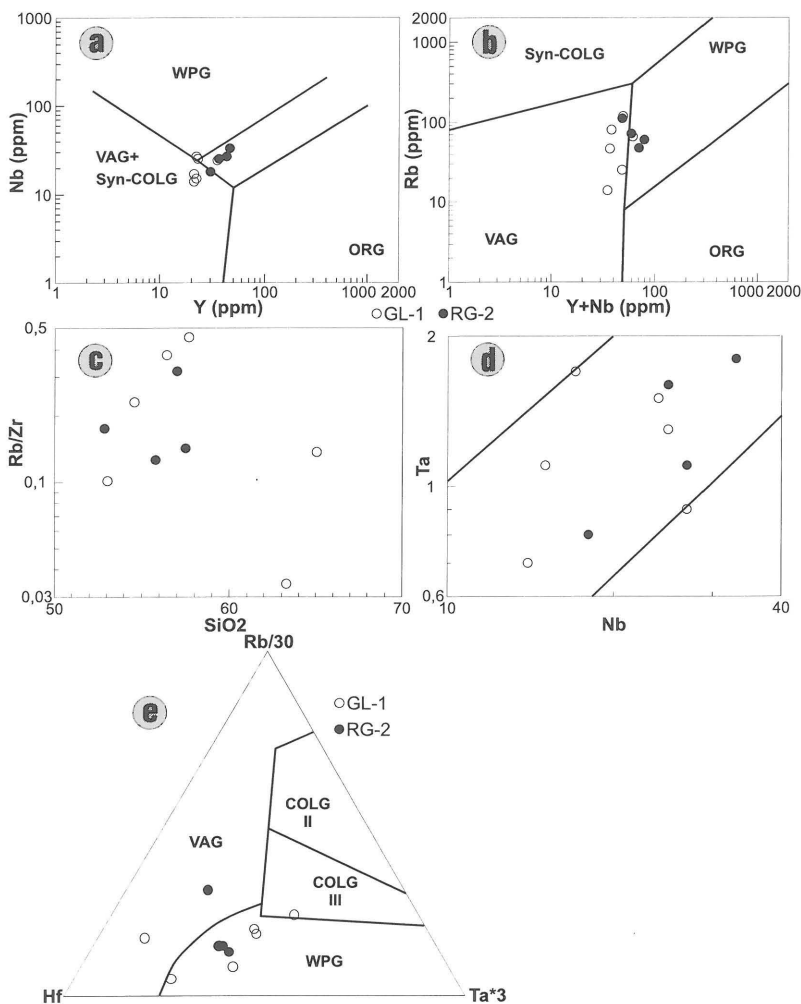
Granitoidy Wzgórz Strzelińskich wykazują trend wapniowo-alkaliczny (ryc. 4), charakterystyczny dla granitoidów grupy I lub III. Niski stosunek SiO_2 do Rb/Zr (ryc. 8c), który cechuje tonality i dioryty kwarcowe mógłby wskazywać na ich przynależność do grupy I. Jednakże stosunki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rb/Zr , Ta/Hf i Ta/Zr są wyraźnie wyższe niż w granitoidach grupy I i wskazują raczej na przynależność badanych skał do grupy III, tj. do granitoidów kolizyjnych. Dość wysoki stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wskazuje na mieszną skorupowo-płaszczową genezę magmy. Na diagramach (ryc. 8d) i Rb-Hf-Ta (ryc. 8e), które umożliwiają odróżnienie granitoidów łuków wyspowych (VAG) od granitów wewnątrzpłytowych (WPG) i kolizyjnych (grupa II i III, Harris i in. 1986) punkty projekcyjne tonality i diorytów kwarcowych mieszczą się głównie w polach WPG, a nieliczne również w polu VAG.

Według Pearce i in. (1984) lokowanie się punktów projekcyjnych granitoidów w polach VAG lub WPG jest typowe dla granitoidów postkolizyjnych (intruzje grupy III w terminologii Harris i in., 1986), o mieszanej skorupowo-płaszczowej genezie magmy. Takimi granitoidami są, jak wspomniano wyżej, granitoidy Wzgórz Strzelińskich. Stop skorupowy magmy postkolizyjnej może powstawać wskutek termicznej relaksacji w dolnej skorupie, a stop płaszczowy przez adiabatyczną dekompresję w górnym płaszczu lub wskutek pokolizyjnej subdukcji. Geochemiczna charakterystyka płaszczowego składnika magmy postkolizyjnej zależy od geometrii strefy kolizji (Pearce i in., 1984; Harris i in., 1986). Jeśli pogrubienie skorupy następuje ponad subdukcją litosferą oceaniczną, wtedy powstanie magmy charakterystycznej dla łuku wulkanicznego. Jeśli natomiast pogrubienie skorupy miało miejsce w obrębie kontynentalnej skorupy nasuniętej litosferą, wówczas magma płaszczowa będzie miała charakterystykę wewnątrzpłytową. Taką charakterystykę wykazują tonality i dioryty Wzgórz Strzelińskich.

W świetle dyskryminacji opartej na pierwiastkach śladowych tonality i dioryty kwarcowe Wzgórz Strzelińskich można zaliczyć do granitoidów postkolizyjnych w ujęciu Pearce'a i in. (1984) i do grupy III w ujęciu Harris i in., (1986). Brak punktów projekcyjnych tych skał w polu granitoidów grupy III na diagramie Rb-Hf-Ta (ryc. 8e) jest prawdopodobnie związany z akumulacją minerałów ferromagnezowych obserwowaną w tych skałach, która może prowadzić do przesunięcia punktów projekcyjnych w kierunku WPG, natomiast akumulacja minerałów jasnych prowadzi do przesunięcia punktów projekcyjnych z pola WPG do VAG (Pearce i in., 1984).

Metody geotektonicznej klasyfikacji granitoidów

Dotychczas przedstawione klasyfikacje oparte tylko na składzie chemicznym granitoidów czy to w zakresie pier-



Ryc. 8. Tonality i dioryty kwarcowe z wierceń GL-1 i RG-2 na diagramach dyskryminacyjnych a — Y-Nb, b — Y+Nb do Rb, c — SiO₂ do Rb/Zr, d — Nb-Ta, e — Rb-Hf-Ta

Fig. 8. Tonalites and quartz diorites from GL-1 i RG-2 boreholes on the a — Y-Nb, b — Y+Nb against Rb, c — SiO₂ against Rb/Zr, d — Nb-Ta, e — Rb-Hf-Ta discrimination diagrams

wiastków głównych, czy też śladowych nie dawały dobrych podstaw rozróżniania środowisk geotektonicznych samych granitów. Granice pól na diagramach dyskryminacyjnych, definiujące przynależność granitów do różnych środowisk geotektonicznych, są rysowane w sposób czysto subiektywny, na oko. Ponadto powszechnie wyrażane są wątpliwości czy przedstawiane schematy klasyfikacyjne odnoszą się również do granitów starszych, archaicznych i proterozoicznych.

Na trudność klasyfikacji granitów postorogenicznych zwracali uwagę Pearce i in. (1984), oraz Maniar i Piccoli (1989). Na diagramach dyskryminacyjnych zaproponowanych przez tych ostatnich autorów pola granitów postorogenicznych nakładają się na pola innych granitoidów. Z kolei na diagramie Batchelora i Bowdena (1985) wszystkie granity grupują się na małym polu i ich rozdzielenie jest praktycznie niemożliwe.

Próbie rozwiązania problemu klasyfikacji granitów postorogenicznych podjęli Rogers i Greenberg (1990). Punktem wyjścia zaproponowanego przez nich podziału były obserwacje terenowe, a nie, jak w innych klasyfikacjach, skład chemiczny. Kryteria klasyfikacji stanowiły: tektonika obszaru występowania granitów, natura towarzyszących im skał magmowych, relacje wiekowe między umiejscowieniem granitu i innymi wydarzeniami tektono-termicznymi. Na tej podstawie wydzieliли cztery grupy granitów: do gra-

nitów orogenicznych zaliczyli granity późnoorogeniczne (LO) i postorogeniczne (PO), do granitów anorogenicznych granity w kompleksach anortozytowo-rapakivi (AR) i granity z alkalicznych kompleksów pierścieniowych (RC). Z wyróżnionych grup wyselekcjonowali próbki granitów o identycznym składzie mineralnym i podjęli próbę określenia ilościowych różnic chemicznych między nimi.

Granity późnoorogeniczne (LO) są związane z batolitami wapniowo-alkalicznymi, natomiast granity postorogeniczne (PO) występują jako izolowane diapiry we współczesnych pasach orogenicznych. Zdaniem Rogersa i Greenberga (1990) silnie nachylony wykres REE, umiarkowana zawartość Sr, i stosunki K₂O-SiO₂ wskazują, że granity późnoorogeniczne (LO) utworzyły się przez frakcjonację plagioklastu, klinopiroksenu i amfibolu z magm wapniowo-alkalicznych. Słabe nachylenie wykresu REE i zawartość K₂O bliska 5% oraz brak towarzyszących skał magmowych wskazują z kolei, że granity postorogeniczne (PO) są produktem częściowego topienia maficznych/obojętnych skał magmowych w strefach subdukcji. Zarówno granity późnoorogeniczne (LO), jak i granity postorogeniczne (PO) mogą stanowić materiał nowo dodany do skorupy w wyniku orogenezy. Anorogeniczne granity w kompleksach anortozytowo-rapakivi (AR) lub w alkalicznych kompleksach pierścieniowych (RC) cechujące się wysoką zawartością LIL utworzyły się prawdopodobnie przez częściowe topienie dawniejszej skorupy sialicznej i nie stanowią

materiału nowo dodanego do skorupy.

Próba zobiektywizowania klasyfikacji geotektonicznej granitów jest multiwariantowa analiza dyskryminacyjna przedstawiona przez Agrawala (1995) dla danych zgromadzonych przez Rogersa i Greenberga (1990). Agrawal zaproponował numeryczną metodę klasyfikacji, opartą wyłącznie na pierwiastkach głównych, która pozwala nie tylko na odróżnianie różnych środowisk geotektonicznych, lecz również umożliwia obiektywną klasyfikację próbek granitów, dla których brak jest informacji o sposobie występowania. Analiza została wykonana dla trzech par tektonicznych odmian granitów: 1) granity orogeniczne (P) — granity anorogeniczne (Q), 2) granity późnoorogeniczne LO (P) — granity postorogeniczne PO (Q) i 3) granity kompleksów anortozytowo-rapakivi Ar (P) — granity alkalicznych kompleksów pierścieniowych RC (Q). Autor wyliczył dla każdej pary współczynnik funkcji dyskryminacyjnej (B), średnią wartość M_i oraz wartość graniczną C_i. Z pomocą wymienionych współczynników można otrzymać wartość D_i, obliczoną z równania:

$$D_i = B_1 X_1 + B_2 X_2 + \dots + B_p X_p + B_0$$

gdzie: X oznacza udział procentowy tlenu danego pierwiastka, B jest współczynnikiem funkcji dyskryminacyjnej, B₀ oznacza stałą, i = 1, 2, 3 dla wymienionych wyżej par granitów.

Klasyfikacji dokonuje się obliczając D₁, D₂ i D₃ oraz dyskryminacyjny czynnik R uzyskany z równania R=(Di-Ci)/(Mi-Ci) odpowiednio dla każdej pary.

Próbka należy do grupy P kiedy jej R ma wartość dodatnią; w przeciwnym razie należy do grupy Q.

Tab. 1. Dyskryminacja granitów strzezińskich metodą Agrawala (1995)

	Fe ₂ O ₃	1	Al ₂ O ₃	2	Na ₂ O	3	K ₂ O	4	1+2+3+4	-5,102003	D ₂	C _i	D ₂ -C _i	M _i -C _i	R
grs1ST	2,78	2,161148	13,70	-12,3246	3,72	7,557515	3,57	6,382889	3,776908	-5,102003	-1,325095	-0,231700	-1,556795	-1,065700	1,460819
grs2ST	1,51	1,171173	13,30	-11,9648	4,01	8,146676	4,66	8,331726	5,684775	-5,102003	0,582772	-0,231700	0,351072	-1,065700	-0,329429
grd1ST	2,39	1,858634	15,61	-14,0429	3,30	6,704247	4,51	8,063537	2,583522	-5,102003	-2,518481	-0,231700	-2,750181	-1,065700	2,580634
grd2St	2,30	1,788643	15,21	-13,6831	2,76	5,607188	5,02	8,975378	2,688157	-5,102003	-2,413846	-0,231700	-2,645546	-1,065700	2,482449
GEb1	1,26	0,981421	13,17	-11,8479	2,82	5,729084	5,21	9,315084	4,177738	-5,102003	-0,924265	-0,231700	-1,155965	-1,065700	1,084700
GW1A	1,07	0,829775	13,35	-12,0098	3,70	7,516883	4,86	8,689311	5,026188	-5,102003	-0,075815	-0,231700	-0,307515	-1,065700	0,288556
Ges/GEb	0,85	0,661798	13,56	-12,1987	3,90	7,923201	4,55	8,135054	4,521355	-5,102003	-0,580648	-0,231700	-0,812348	-1,065700	0,762267
grBK	1,41	1,094961	13,43	-12,0817	3,11	6,318245	4,65	8,313847	3,645304	-5,102003	-1,456699	-0,231700	-1,688399	-1,065700	1,584310
grBK1	1,03	0,804112	13,32	-11,9828	3,52	7,151197	5,04	9,011137	4,983654	-5,102003	-0,118349	-0,231700	-0,350049	-1,065700	0,328469
grGr1	1,75	1,357814	14,32	-12,8824	3,80	7,720042	3,80	6,794111	2,989566	-5,102003	-2,112437	-0,231700	-2,344137	-1,065700	2,199622
Gorka1	1,62	1,261382	12,88	-11,587	3,89	7,902885	3,95	7,062300	4,639603	-5,102003	-0,462400	-0,231700	-0,694100	-1,065700	0,651309
Gorka2	1,44	1,118291	13,93	-12,5316	3,14	6,379193	4,86	8,689311	3,655241	-5,102003	-1,446762	-0,231700	-1,678462	-1,065700	1,574986
ST-2 202	1,51	1,174283	13,25	-11,9198	3,06	6,216665	5,09	9,100533	4,571662	-5,102003	-0,530341	-0,231700	-0,762041	-1,065700	0,715061
SA-1 152	1,55	1,203835	13,87	-12,4776	3,30	6,704247	4,03	7,205334	2,635839	-5,102003	-2,466164	-0,231700	-2,697864	-1,065700	2,531542
210/ZGT	2,37	1,844636	15,90	-14,3038	4,01	8,146676	4,02	7,187454	2,874983	-5,102003	-2,227020	-0,231700	-2,458720	-1,065700	2,307141

$$D_2 = -0,889609 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,777671 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 2,03159 \text{ Na}_2\text{O} + 1,787924 \text{ K}_2\text{O} - 5,102003$$

$$C_i = -0,2317$$

$$M_i = -1,2974$$

$$R = D_i - C_i / M_i - C_i$$

Tab. 1 przedstawia wyniki dyskryminacji (D_2), wykonanej dla granitów biotytowych drobno i średnioziarnistych oraz granitów biotytowo-muskowitowych ze Wzgórz Strzezińskich i Wzgórz Lipowych. Dodatnia wartość R uzyskana dla wszystkich próbek z wyjątkiem jednej wskazuje, że w świetle omawianej klasyfikacji wszystkie wymienione skały należą do grupy granitów późnoorogenicznych (LO). Ujemną wartość R wykazuje próbka granitu średnioziarnistego grs2ST, jedna z czterech próbek, pochodzących z kamieniołomu w Strzelinie. Zawiera ona więcej alkaliów niż inne próbki przy średniej zawartości Fe₂O₃. Dla porównania, próbka grBK1, w której zawartość alkaliów jest mniejsza o zaledwie 0,1%, a zawartość Fe₂O₃ jest większa o 0,48% wykazuje wartość dodatnią. Przykład ten świadczy, że na wynik dyskryminacji mają wpływ subtelne różnice składu chemicznego, nieraz w granicach błędów analitycznego i proporcje tlenków, użytych do dyskryminacji. Dowodzi to raczej braku precyzji samej metody niż odmiennej genezy granitu reprezentowanego przez próbkę grs2ST.

Dyskusja i wnioski

W świetle wszystkich przedstawionych wyżej metod dyskryminacji opartych na pierwiastkach głównych tonality i dioryty kwarcowe należą do granitoidów łuków wyspowych (Maniar & Piccoli, 1989), wiążą się ze strefami subdukcji (Bachelor & Bowden, 1985; Barbarin, 1990) i są przed lub synkolizyjne. Granity natomiast są synkolizyjne, późno- lub postorogeniczne. Taka diagnoza jest niezgodna z sytuacją geologiczną, która każe uznać zarówno tonality jak i granity za skały późno lub postorogeniczne. Błędny wynik dyskryminacji jest spowodowany tym, że cytowane metody określania środowiska geotektonicznego granitoidów oparte na pierwiastkach głównych nie uwzględniają faktu dwukrotnego pojawiania się sekwencji wapniowo-alkalicznych w ewolucji tektonicznej stref kolizji. Na ten fakt zwrócili uwagę autorzy metod dyskryminacji opartych na pierwiastkach śladowych Pearce i in. (1984) i Harris i in. (1986). Autorzy ci w przekonywujący sposób wyjaśnili również dlaczego na diagramach dyskryminacyjnych późno i postkolizyjne sekwencje wapniowo-alkaliczne grupują się często w polach granitoidów łuków wulkanicznych i granitoidów wewnątrzpłytowych.

Uzyskane wyniki dowodzą, że nie można bezkrytycznie stosować metod dyskryminacji opartych na pierwiastkach głównych, gdyż może to prowadzić do błędów. Lepsze wyniki natomiast dają metody określania środowiska geotektonicznego granitoidów oparte na pierwiastkach śladowych. W przypadku granitów Wzgórz Strzezińskich wynik zgodny z re-

aliami geologicznymi uzyskano również przy zastosowaniu multiwariantowej analizy dyskryminacyjnej Agrawala (1995)

Literatura

- ACHRAMOWICZ S. & LORENC M. 1986 — Ann. Soc. Geol. Pol., 56: 73–108.
 AGRAWAL S. 1995 — J. Geol., 103: 529–537.
 BARBARIN B. 1990 — Geol. J., 25: 227–238.
 BATCHELOR R.A. & BOWDEN P. 1985 — Chem. Geol., 48: 43–55.
 BEREŚ B. 1969 — Arch. Miner., 28: 5–105.
 BORKOWSKA M. 1956 — Ibidem, 19: 17–35.
 DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRAND CLAUDE P. & MARCHAL M. 1980 — Chem. Geol., 29: 183–210.
 HARRIS N.J., PEARCE J.A. & TINDLE A.G. 1986 — [W:] Coward M.P. & Ries A.C. (eds) Collision Tectonics. Geol. Soc. Special Publication, 19: 67–81.
 Katalog analiz chemicznych skał i minerałów Polski III 1958–1962 — 1966. Pr. Inst. Geol., 45. Wyd. Geol.
 LORENC M.W. 1994 — Geol. Sudet., 28: 3–130.
 MANIAR P.D. & PICCOLI P.M. 1989 — Geol. Soc. Amer. Bull., 101: 635–643.
 OBERC J. 1966 — Stud. Geol. Pol., 20: 1–187.
 OBERC J. (ed.), OBERC-DZIEDZIC T. & KLIMAS-AUGUST K. 1988 — Mapa geologiczna Wzgórz Strzezińskich w skali 1 : 25 000. Instytut. Nauk Geol. UW, Przeds. Geol. Wrocław.
 OBERC-DZIEDZIC T. 1991 — Acta Univ. Wratisl., 1375, Pr. Geol.-Miner., 29: 295–324.
 OBERC-DZIEDZIC, T. 1995 — Ibidem, 1739, Pr. Geol.-Miner., 50: 75–105.
 OBERC-DZIEDZIC T., PIN C., DUTHOU J.L. & COUTURIE J.P. 1996 — N. Jb. Miner. Abh., 171: 187–198.
 OBERC-DZIEDZIC T. & SZCZEPAŃSKI J. 1995 — Ann. Soc. Geol. Pol. (wyd. specjal.). Przew. 46 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 111–126.
 PEARCE J.A., HARRIS N.J. & TINDLE A.G. 1984 — J. Petrol., 25: 956–983.
 PITCHER W.S. 1982 — [W:] Hsu K.J. (ed) Mountain Building Processes. Academic Press, London: 19–40.
 PUZIEWICZ J. & OBERC-DZIEDZIC T. 1995 — Ann. Soc. Geol. Pol. (wyd. spec.). Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 273–284.
 ROGERS J.J.W. & GREENBERG J.K. 1990 — J. Geol., 98: 291–309.
 SHAND S.J. 1951 — Eruptive rocks. J. Wiley. New York.
 WOJNAR B. 1977 — Acta Univ. Wratisl., 378, Pr. Geol.-Miner., 7: 139–156.