

## SPIS TREŚCI

Wstęp .....	6
Skąły wulkaniczne i wulkanogeniczne czerwonego spągowca dolnego .....	9
Rozwój wulkanizmu i jego produkty .....	9
Charakterystyka petrograficzna .....	13
Skąły wulkaniczne .....	13
Skąły wulkanogeniczne (piroklastyczno-epiklastyczne i epiklastyczno-piroklastyczne oraz nierozdzielone) .....	33
Charakterystyka geochemiczna .....	39
Skąły wulkaniczne .....	39
Skąły wulkanogeniczne .....	46
Podsumowanie .....	50
Skąły osadowe (epiklastyczne) czerwonego spągowca dolnego .....	54
Wprowadzenie: warunki sedymentacji .....	54
Charakterystyka petrograficzna .....	54
Litofacja zlepieńcowa .....	54
Litofacja piaskowcowa .....	55
Litofacja mułowcowa .....	56
Litofacja iłowcowa .....	57
Podsumowanie .....	57
Skąły osadowe (epiklastyczne) czerwonego spągowca górnego .....	58
Wprowadzenie: warunki sedymentacji .....	58
Charakterystyka petrograficzna .....	60
Litofacja zlepieńcowa .....	60
Litofacja piaskowcowa .....	62
Litofacja mułowcowa .....	68
Litofacja iłowcowa .....	68
Charakterystyka geochemiczna .....	68
Skład chemiczny piaskowców .....	68
Wyniki oznaczeń izotopowych w cementach węglanowych i siarczanowych .....	70
Wiek K-Ar diagenetycznego illitu .....	77
Podsumowanie .....	78
Pochodzenie materiału detrytycznego piaskowców .....	78
Skład mineralny osadów a ich właściwości zbiornikowe .....	81

Diagenезa osadów permu dolnego .....	82
Procesy diagenetyczne .....	82
Kompakcja .....	82
Cementacja .....	83
Zastępowanie .....	89
Rozpuszczanie .....	90
Przeobrażanie i neomorfizm .....	90
Historia diagenезy i jej wpływ na właściwości zbiornikowe osadów .....	91
Eodiagenезa .....	91
Mezodiagenезa .....	91
Telodiagenезa .....	94
Literatura .....	94
Summary .....	105
Lower Rotliegend volcanic and volcanogenic rocks .....	105
Geochemical characteristics .....	108
Lower Rotliegend sedimentary (epiclastic) rocks .....	110
Upper Rotliegend sedimentary (epiclastic) rocks .....	111
Geochemical characteristics .....	113
Conclusions .....	113
Diagenesis of the Lower Permian deposits .....	114
Tablice .....	116

Anna MALISZEWSKA<sup>1</sup>, Elżbieta JACKOWICZ<sup>1</sup>, Marta KUBERSKA<sup>2</sup>, Hubert KIERSNOWSKI<sup>2</sup>

## SKAŁY PERMU DOLNEGO (CZERWONEGO SPĄGOWCA) ZACHODNIEJ POLSKI – MONOGRAFIA PETROGRAFICZNA

**Abstrakt.** Praca zawiera wyniki interdyscyplinarnych badań petrologicznych skał czerwonego spągowca, występujących na obszarze zachodniej części Niżu Polskiego. Materiał badawczy pochodził z rdzeni głębokich otworów wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa oraz Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. W zachodniej części Niżu Polskiego na kompleks litologiczny czerwonego spągowca dolnego składają się głównie skały wulkaniczne, subwulkaniczne i wulkanogeniczne, obejmujące nierozdzielone utwory piroklastyczno-epiklastyczne i epiklastyczno-piroklastyczne. Mniej licznie występują skały epiklastyczne, w których dość pospolite są składniki pochodzenia wulkanicznego. Na obszarze monokliny przedsudeckiej i jej północnego obrzeżenia kompleksy wulkaniczne składają się głównie z andezytów i trachy-andezytów, w mniejszej ilości z ryolitów, dacytów, trachitów, a tylko lokalnie z bazaltów. Miejscami występują tu kwaśne skały piroklastyczne, lecz objętościowo ustępują one miejsca skałom subwulkanicznym – mikrodiorytom, gabrom, mikromonzonitom, mikrogranitom, granitom i sjenitom. Do rzadkości należą utwory piroklastyczne o charakterze obojętnym. Na obszarze Pomorza serię wulkaniczną reprezentują przede wszystkim ryolity i dacyty, a podrzędnie – trachyandezyty, andezyty i trachity. Dość często występują tu kwaśne skały piroklastyczne, lecz ze względu na raczej niewielkie miąższości ich sumaryczny udział objętościowy jest niewielki. Skały subwulkaniczne mają zazwyczaj skład mikrodiorytu i mikromonzonitu. Wiek posadowienia skał wulkanicznych wynosi 293,0 (±2,0)–307,9 (±4,6) mln lat, natomiast wiek ich anatektycznego składnika wykazuje dwa maksima: 800–1100 i 1500–1600 mln lat. Pokrywy wulkaniczne z zachodniej Polski uległy głębokim, wielokrotnym przemianom, które spowodowały przeobrażenia minerałów pierwotnych i szkliwa oraz wypełnienie pęcherzyków pogazowych minerałami wtórnymi. Pierwszy etap przeobrażeń wiązał się z działalnością ekshalacji wulkanicznych i gorących źródeł, drugi etap – z cyrkulacją ciepłych wód porowych podczas postępującego pogrzebania, aż do osiągnięcia warunków metamorfizmu bardzo niskiego stopnia w trzecim etapie przemian. Zawartość pierwiastków niedopasowanych oraz zmien-

ność lateralna i wertykalna wskaźników geochemicznych sugeruje, że skały andezytowo-trachyandezytowo-bazaltowe wywodzą się z komór magmowych usytuowanych w górnym płaszczu, a w ewolucji składu ich stopów istotną rolę pełniła intensywność wytapiania źródła i kontaminacja magm materiałem skorupy kontynentalnej, o zróżnicowanej regionalnie litologii. Środowisko tektoniczne generacji magm określono jako wewnątrzpłytkowe, lokalnie z cechami kontynentalnego łuku wysp. Podobne wyniki dała dyskryminacja środowiska tektonomagmowego skał kwaśnych, reprezentujących w zmiennym stopniu wytopiony materiał skorupy kontynentalnej o zróżnicowanym lateralnie składzie, poza niektórymi dacytami, będącymi najprawdopodobniej dyferencjałami magm obojętnych. Skały określane jako „wulkanogeniczne” występują przeważnie w kompleksach fluwialnych, rzadziej jeziornych, wśród osadów stożków aluwialnych i równi aluwialnej oraz spływów rumoszu (Kiersnowski, 2003b). Wyróżniono tu litofacje: lapillową, aglomeratowo-lapillową oraz grubo- i drobnopopiołową. Osadowe skały epiklastyczne czerwonego spągowca dolnego są reprezentowane głównie przez piaskowce i zlepieńce, w mniejszym stopniu przez mułowce i iłowce. Skały złożone głównie z ziaren frakcji psamitowej i psefitowej, oprócz kwarcu, zawierają liczne klasty pochodzenia wulkanicznego. Ich spoiwo zawiera minerały ilaste, wodorotlenki żelaza, miejscami także kalcyt, kwarc autigeniczny i anhydryt. Ze zróżnicowania wskaźników geochemicznych skał wulkanogenicznych wynika, że tworzące je osady podczas transportu ulegały frakcjonowaniu związanym z degradacją ziarna i wzbogaceniem w klasty terygeniczne, a po depozycji były w stanie jeszcze stosunkowo świeżym. Sugeruje to, że zarówno dezintegracja ich skał macierzystych, jak i transport miały charakter mechaniczny (erupcje freatomagmowe, a następnie lawiny gruzowe, lahary lub osuwiska wulkaniczne). Środowiska tektoniczne depozycji utworów wulkanogenicznych określono jako aktywną krawędź kontynentalną oraz kontynentalny łuk wysp. Osady czerwonego spągowca górnego są głównie reprezentowane przez różnorodne utwory fluwialne i eoliczne, w części także przez jeziorne utwory plał (Kiersnowski, 1998). Miejscami (w przystropowych odcinkach profili czerwonego spągowca)

<sup>1</sup> Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: marta.kuberska@pgi.gov.pl, hubert.kiersnowski@pgi.gov.pl.

występują osady brzegowej strefy płytkiego morza, określane jako białe lub szare spągowiec. Charakterystyczną cechą skał litofacji zlepieńcowej czerwonego spągowca jest znaczna ilość okruchów skał wulkanicznych, które niemal zawsze dominują nad klastami skał osadowych. Zlepienie oligomiktyczne, złożone z litoklastów osadowych pojawiają się miejscami, głównie na Pomorzu. Litofacja piaskowcowa jest reprezentowana przez arenity i waki kwarcowe oraz sublityczne. Wśród piaskowców eolicznych bardzo licznie występują arenity i waki subarkozowe. Najlepsze właściwości zbiornikowe stwierdzono wśród piaskowców eolicznych, zwłaszcza wydmowych, a najgorsze – w osadach plał (Darłak i in., 1998). W spoiwie piaskowców oprócz matriksu występują liczne składniki ortochemiczne, takie jak: minerały węglanowe, kwarc autigeniczny, anhydryt, chloryty, illit i kaolinit. Oznaczenia wie-

ku K-Ar illitu i  $\delta^{18}\text{O}$  wykazały, że krystalizował on z zasolonych wód porowych, w przedziale 113,6–187,1 mln lat (głównie wczesna i środkowa jura). Oznaczenia  $\delta^{18}\text{O}$  w cementach kalcytowych i dolomitowych wskazują na związek ich wód krystalizacyjnych z wodami zasolonymi, częściowo mieszanymi ze słodkimi. Na obecne wykształcenie litologiczne osadów czerwonego spągowca olbrzymi wpływ miały procesy diagenetyczne, zwłaszcza kompaktacja i cementacja. Na rozwój właściwości zbiornikowych skał największy wpływ miało rozpuszczanie diagenetyczne, prowadzące do wytwarzania wtórnej porowatości w obrębie szkieletu ziarnowego i cementów. Z kolei rozwój diagenetycznego illitu, tworzącego włókniste struktury typu sieci, ograniczał zdolności filtracyjne osadów. Większość wymienionych procesów postsedymentacyjnych miała miejsce na etapie mezodiagenety.

**Słowa kluczowe:** diagenetyka, skały wulkaniczne, skały osadowe, czerwony spągowiec, perm dolny.

## WSTĘP

Praca przedstawia wyniki badań petrologicznych skał permu zaliczanych do czerwonego spągowca, występujących na obszarze zachodniej części Niżu Polskiego, pomiędzy wybrzeżem Bałtyku a krawędziami bloku przedsudeckiego i wyniesienia śląsko-krakowskiego. Materiał badawczy pochodził z obszarów wyniesienia pomorskiego, basenu centralnego czerwonego spągowca oraz monokliny przedsudeckiej. Utwory czerwonego spągowca występują tu na znacznych głębokościach, spoczywając najczęściej na utworach karbonu i sporadycznie na utworach dewonu, przy czym w wielu przypadkach otwory wiertnicze nie osiągnęły podłoża permu (Pokorski, 1997). Do badań analitycznych wykorzystano rdzenie głębokich otworów wiertniczych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa oraz Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB).

W latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych ubiegłego wieku celem badań litologicznych i geofizycznych utworów czerwonego spągowca było rozpoznanie ich wykształcenia litofacjalnego oraz stratygrafii. Wielokrotnie przedkładano propozycje podziałów stratygraficznych, w tym lito- i allostratygraficznych (Kłapciński, 1967, 1971; Milewicz, 1976; Karnkowski, 1981, 1987a, b, 1994, 1995; Pokorski, 1981b, 1997). Szczególną trudność w propozycjach wymienionych autorów stanowiło wyznaczenie pozycji stratygraficznej kompleksów wulkanicznych, występujących na badanym obszarze w sposób zmienny (fig. 1), co prowadziło do dyskusji nad liczbą cykli diastroficzno-sedymentacyjnych w czerwonym spągowcu dolnym (Kłapciński, 1971; Milewicz, 1976, 1981, 1985; Pokorski, 1997). Problematyczne również było ustanowienie granicy między kompleksami skał osadowych dolnego i górnego czerwonego spągowca.

Nowsze poglądy na temat stratygrafii osadów czerwonego spągowca dolnego (zaliczanych do grupy Odry w ujęciu Pokorskiego, 1981b), oparte na wynikach analiz sedymentologicznych, geofizycznych i petrologicznych, znajdują się w opracowaniu Kiersnowskiego (2008).

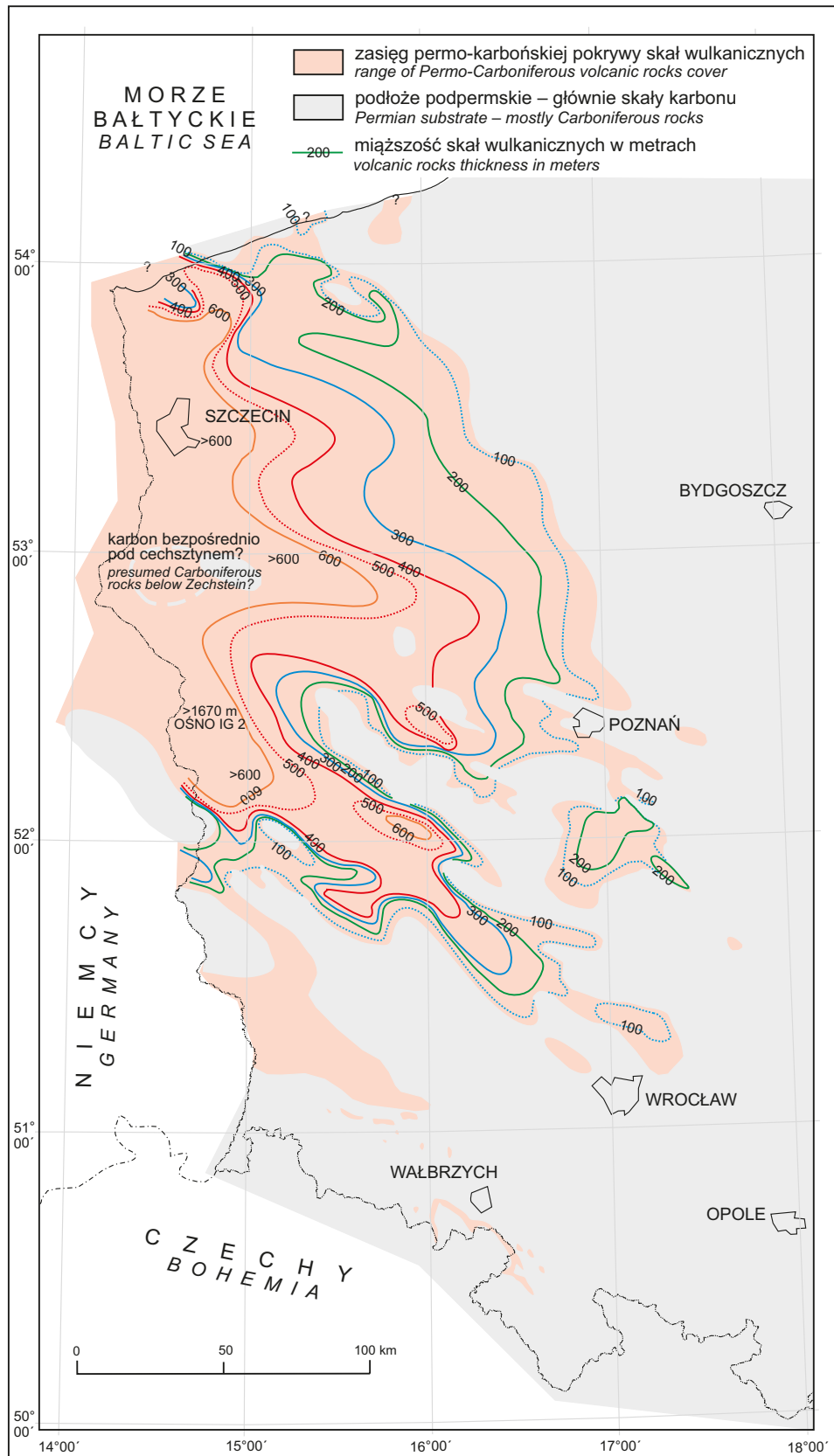
Zdaniem tego autora: *W kolejności stratygraficznej od skał najstarszych do najmłodszych występują następujące zasadnicze kompleksy skał osadowych i wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca:*

- skały osadowe „permokarbonu”,
- skały osadowe pod-wulkaniczne,
- skały wulkaniczne (kompleks wulkaniczny dolny),
- skały osadowe międzywulkaniczne,
- skały wulkaniczne (kompleks wulkaniczny górny),
- skały osadowe nad-wulkaniczne.

*Schemat ten nie występuje wszędzie; miejscami ograniczony jest do występowania skał jednego kompleksu (fig. 2). Kiersnowski (2008) rozpatrywał tu skały czerwonego spągowca poznane w czterech głównych regionach paleogeograficznych platformy waryscyjskiej, określonych jako:*

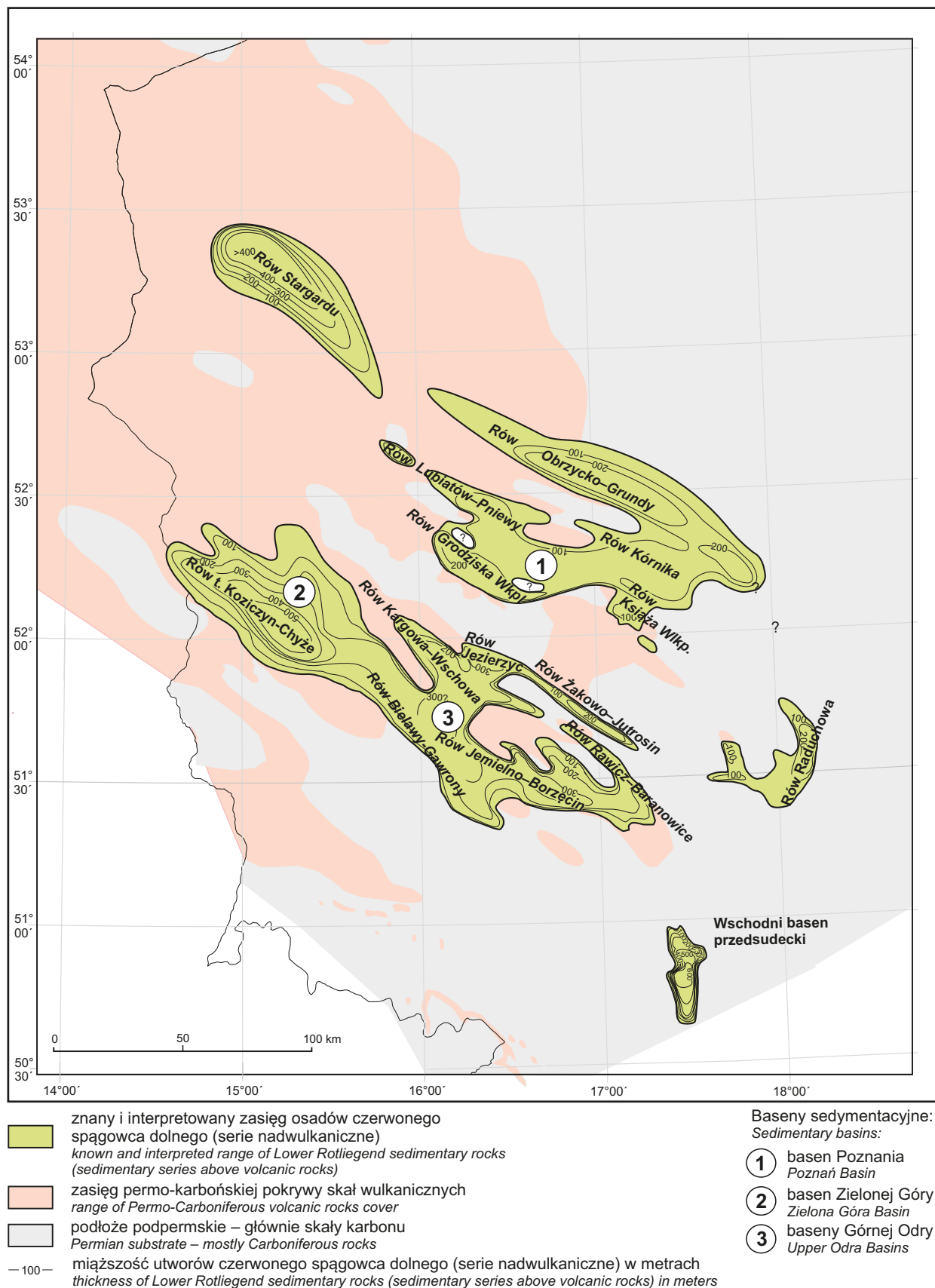
- obszar przedgórza eksternidów waryscyjskich, ograniczony od południowego zachodu linią przebiegu granicy deformacji waryscyjskich;
- obszar eksternidów waryscyjskich na północ od paleowyniesienia Wolsztyn–Pogorzela, ograniczony od północnego wschodu przebiegiem granicy deformacji waryscyjskich;
- obszar eksternidów waryscyjskich na południe od paleowyniesienia Wolsztyn–Pogorzela, ograniczony od południowego zachodu wyniesionymi skałami krystalicznymi bloku przedsudeckiego;
- obszar internidów waryscyjskich.

W wyżej wymienionym opracowaniu Kiersnowskiego została również przeprowadzona uzupełniająca korelacja osadów dolnego i górnego czerwonego spągowca zachodniej Polski z kompleksami tego wieku z obszaru wschodnich Niemiec, na podstawie badań rdzeni z rowu tektonicznego Tuchen, położonego na północny wschód od Berlina (Kiersnowski i in., 2005). Na całym badanym obszarze zachodniej części Niżu Polskiego (także w regionie przygranicznym Polski i Niemiec) *osady górnego czerwonego spągowca ( $P_{csg}$ ) leżą w większości przekraczając na osadach  $P_{csd}$ . Granica*



**Fig. 1. Mapa współczesnego zasięgu występowania i miąższości skał wulkanicznych wg Kiersnowskiego (Maliszewska i in., 2008)**

Map of the present-day extent and thickness of volcanic rocks after Kiersnowski (Maliszewska *et al.*, 2008)



**Fig. 2. Baseny sedymentacyjne czerwonego spągowca dolnego, z wyłączeniem basenów Sudeckich i północno-wschodniego obrzeżenia GZW (wg Kiersnowskiego, 2008)**

Lower Rotliegend sedimentary basins excluding the basins of the Sudetes and north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin (after Kiersnowski, 2008)

miedzy osadami  $P_{csd}$  i  $P_{csg}$  jest granicą erozyjną i związana jest ze znaczącą luką czasową (Kiersnowski, 2008).

Równolegle do badań litostratygraficznych czerwonego spągowca rozwijały się badania petrograficzne i geochemiczne materiałów rdzeniowych. Głównym przedmiotem tych badań były skały wylewne i piroklastyczne czerwonego spągowca dolnego (fig. 1), należące do wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (grupy Odry) w ujęciu Pokorskiego (1981b). Ich wyniki znajdują się w publikacjach Kłapcińskiego i Kornasia (1966); Ryki (1978a, b, 1981, 1989); Pendiasa i Ryki (1978, 1981); Siemaszko (1978, 1981); Juroszka i in. (1981); Jackowicz (1983, 1994, 1995, 1997, 2000); Kłapcińskiego i in. (1988a, b) oraz w opracowaniach nieopublikowanych (m.in.: Protas i in., 1995; Jackowicz, 1999, 2005a, 2006). Mniejszą uwagę poświęcono skałom osadowym czerwonego spągowca dolnego (Maliszewska, Pokorski, 1978; Maliszewska, 1978, 1981, 1997a; Maliszewska i in., 2003a, 2008). Natomiast wiele opracowań petrograficznych (artykułów oryginalnych, abstraktów konferencyjnych i prac archiwalnych) dotyczy charakterystyki skał osadowych czerwonego spągowca górnego. W ujęciu Pokorskiego (1981b, 1997) są to utwory zaliczone do grupy Warty, wśród których wyróżnia się formacje Kórnik, Drawy i Noteci. Według Kiersnowskiego (2008) formacja Kórnik należy do czerwonego spągowca dolnego (grupa Odry). Na figurze 3 zestawiono pięć przykładowych

profilu litologiczno-stratygraficznych skał czerwonego spągowca. Zestawienie korelacyjne stratygrafii utworów najniższego karbonu i czerwonego spągowca na obszarach północnych Niemiec i Basenu Polskiego jest zamieszczone w pracy Hoffmana i in. (1997). Późniejsze propozycje podziałów stratygraficznych utworów czerwonego spągowca zamieszczono w pracach: Kiersnowski, Buniak (2006) i Kiersnowski (2014).

Główną przyczyną intensywnego rozwoju badań interdyscyplinarnych (geofizycznych, sedimentologicznych, petrograficznych, petrofizycznych i in.) skał czerwonego spągowca górnego było usilne poszukiwanie złóż gazu ziemnego (Karnkowski, 1993). W 1978 r. kompleksowe wyniki badań tych skał przedstawiono na Międzynarodowym Sympozjum Permskim (*Symposium on Central European Permian*) w Jabłonie. W późniejszym czasie prace poszukiwawcze za złożami węglowodorów w czerwonym spągowcu i związane z nimi badania specjalistyczne były kontynuowane na szeroką skalę przez zespoły naukowców z Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, Państwowego Instytutu Geologicznego, Instytutu Nafty i Gazu oraz licznych ośrodków akademickich (m.in.: Bojarska i in., 1981, 1983; Głowacki i in., 1993a, b; Such, 1993; Darlak i in., 1996, 1998; Gregosiewicz, Protas, 1997; Such, Leśniak, 2009). Ich wyniki wielokrotnie przedstawiano na krajowych i zagranicznych konferencjach naukowych oraz w postaci oryginalnych artykułów.

## SKAŁY WULKANICZNE I WULKANOGENICZNE CZERWONEGO SPĄGOWCA DOLNEGO

### ROZWÓJ WULKANIZMU I JEGO PRODUKTY

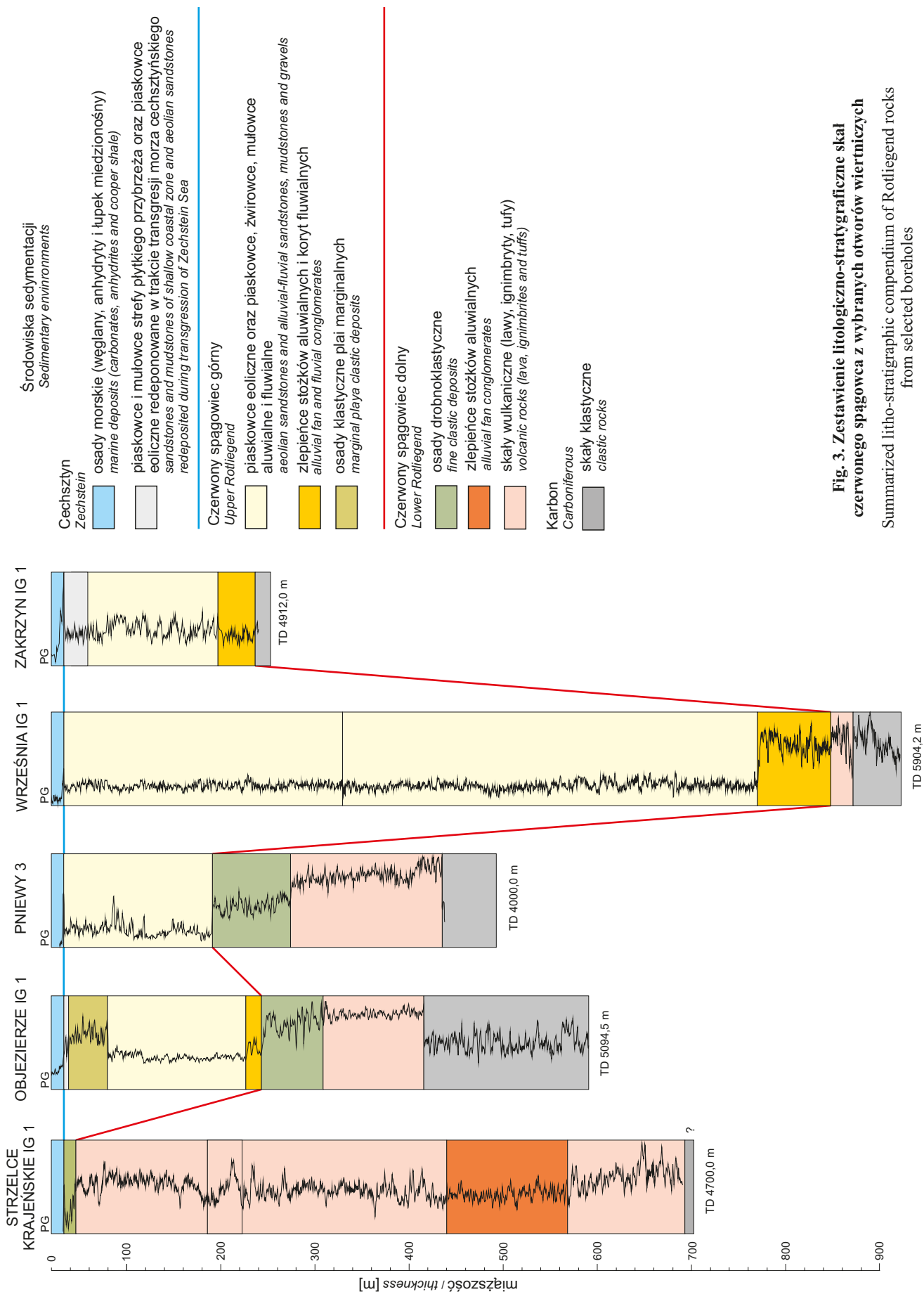
Pod koniec epoki waryscyjskiej na obszarze usztywnionego górotworu i jego przedpola rozwinął się wulkanizm postorogeniczny, którego produkty występują na obszarach zachodniej Polski, Sudetów oraz w rejonie śląsko-krakowskim (Pendias, Ryka, 1978; Ryka, 1981, 1989). Wulkanizm ten rozpoczął się na przełomie karbonu i permu, a jego kulminacja nastąpiła we wczesnym czerwonym spągowcu (fig. 1). W zachodniej Polsce produkty wulkanizmu tworzą pokrywy, kontynuujące się na obszarach wschodniej Brandenburgii, północnej Meklemburgii oraz Bałtyku (Pokorski, 1990). Skały wulkaniczne, wraz z towarzyszącymi im formami intruzywnymi, leżą tu pod grubą pokrywą osadowych skał mezozoiku i kenozoiku, w przeciwieństwie do odsłaniających się na powierzchni ziemi wulkanitów sudeckich i śląsko-krakowskich.

Na wymienionych obszarach waryscyjska aktywność wulkaniczna wraz z magmatyzmem intruzywnym zaznaczyła się znacznie wcześniej. Na obszarze śląsko-krakowskim początek magmatyzmu intruzywnego przypada na dewon dolny (Żelaźniewicz i in., 2008), wulkanizmu natomiast – na karbon dolny (Czerny, Muszyński, 2000; Nawrocki i in., 2008). W Sudetach wulkanizm z magmatyzmem intruzywnym pojawił się we wczesnym karbonie (Awdankiewicz, 1999a, 2003). W zachodniej Polsce nieliczne ślady wulka-

nizmu wczesnokarbońskiego lub późnodewońskiego w postaci osadów wulkanoklastycznych zidentyfikowano na Pomorzu (Muszyński i in., 1996). W zbliżonym wieku są występujące tu lokalnie dajki lamprofirowe i diabazowe (Pendias, Ryka, 1974; Muszyński, Protas, 1997; Biernacka i in., 2006b, 2009). Na Niziu Polskim cienką warstwę law dewonu środkowego nawiercono w otworze Bydgoszcz IG 1 (Jackowicz, 2011).

Impulsem do rozwoju procesów wulkanicznych była tektonika ekstensyjna, która dała początek założeniu basenu permskiego na obszarze zachodniej i środkowej Europy, składającego się z systemu ponad 70 basenów ryftowych o zróżnicowanej formie i litologii, w zależności od usytuowania względem orogenu waryscyjskiego. W większości tych basenów występują skały wulkaniczne (McCann i in., 2006). Na przedpolu waryscyjdów baseny tworzą dwie jednostki regionalne – basen północny (norwesko-holenderski) i basen południowy, złożony z dwóch połączonych basenów – północnoniemieckiego i polskiego. W obrębie internidów powstało wiele mniejszych, izolowanych basenów, ciągnących się od Półwyspu Iberyjskiego, przez obszary Francji, Szwajcarii, południowych Niemiec, Masyw Czeski, Sudety, do podnóża Karpat.

Objętość law i materiałów piroklastycznych dostarczonych do basenów środkowej Europy w końcowej fazie orogenezy waryscyjskiej oszacowano na ok. 70–80 tys. km<sup>3</sup>



**Fig. 3. Zestawienie litologiczno-stratigraficzne skał czerwonego spągowca z wybranych otworów wiertniczych**

Summarized litho-stratigraphic compendium of Rotliegend rocks from selected boreholes



(Schneider, Gebhardt, 1993; Paulick, Breikreuz, 2005). Obszar ten tworzy rozległą prowincję magmową basenów środkowoeuropejskich. Magmy tej prowincji wywodzą się z częściowo wytopionej najwyższej astenosfery oraz z dolnej skorupy kontynentalnej. Wznoszenie się astenosfery było najprawdopodobniej wywołane oderwaniem się wcześniej subdukowanego klina litosfery (Breikreuz, Kennedy, 1999). Magmy z astenosfery podchodząc do granicy skorupy dostarczały ciepła do produkcji anatektycznych stopów z jej głębszych poziomów. Generacji magm i ich wznoszeniu się ku powierzchni ziemi sprzyjał wysoki strumień ciepły oraz redukcja ciśnienia wywołana ekstensją litosfery. Inspiracją do interpretacji rozwoju procesów magmowych i wulkanizmu prowincji waryscyjskiej zachodniej i środkowej Europy, w zależności od tektoniki, jest model geodynamiki *Basin and Range Province* (zachodnie USA), gdzie podobne procesy rozpoczęły się w kredzie górnej i trwają również współcześnie (Jowett, Jarvis, 1984).

Basen polski powstał na obszarach konsolidacji waryscyjskiej i kaledońskiej, a jego ramy wyznaczała od północnego wschodu krawędź platformy prekambryjskiej, od południowego zachodu – masyw czeski, a od południowego wschodu – masywy kadomskie południowej Polski. Powstanie basenu poprzedziło uformowanie się niewielkich basenów sedymentacyjnych w późnym karbonie i wczesnym czerwonym spągowcu (fig. 2), zarówno wewnątrz waryscyjdów, jak i na ich przedpolu. Ich geneza i ewolucja była związana z ruchami przesuwczymi w schyłkowym okresie przebudowy waryscyjskiej (Pokorski, 1988).

Pod koniec karbonu baseny te zaczęły zapełniać się osadami klastycznymi, a na całym obszarze górotworu waryscyjskiego i jego przedpola rozpoczęła się działalność wulkaniczna, której produkty stopniowo formowały wyniesienia morfologiczne. Wulkanizm i towarzyszący mu magmatyzm intruzyjny kontynuował się we wczesnym czerwonym spągowcu.

W schyłkowym okresie działalności wulkanicznej rozwój tensji spowodował wzrost subsydencji w rowie przedgórskim waryscyjdów, kompensowanej sedymentacją różnego rodzaju osadów klastycznych: piroklastycznych, piroklastyczno-epiklastycznych oraz epiklastycznych pochodzenia terygenicznego i wulkanicznego. Świadectwem tego procesu jest akumulacja wyżej wymienionych osadów (zaliczanych dawniej do ogniwa obrzyckiego formacji wulkanogenicznej) głównie w zapadlisku usytuowanym na północ od wału wolsztyńskiego (Pokorski, 1988, 1989). Obszar ten pod koniec czerwonego spągowca znalazł się w zasięgu bruzdy polskiej – jednostki o największej subsydencji, położonej w osiowej strefie basenu, której geneza jest wiązana z nowym cyklem geotektonicznym, zainicjowanym riftingiem Pangei i powaryscyjskim rozwojem platformowym (Ziegler, 1990).

Czynnikiem kontrolującym przebieg procesów magmowych i wulkanicznych, których produkty wypełniają basen północnoniemiecki, był ryft w brzeżnej strefie platformy wschodnioeuropejskiej i tarczy bałtyckiej (Kramer, 1995; Benek i in., 1996). To samo najprawdopodobniej można powiedzieć o uwarunkowaniach tektonicznych waryscyjskiego

wulkanizmu w zachodniej Polsce. Wyniki badań petrologicznych skał wulkanicznych z tego obszaru (Protas i in., 1995; Jackowicz 1999, 2000, 2003; Protas 1999; Jackowicz, Maliszewska, 2004) wskazują na ich podobieństwo do wulkanitów należących do prowincji północno-wschodnich Niemiec, chociaż zaznaczają się między nimi różnice związane m.in. z ich postdepozycyjną historią.

W zachodniej Polsce wulkanity udostępnił głębokimi odwiertami przemysł naftowy i PIG-PIB. Wyróżnia się tu dwie regionalne jednostki występowania pokryw wulkanicznych – położoną na obszarze waryscyjskich eksternidów jednostkę monokliny przedsudeckiej (wraz z jej północnym obrzeżeniem) oraz położoną na ich przedpolu jednostkę Pomorza Zachodniego (Ryka, 1978; 1989). Obydwie jednostki składają się ze skał reprezentujących podobne typy petrograficzne, z tym, że jednostka monokliny przedsudeckiej odznacza się wyraźną przewagą objętościową skał andezytowo-bazaltowych nad skałami kwaśnymi (wylewnymi, piroklastycznymi i hipabisalnymi), natomiast w jednostce Pomorza Zachodniego stosunki objętościowe tych skał kształtują się antagonistycznie. Udział andezytów i bazaltów jest tu ograniczony, a zamiast nich pojawiają się ich odpowiedniki subwulkaniczne. Progresja objętościowa skał kwaśnych w kierunku północnym przejawia się stopniowo już w obrębie monokliny, aż do osiągnięcia zdecydowanej przewagi na obszarze Pomorza, zarówno pod względem rozprzestrzenienia, jak i miąższości. Lawy mają charakter wapniowo-alkaliczny lub subalkaliczny.

Skałom wulkanicznym, zwłaszcza piroklastycznym, towarzyszą niekiedy utwory wulkanogeniczne, występujące na obszarach basenów sedymentacyjnych czerwonego spągowca (fig. 2). Utwory te pochodzą z dezintegracji pokryw wulkanicznych i depozycji detrytu po krótkim transporcie. Lawy i materiały piroklastyczne były deponowane w środowisku lądowym, wśród osadów aluwialnych i jeziornych, w ciepłym i suchym klimacie (Kiersnowski, Buniak, 2006).

Skały wulkaniczne tworzą pokrywy o miąższości od kilku metrów do ok. 1500 m (wraz z przewarstwieniami klastycznymi), położone na skałach osadowych karbonu, rzadziej wczesnego permu lub dewonu (Pokorski, 1978; Wierzchowska-Kicułowa, 1986). W ich nadkładzie występują utwory klastyczne czerwonego spągowca dolnego lub górnego, albo też sole cechsztynu.

Zasięg i miąższość wulkanitów kształtuje się zależnie od tektoniki waryscyjskiej i rozwoju denudacji. Rozprzestrzenienie pokryw jest zgodne z kierunkiem regionalnych jednostek tektonicznych wczesnego czerwonego spągowca: NW–SE, WNW–ESE (Pokorski, 1988). Największe miąższości pokryw są związane z obszarami obniżek tektonicznych, uformowanych w czerwonym spągowcu dolnym, głównie z brzdami śląską i pomorską (Pokorski, *op. cit.*; Ryka, 1989). Głębokość położenia pokryw wulkanicznych w zachodniej Polsce waha się od kilkuset metrów w południowej części monokliny przedsudeckiej do ponad 5300 m w jej północnym obrzeżeniu, czyli wzrasta w kierunku osi obszaru o najsilniejszej subsydencji, rozwiniętej w pełni po zakończeniu działalności wulkanicznej. Istotny wpływ na głębokość występowania wulkanitów wywarły także tektonika blokowa

(rozwinęta w późnym karbonie i wczesnym permie) i odmładzanie powstałych dyslokacji ruchami alpejskimi.

Przy lepszym rozpoznaniu wiertniczym waryscyjskiej jednostki wulkanicznej Niemiec, sumaryczną objętość produktów wulkanizmu w północno-wschodniej części basenu niemieckiego oszacowano na minimum 48 tys. km<sup>3</sup> (Benek i in., 1996). Produkty te to lawy (ryolitowe, andezytowe i bazaltowe) zazwyczaj wapniowo-alkaliczne oraz osady piroklastyczne, akumulowane w środowisku lądowym w warunkach klimatu suchego lub półsuchego wraz z osadami aluwialnymi i jeziornymi (Hoffmann i in., 1997; Rieke i in., 2003). Utworom tym towarzyszą skały intruzyjne związane genetycznie z wulkanizmem. Pokrywy wulkaniczne miejscami osiągają miąższość 2300 m (Geißler i in., 2008), tak więc aktywność wulkaniczna przejawiała się tu na większą skalę niż na obszarze zachodniej części Nizy Polskiego. Miąższość nadkładu pokryw dochodzi do 6000 m (Paulick, Breitreuz, 2005).

Na obszarze północno-wschodnich Niemiec wyróżniono trzy prowincje wulkaniczne, z których dwie łączą się z obszarem zachodniej Polski. Ekwiwalentem prowincji Meklemburgii-Vorpommern, zdominowanej przez skały kwaśne, jest jednostka Pomorza Zachodniego, natomiast prowincji wschodniej Brandenburgii, z charakterystycznymi dla niej Mg-andezytami, odpowiada jednostka monokliny przedsudeckiej wraz z jej północnym obrzeżeniem (Benek i in., 1996). Proporcje law kwaśnych do andezytowo-bazaltowych prowincji północno-wschodnich Niemiec i zachodniej Polski kształtują się podobnie, jednak porównanie składu Mg-andezytów Brandenburgii do składu silnie przeobrażonych andezytów monokliny przedsudeckiej przysparza znacznych trudności.

Datowania cyrkonów wulkanicznych metodą SHRIMP wykazały, że depozycja law na obszarze północno-wschodnich Niemiec (294–302 mln lat) zachodziła w przybliżeniu w tym samym czasie, co na obszarze zachodniej Polski (293–308 mln lat), gdzie oznaczenia dotyczą na razie skał pochodzących z sześciu otworów (Breitreuz, Kennedy, 1999; Breitreuz i in., 2007; Krzemińska, 2008). Obfitość cyrkonów z odziedziczonymi jądrami niemalże w całym zbadanym materiale wskazuje na hybrydalny charakter magm powstałych ze stopów płaszczowych i z anatektycznie wytopionej skorupy. Datowania tych odziedziczonych cyrkonów wykazały wiek dolnopaleozoiczny i prekambryjski (przeważnie proterozoiczny). Wiek większości cyrkonów wulkanitów z obszarów Niemiec i Polski sugeruje obecność w ich podłożu skorupy należącej do wschodniej Awalonii, jedynie nieliczne wulkanity z Pomorza Bałtyckiego wskazują na związek ze wschodnią Baltyką.

Analiza litofacialna kwaśnych skał wulkanicznych z obszaru północno-wschodnich Niemiec wykazała, że przeważające tu, jak do niedawna sądzono, ignimbryty są w rzeczywistości ciałami ekstruzywnymi (kopułami lawowymi) lub płytkimi intruzjami (lakkolitami, kryptokopułami), co ma istotne znaczenie do odtworzenia paleośrodowisk (Paulick, Breitreuz, 2005). Były one dość odporne na wietrzenie i erozję, co potwierdza hiatus pomiędzy wulkanitami a przy-

krywającymi je osadami czerwonego spągowca górnego, przekraczający na obszarze północno-wschodnich Niemiec 30 mln lat (Geißler i in., 2008). Tyle czasu trwało denudowanie ciał wulkanicznych, zanim osiągnęły poziom osadów w otaczających je depresjach. Fakt ten implikuje zmianę modeli paleogeograficznych opracowanych dla wielu regionów permskiego basenu środkowej Europy, w tym obszaru zachodniej Polski. Tu też bowiem zaznacza się lokalnie potężna luka erozyjna, której świadectwem jest występowanie kompleksów wulkanicznych bezpośrednio pod utworami cechsztynu (Kiersnowski i in., 2004).

Na obszarze Sudetów wulkanity permskie występują w nieckach śródsudeckiej i północnosudeckiej. Tworzą one pokrywy lawowe i piroklastyczne, miejscami przewarstwione utworami epiklastycznymi i poprzecinane ciałami subwulkanicznymi. W podłożu wulkanitów występują skały klastyczne wczesnego czerwonego spągowca lub karbonu, a w nadkładzie – skały klastyczne późnego czerwonego spągowca. Maksymalna miąższość kompleksów wulkanicznych dochodzi do 700 m na obszarze Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. Podobnie jak na obszarze zachodniej Polski serie wulkaniczne obydwu niecek mają charakter bimodalny i tworzą je skały znane z zachodniej Polski. W niecce śródsudeckiej wulkanizm rozpoczął się w karbonie, lecz najwyższą wydajność osiągnął w permie. W niecce północnosudeckiej aktywność wulkaniczna była ograniczona do permu. Wulkanizm karboński miał charakter wapniowo-alkaliczny, wulkanizm permski był bardziej alkaliczny, w niecce przedsudeckiej – wysokopotasowy. Zmianę charakteru wulkanizmu od wapniowo-alkalicznego w karbonie do średnio alkalicznego w permie Awdankiewicz (1999a, b; 2003) tłumaczy ewolucją źródeł magmowych i zróżnicowanym przebiegiem dyferencjacji magm w środowisku o cechach subdukcji. Magmy wywodziły się z płaszczu i ze źródeł skorupowych, a ich skład kształtował się w znacznym stopniu w wyniku zachodzącej w skorupie dyferencjacji, w tym frakcjonalnej krystalizacji, hybrydyzacji i innych procesów.

Zbliżonym typem wulkanizmu (wysokopotasowym do shoshonitowego) odznacza się rejon śląsko-krakowski. Wulkanity permskie tworzą serię wapniowo-alkaliczną, na którą składają się skały zasadowe, obojętne i kwaśne. Występują one w centralnej części obrzeżenia zapadliska śląsko-krakowskiego w formie pokryw wulkanicznych, a w północno-wschodnim obrzeżeniu tego obszaru w formie subwulkanicznych dajek lub sillii. Kompleksy wulkaniczne zawierają kilkukrotne przewarstwienia materiałem osadowym. Według Słaby i in. (2010) skład magm będących źródłem wulkanizmu kształtował się głównie w wyniku częściowego wytopienia ultramaficznego materiału płaszczu i prymitywnych skał skorupy (metamafitów). Występujące tu lawy bazaltowe, trachybazaltowe i trachyandezytowe wywodzą się z litosferycznego płaszczu, silnie zmetasomatyzowanego przez magmy kwaśne wytopione z metamafitów skorupy. Słaba kontaminacja niektórych maficznych law obojętnych stopami kwaśnymi wskazuje na początkowe stadium wytopienia skał skorupy pod wpływem ciepła dostarczanego przez magmy płaszczowe.

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

## Skały wulkaniczne

## Skały wylewne

**Bazalty, andezyty, trachyandezyty.** Występowanie tych skał stwierdzono w kompleksach nawierconych otworami: Santok 1, Płonica 1, Jeniniec 2, Maszków 1, Lubieszyn 1, Grzymiradz 1, Dębno 1, Zielin 1, Chartów 1, Marwice 3, Gądków Wielki 1, Ługi 1, Łągów 1, Czeklin 1, Sulęcín 3, 5 i 12, Ośno IG 2, Drogomin 1, Pomorsko 1, Lubanice IG 1, Stypułów K-17, Strużka 1, Sorbia 1, Kargowa 1, Ługowo 2, Niwiska 1, Piaski 1, Sława Śląska IG 1, Wichów 1, Polwica 1, Kargowa 2, Książ Wielkopolski 3, 4 i 6, Wyrzeka 1 i 3, Dolsk 1, Chrzastowo 1, Donatowo 1, Zbąszynek IG 2 i IG 3, Międzyrzecz 1a, Banie 1, Moracz IG 1 oraz Gorzysław 8 (fig. 4). Strop pokryw wulkanicznych pojawia się na głębokości od kilkuset (np. ok. 774 m w otworze Lubanice IG 1) do ponad 5000 m (5353 m w otworze Piła IG 1), a ich nawiercone sumaryczne miąższości wynoszą w poszczególnych kompleksach od kilku do ponad 300 m. Na bazaltach, andezytach i trachyandezytach leżą niekiedy pokrywy kwaśnych skał wylewnych lub piroklastycznych, (np. w kompleksach wulkanicznych z otworów Moracz IG 1 i Drogomin 1, Pomorsko 1), jednak najczęściej, zarówno nad, jak i pod wulkanitami, występują skały epiklastyczne – piaskowce lub brekcje, tworzące niekiedy także przewarstwienia pokryw lawowych. Lokalnie w ich stropie bywają spotykane utwory solne cechsztynu (np. w kompleksach z otworów Wyrzeka 1 i Banie 1). Obecność andezytów lub trachyandezytów w nadkładzie kwaśnych skał wylewnych należy do rzadkości (m.in. w kompleksie nawierconym w otworach Ośno IG 2 i Zbąszynek IG 3). Pod pokrywami bazaltowo-andezytowych pojawiają się miejscami utwory subwulkaniczne o składzie mikrodiorytu i mikromonzonitu.

W kompleksach wulkanicznych o znacznych miąższościach występują pokrywy utworzone z nakładających się potoków lawowych, które pochodzą z kilku impulsów eruptywnych i należą do tego samego aktu działalności wulkanicznej.

Bazalty, andezyty i trachyandezyty odznaczają się niejednorodnym zabarwieniem – brunatnym, szarym lub zielonkawym. Granice barw są ostre lub gradacyjne, a ich przebieg bywa ukierunkowany zgodnie z widoczną niekiedy oddzielnością płytkową skał (przeważnie pod kątem 30–60°) lub jest od niej niezależny. Przeważnie dość drobne, zazwyczaj soczewkowe lub owalne pęcherzyki pogazowe, wypełnione całkowicie minerałami wtórnymi, są obecne w całej masie skalnej, lecz miejscami koncentrują się strefowo, a ich ułożenie jest najczęściej ukierunkowane, podobnie do ułożenia fenokryształów. Zawartość form amygdaloidalnych najczęściej wynosi od 4 do 8% obj. skały i tylko w niektórych miejscach dochodzi do 25%. Wielkość migdałów waha się na ogół od dziesiątych części milimetra do 7 mm, sporadycznie osiągają nawet 30 mm.

Ze względu na udział i wielkość fenokryształów wyróżniono skały o niskiej zawartości (4–8%) i relatywnie niewielkich rozmiarach fenokryształów (najczęściej od dziesiątych części milimetra do 2 mm) oraz skały o wysokiej zawartości (15–40%) i sporych rozmiarach fenokryształów (2–8 mm, a ich formy agregacyjne – do 14 mm). Górne partie potoków lawowych bywają aflowe. Występujące w ilościach podrzędnych drobne enklawy są reprezentowane najczęściej przez skały subwulkaniczne, rzadziej przez piaskowce lub iłowce. W kompleksie andezytów nawierconym w otworze Piła IG 1 zidentyfikowano kilkucentymetrową żyłę lub enklawę skały krystalicznej o składzie granitu.

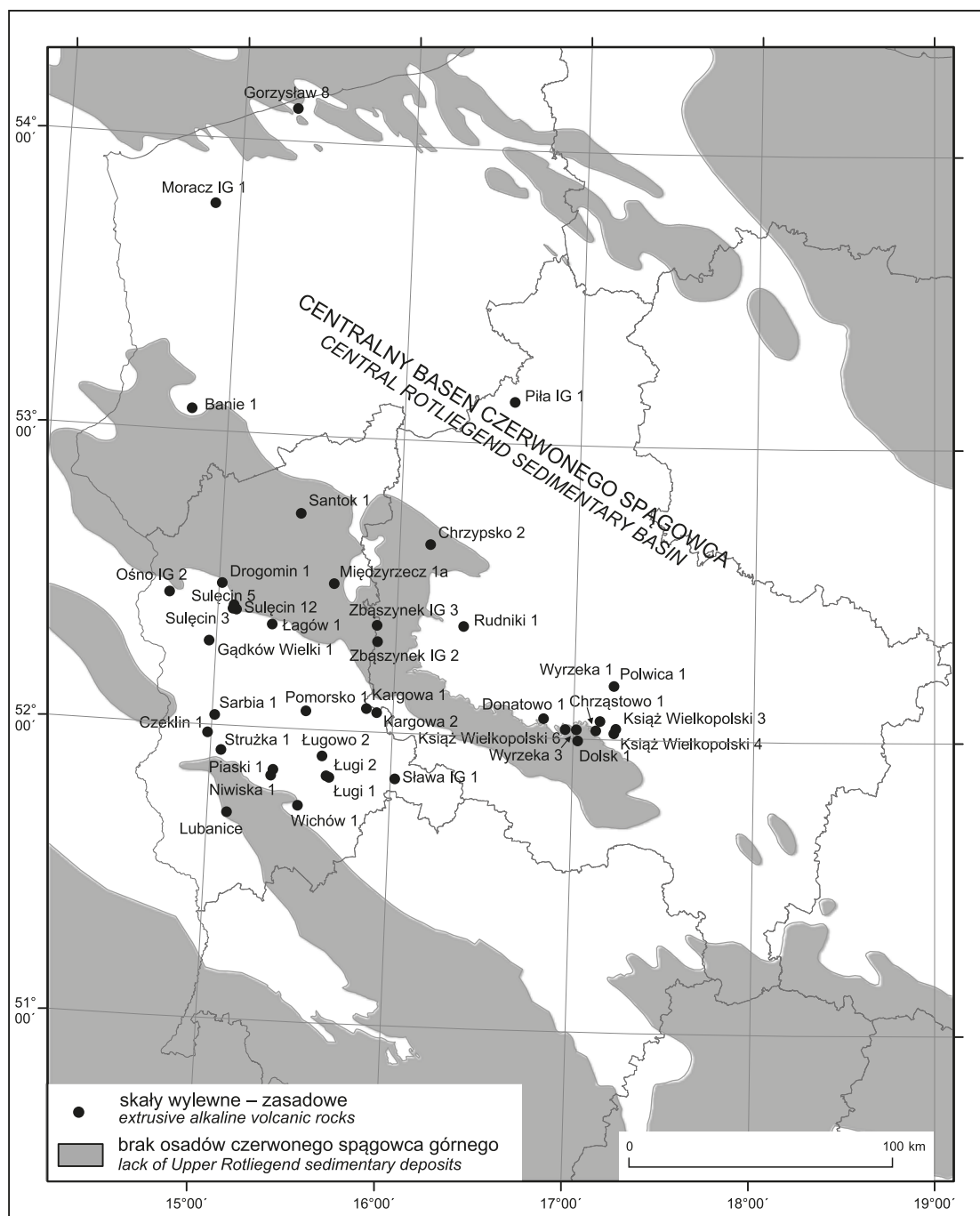
Fację brzeżną (*carapace facies*) tych skał często reprezentują autobrekcje, przechodzące stopniowo ku dołowi w masywne i przeważnie spękane lawy facji wewnętrznej (*core facies*), obfitujące w drobne, soczewkowe pęcherzyki, niekiedy spłaszczone i powyginane wskutek ścinania, co wraz ze zaburzoną orientacją fenokryształów wskazuje na deformacje stresowe. Deformacje te prowadzą do łączenia się i dzielenia pęcherzyków, wymuszonego fałdowaniem gęstniejącej, plastycznej masy. Rzadziej pojawiają się skupienia pęcherzyków okrągłych, niekiedy posklejanych, lecz niezdeformowanych (np. w skałach z otworu Santok 1, Zbąszynek IG 2 i Chrzastowo 1). Rzadko udostępnione wierceniami lawy facji dolnej (*basal facies*) ujawniają zbrekcjowanie.

Miejscami zarysowują się spęknięcia w systemie perlitu owalnego lub blokowego, typowe dla law uległych hydratacji, o stosunkowo wysokiej zawartości krzemionki. W ich stropie czasami występują brekcje złożone z okruchów lawy i piaszczystego spoiwa (np. w trachyandezytach z otworów Polwica 1 i Moracz IG 1), podobne do peperytu, lub hyaloklastyty (np. w skałach z otworów Wyrzeka 1, Kargowa 2), których obecność stwierdzono też w skałach niespękanych perlitowo (m.in. w skałach z otworu Ośno IG 2).

W obrazie megaskopowym struktura bazaltów, andezytów i trachyandezytów jest zazwyczaj porfirowa i tylko lokalnie aflowa, tekstura przeważnie jest migdałowcowa, często brekcjowata i fluidalna ze względu na ułożenie fenokryształów i form amygdaloidalnych.

Ze względu na intensywne przeobrażenia większości składników krystalicznych, zarówno fenokryształów, jak i ciasta skalnego, identyfikacja i określenie udziałów objętościowych minerałów pierwotnych skał było w znacznym stopniu przybliżone. Podstawą rozpoznania minerałów maficznych i skaleni była najczęściej interpretacja morfologii i składu pseudomorfoz, z wyjątkiem nielicznych przypadków, kiedy zachowały się ich relikty poddawane badaniom mikroskopowym i mikrosondowym.

Skład fazy intratelurycznej andezytów, bazaltów i trachyandezytów miał najczęściej charakter melanokratyczny lub ultramaficzny, rzadziej notowano zespoły mineralne typu mezokratycznego. Pionowa zmienność proporcji objętościowych minerałów maficznych w stosunku do minerałów sialicznych w andezytach i trachyandezytach z poszczególnych otworów wiertniczych jest raczej niewielka. Zróżnicowanie



**Fig. 4. Lokalizacja otworów, z których pochodzą andezyty, trachyandezyty i bazyty omawiane w pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca**

The locations of boreholes penetrating andesites, trachyandesites and basalts considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

udziału tych składników przejawia się niewielkim wzrostem zawartości minerałów maficznych kosztem zawartości plagioklazów (czasami także skaleni potasowych) ku dołowi pokryw, przy zbliżonym stosunku objętościowym fenokryształów do ciasta skalnego. W pokrywach lawowych rdzenio- wanych na krótkich odcinkach (np. w otworach Książ Wielkopolski 4 i Polwica 1) takiego zróżnicowania nie widać.

W większości kompleksów fenokryształy są reprezentowane przez całkowicie przeobrażone minerały maficzne

o pokroju kręposłupkowym, tabliczkowym lub słupkowym, tworzące idio- lub hipidiomorficzne mono- lub glomero- kryształy. Miejscami towarzyszą im plagioklasy, rzadziej skaleni potasowe, tworzące monokryształy listewkowe lub tabliczkowe, wykształcone idio- i hipidiomorficznie. Takim składem fenokryształów odznaczają się skały o hyalopilito- wym cieście skalnym, podczas gdy w skałach o intersertal- nym cieście skalnym w składzie fenokryształów przeważają zazwyczaj plagioklasy, tworzące zarówno formy glomero-

krystaliczne, jak i rozbudowane zlepy z minerałami maficznymi, podobne do fragmentów skał plutonicznych. Duże fenokryształy, zwłaszcza ze zlepow, bywają miejscami bardzo silnie spękane.

Najpospolitszymi pierwotnymi minerałami maficznymi tych skał były pirokseny, wśród których odmiany jednoskośne przeważały nad rombowymi. Pirokseny były często wyłącznym składnikiem fenokryształów, bądź też ich jedynym składnikiem maficznym występującym w paragenezie z plagioklazami. Pirokseny, niekiedy w asocjacji z oliwinem, były dodatkowo składnikami maficznymi ciasta skalnego, lecz stosunkowo rzadko (np. w skałach z otworów Ługi 2 i Santok 1). Lokalnie głównym składnikiem fenokryształów trachyandezytów są skalenie potasowe, drugą pozycję zajmują minerały maficzne (zazwyczaj pirokseny, miejscami biotyt), natomiast trzecią – plagioklasy.

Przytłaczająca większość reliktyw minerałów maficznych należy do piroksenów (fig. 5), reprezentowanych najczęściej przez augity. Wśród nich wyraźnie dominuje augit zwyczajny, natomiast znacznie rzadziej pojawia się augit diopsydowy i pigeonitowy. Podczas gdy augity są dominującymi reliktywami piroksenów w kompleksach wulkanicznych z południowej części omawianego obszaru (Juroszek i in., 1981), to w części środkowej i północnej ich ilość spada, a wzrasta zawartość piroksenów szeregu diopsyd–hedenbergit oraz piroksenów rombowych (Jackowicz, 1994). Pirokseny ujawniają miejscami budowę sitową, rozwiniętą na przestrzeni całych fenokryształów lub tylko w ich wewnętrznych sektorach (np. w kompleksie z otworu Zbąszynek IG 2). Zawierają one wrostki szkliska, minerałów nieprzezroczystych, leukoksenu, tytanitu, iddingsytu i apatyty rozmieszczone zazwyczaj na śladach płaszczyzn łupliwości oraz wrostki drobnych plagioklazów ułożone bezładnie. Do reliktywów minerałów maficznych należą występujący akcesorycznie ilmenit oraz spinele (magnetyt, spinel chromowy), najczęściej rozproszone w formie drobnych ziaren w cieście skalnym, lecz będące produktami krystalizacji intratelurycznej.

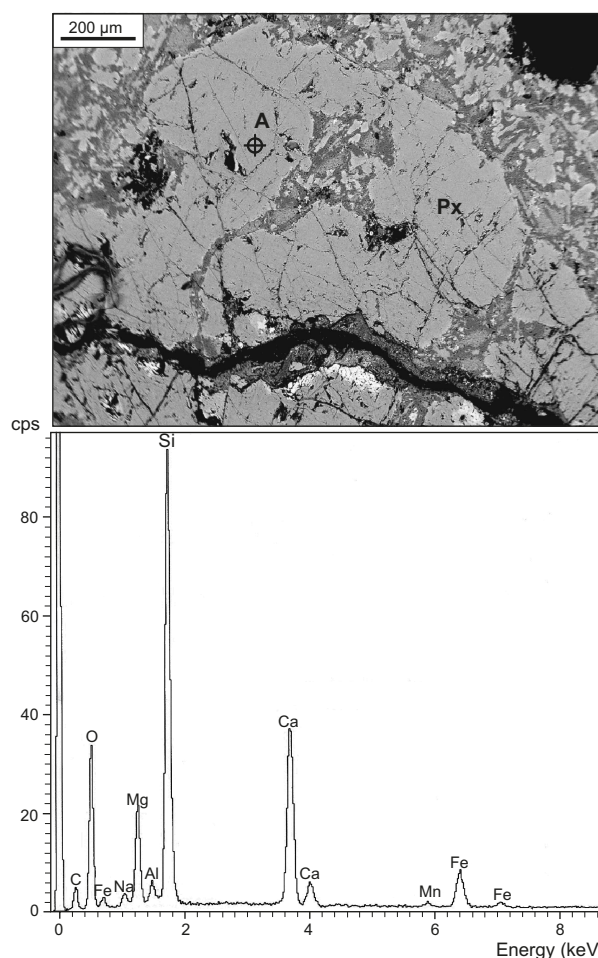
Amfibole i oliwin nie zachowały się w stanie świeżym, lecz na ich obecność w niektórych kompleksach wulkanicznych wskazują cechy pseudomorfoz. Minerały te nie współwystępują ze sobą, natomiast każdy z nich tworzy paragenety z piroksenami i plagioklazami. Biotyt zidentyfikowano tylko w trachyandezytach (m.in. w otworze Bukowiec 2), głównie w postaci pseudomorfoz.

Zespół minerałów wtórnych zastępujących minerały maficzne obejmuje chloryty, węglany, hematyt, rutyl, getyt, kwarc, chalcedon, iddingsyt, bowlingit, minerały ilaste, pumpellyit, zeolity, tytanit i epidot. Rozmieszczenie minerałów wtórnych w pseudomorfozach po fenokryształach, miejscami podkreśla sektorową budowę minerałów pierwotnych. Lokalnie bywają widoczne obwódki opacytowe, jak również strefy skarbonatyzowanego ciasta skalnego w bezpośrednim otoczeniu fenokryształów. Spośród wymienionych minerałów na szczególną uwagę zasługuje pumpellyit, jako minerał wskaźnikowy metamorfizmu bardzo niskiego stopnia. Jego obecność wykryto m.in. w skałach z otworów Santok 1, Wyrzeka 1 i Banie 1, gdzie wypełnia pęcherzyki pogazowe, tworzy pseudomorfozy po minerałach maficznych i zastępu-

je szklisko. Pumpellyit został po raz pierwszy zidentyfikowany na omawianym obszarze przez Dubińską i in. (1997, 1998) w kompleksach wulkanicznych z okolic Gorzowa Wielkopolskiego.

Skalenie ustępujące często miejsca minerałom maficznym w składzie fazy intratelurycznej, odgrywają najważniejszą rolę w budowie ciasta skalnego omawianych skał, które ma przeważnie charakter leukokratyczny. W andezytach i bazaltach skalenie są najczęściej reprezentowane przez prawie czysty, wtórny albit (tabl. I: A, B) tworzący pseudomorfozy po plagioklazach o większej zawartości cząsteczki anortytowej. Brązowe barwy katodoluminescencyjne albitu wskazują na jego diagenetyczne lub epimetamorficzne pochodzenie (Richter i in., 2002).

Na podstawie pomiarów optycznych zbliżonych pryklinowo albitów ustalono, że liczne plagioklasy pierwotne fenokryształów i ciasta skalnego skał z północnej części monokliny przedsudeckiej miały skład andezynu (Jackowicz, 1994). Podobny skład wykazuje większość reliktyw niezal-



**Fig. 5. Piroksen z andezytu; obraz BSE i widmo EDS składu chemicznego w punkcie A; otwór wiertniczy Zbąszynek IG 2, głęb. 3134,3 m**

Pyroxene from andesite; backscattered electron image and EDS spectrum of chemical composition in point A; Zbąszynek IG 2 borehole, depth 3134.3 m

bityzowanych plagioklazów, przypominających niekiedy wyglądem pertyty wskutek obecności drobnych, nieregularnych żyłek i plam zastępującego je albitu (Juroszek i in., 1981; Kłapciński i in., 1988a, b; Jackowicz, 1994). Znacznie rzadziej spotkane są relikty plagioklazów o większej zawartości anortytu, ujawniających budowę pasową, gdzie jądro osiąga skład bytownitu/anortytu, a partia brzeżna – andezynu–labradoru (Jackowicz 1994, 1995; Lorenc i in., 1995). Plagioklasy mają miejscami strukturę sitową, przy czym występuje ona w tych samych skałach, w których są obecne sitowo wykształcone pirokseny. Plagioklasy są przepelnione wrostkami szkliwa, drobnych, schlorotyżowanych piroksenów, minerałów nieprzezroczystych, tytanitu, epidotu i węglanów.

Skalenie potasowe (ortoklaz i sanidyn) są rozpowszechnione w trachyandezytach, natomiast w andezytach i bazaltach pojawiają się lokalnie i w podrzędnych ilościach. Minerale te niekiedy zachowały się w stanie stosunkowo świeżym, ich albityzacja nie wyszła poza początkowe stadia i dotyczy głównie fenokryształów trachyandezytów. Przejawem tego procesu są żyłki, plamki i niekiedy sektory zbliżonego albitu. W niektórych trachyandezytach albityzacja skałeni potasowych jest tak zaawansowana, że ich relikty można rozpoznać dopiero na obrazach BSE. Zarówno plagioklasy, jak też skalenie potasowe zostały w różnym stopniu zastąpione kalcytem, serycytem, tytanitem, minerałami ilastymi, kwarcem, epidotem, pumpellyitem i anhidrytem.

W trachyandezytach są sporadycznie spotykane pojedyncze ksenomorficzne fenokryształy kwarcu z miejscami widocznymi zatokami (np. w skałach z otworu Zbąszynek IG 3). W zespole minerałów pierwotnych skał występuje też apatyt, którego drobne ziarenka można znaleźć w cieście skalnym oraz w formie wrostków w fenokryształach.

Badania mikroskopowe wykazały, że struktura ciasta skalnego jest względnie jednolita i dla facji wewnętrznej najczęściej hyalopilitowa, pilitowa lub lokalnie trachitoidowa. Skały z tak wykształconym ciastem skalnym odznaczają się niską zawartością fenokryształów. W facji brzeżnej tych skał często występuje ciasto wtrofirowe, odzwierciedlające tu szybszy spadek temperatury niż wewnątrz pokryw. Intersertalne lub bazyofitowe ciasto skalne jest typowe dla facji wewnętrznej skał bogatszych w fenokryształy, podczas gdy facja brzeżna ma ciasto hyalopilitowe lub wtrofirowe. Wzrost stopnia krystaliczności ciasta oraz rozmiarów jego składników krystalicznych w miarę wzrostu głębokości lokalnie prowadzi do prawie całkowitego zaniku różnicy pomiędzy ich wielkością a fenokryształów (np. w kompleksach wulkanicznych z otworów Czeklin 1, Piła IG 1). Tak wykształcone skały o strukturze serialnej przypominają bardziej utwory subwulkaniczne – diabazy lub doleryty. Wielokrotnie powtarzające się sekwencje rozwoju strukturalnego ciasta skalnego (np. w skałach nawierconych w otworze Zbąszynek IG 2, Piła IG 2) świadczą o wielofazowości erupcji.

Przeważającym objętościowo składnikiem krystalicznym hyalopilitowego ciasta skalnego są słabo wykształcone, igielkowe plagioklasy (tabl. I: C) tkwiące w przeobrażonym szkliwie wulkanicznym. Pokrój plagioklazów jest charakterystyczny dla szybkiej krystalizacji z szybko stygnących sto-

pów, co potwierdza lokalne występowanie form szkieletowych i zakończeń w kształcie jaskółczych ogonów (swallow–tail). Beładne ułożenie plagioklazów ciasta skalnego zdecydowanej większości skał, wskazuje na krystalizację w warunkach powierzchniowych, po posadowieniu potoków lawowych (Philpotts i in., 1999). Plagioklasy ciasta skalnego są często zalbityzowane, podobnie jak skalenie potasowe, rozpowszechnione zwłaszcza w trachyandezytach (fig. 6). W intersertalnym cieście skalnym przeważają objętościowo plagioklasy listewkowe i tabliczkowe (tabl. I: D), charakterystyczne dla powolnej krystalizacji, oprócz których lokalnie pojawiają się formy szkieletowe, dendrytowe i swallow–tail, typowe dla szybkiej krystalizacji. Przestrzenie między listewkami plagioklazu wypełnia występująca w zmiennych ilościach masa szklista lub ciasto o strukturze hyalopilitowej, z licznymi śladami szybkiej krystalizacji. Ułożenie plagioklazów listewkowych i tabliczkowych bywa miejscami ukierunkowane zgodnie z ułożeniem fenokryształów, co świadczy o ich krystalizacji przed erupcją. W tym przypadku plagioklasy te stanowią młodszą generację fenokryształów, a nie są składnikami ciasta skalnego.

Istotnym składnikiem ciasta skalnego wielu skał było pierwotnie szkliwo, obecnie zastąpione całkowicie produktami przeobrażeń, do których należą chloryty i inne minerały ilaste, m.in. mieszanopaketowy chloryt/smektyt (fig. 7), węglany, albit, tytanit, hematyt, minerały nieprzezroczyste (m.in.: piryty, chalkopiryty, kowelin), wodorotlenki żelaza, pumpellyit i siarczany. Miejscami, specyficzne koncentracje minerałów wtórnych – illitu i chlorytu, hematytu, getytu i tytanitu wskazują na występowanie w szkliwie drobnych sferolitów o składzie zbliżonym do biotyty (Jackowicz, 2008). Ciekawostką jest obecność minerału toru w cieście skalnym trachyandezytów nawierconych w otworze Wyrzeka 1 (fig. 8). Prawie wszystkie wymienione minerały wtórne można znaleźć w wypełnieniach pęcherzyków pogazowych, przy czym do najbardziej rozpowszechnionych należą

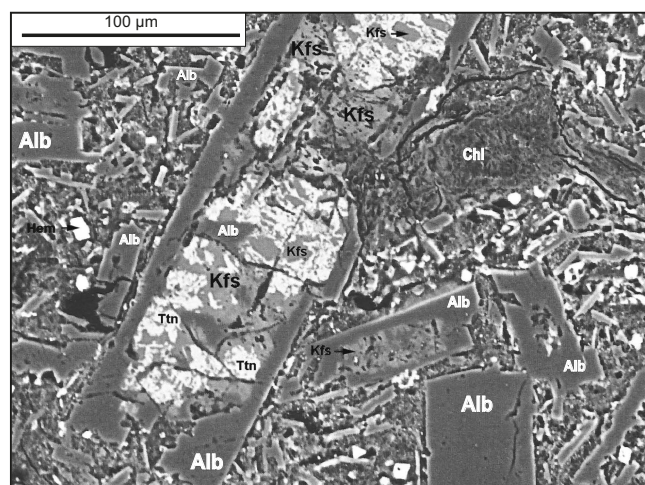
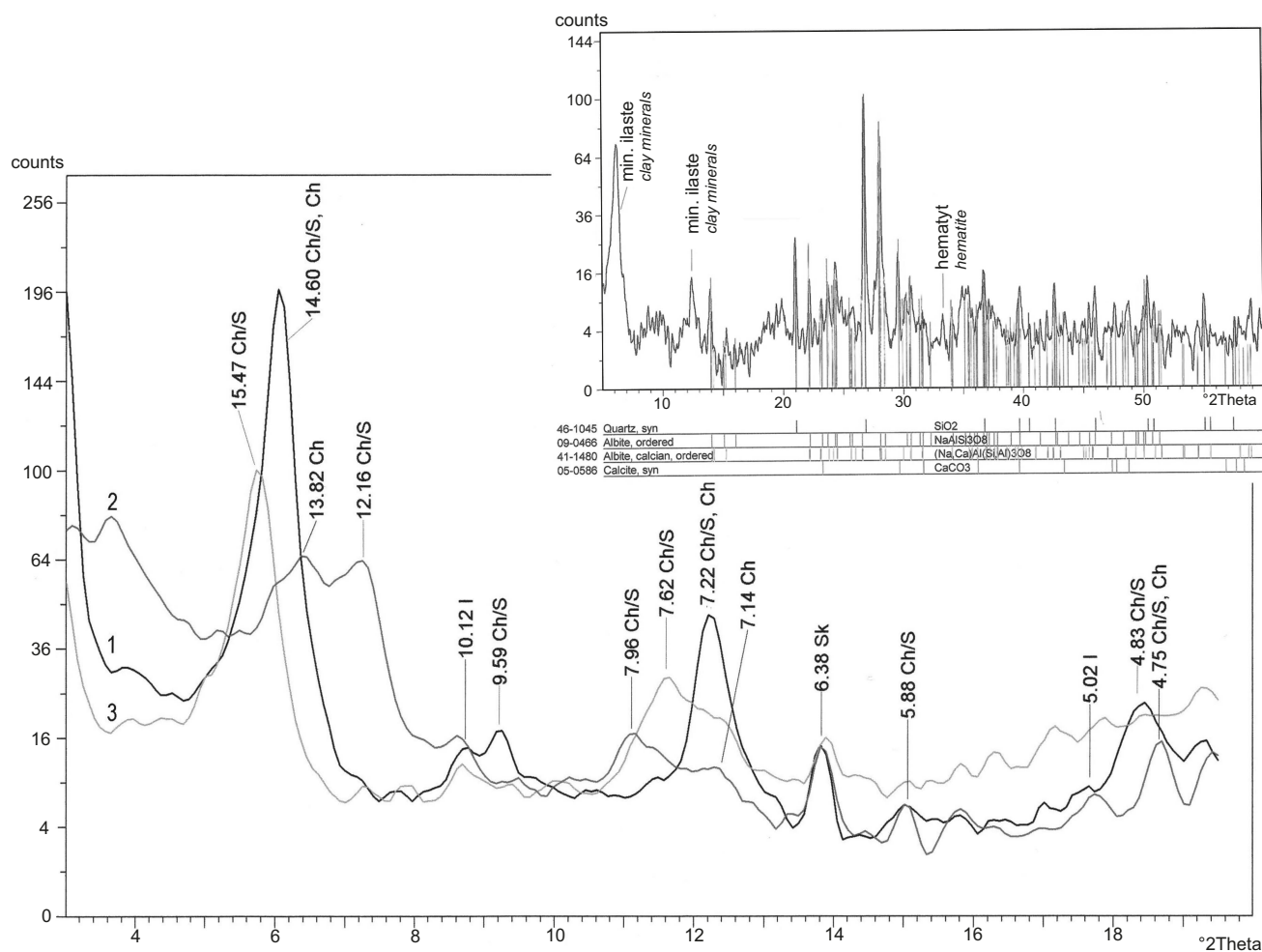


Fig. 6. Zalbityzowane skalenie potasowe z trachyandezytu; otwór wiertniczy Ośno IG 2, głęb. 3286,2 m

Albitized K-feldspars from trachyandesite;  
Ośno IG 2 borehole, depth 3286.2 m



**Fig. 7. Przykładowe dyfraktogramy (XRD) składu fazowego frakcji ilastej andezytu i całej skały; otwór wiertniczy Banie, głęb. 3916,2 m; lampa Cu**

Preparaty orientowane: 1 – powietrzno-suchy, 2 – glikolowany, 3 – prażony 1 godzinę w temperaturze 550°C. Ch – chloryt, Ch/S – chloryt/smektyt, I – illit, Sk – skalenie

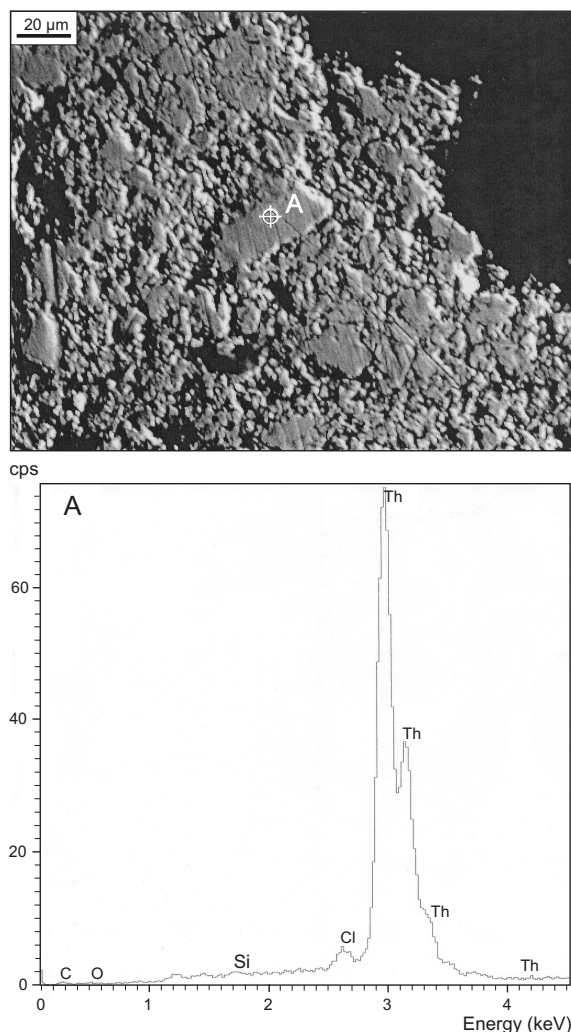
Exemplary XRD diagrams of phase composition of clay fraction from andesite and of the whole rock; Banie 1 borehole, depth 3916.2 m; Cu lamp

Oriented samples: 1 – in dry-air conditions, 2 – after glycolization, 3 – heated 1 hour at temperature of 550°C. Ch – chlorite, Ch/S – chlorite/smektite, I – illite, Sk – feldspars

chloryty (fig. 9) i inne minerały ilaste, węglany (kalcyt, syderyt, dolomit), kwarc, hematyt, albit i siarczany (anhydryt, baryt, stroncjobaryt). Rzadziej są spotykane zeolity, seledonit, pumpellyit (fig. 10), ortoklaz, adular i prehnit (Jacakowicz, 2004). W pęcherzach i szczelinach spękań skał z okolic Gorzowa Wielkopolskiego wykryto obecność albertytu, reprezentującego frakcję asfaltową, będącą produktem metamorfizmu ropy naftowej (Dubieńska i in., 1998).

**Ryolity, dacyty, trachity.** Obecność kwaśnych skał wylewnych stwierdzono w kompleksach nawierconych otworami: Kąkolewo 1, Kowalewo 1, Siciny IG 1, Niechlów 1, Pomorsko 1, Kargowa 1, Klenica 1, Kłępinka IG 1, Piaski 1, Kożuchów IG 1, Kunice Żarskie IG 1, Lubanice IG 1, Sieroszowice S-1, Sorbia 1, Wichów 1, Miocin Średni IG 1, Łągów 1, Ośno IG 2, Jeniniec 2, 4 i 8, Zielin 1, Marwice 3, Chartów 3, Jeżyki 1, Gorzów Wlkp. 2, Drogomin 1, Między-

rzec 2, Zbąszynek IG 2 i IG 3, Buk 2 i 3, Chlebowo 2, Chyże 1, Młodasko 1, Zdrój 2, Brzoza 1, Gołęczewo 1, Pałędzie 1, Kobylniki 1, Obrzycko 1, Chrzypsko 2, Rudniki 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Karsk 1, Resko 1, Daszewo 12, 16 i 17, Jarkowo 3, Sadlno 1, Błotno 3, Gosław 1, Gorzysław 8, Moracz IG 1, Wysoka Kamieńska 1, Strzeżewo 1, Kamień Pomorski IG 1, 7, 13 i 15k, Laska 2 oraz Trzebusz 3 (fig. 11). Strop pokryw lawowych pojawia się na głębokości od 1422 (otwór Kąkolewo 1) do 4034 m (otwór Strzelce Krajeńskie PIG 1), a ich nawiercone sumaryczne miąższości wynoszą od kilku do ponad 100 m. W wielu kompleksach wulkanicznych pokrywy kwaśnych law leżą na pokrywach andezytów, bazaltów lub trachandezytów, bądź też kwaśnych utworów piroklastycznych. Kwaśne lawy tworzą samodzielne jednostki zazwyczaj na obszarze Pomorza, natomiast w rzadszych przypadkach – na obszarze monokliny



**Fig. 8. Mineral toru z trachyandezytu; obraz BSE i widmo EDS składu chemicznego w punkcie A; otwór wiertniczy Wyrzeka 1, głęb. 2803,6 m**

Thorium mineral from trachyandesite. Backscattered elektron image and EDS spectrum of chemical composition in point A; Wyrzeka 1 borehole, depth 2803.6 m

przedsudeckiej (m.in. w kompleksach nawierconych w otworach Kowalewo 1 i Niechlów 1). W stropie i spągu tych skał występują utwory klastyczne. Pokrywy bywają rozdzielone pakietami skał piroklastycznych (m.in. w kompleksie z otworu Moracz IG 1) lub skał epiklastycznych (np. w kompleksie z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1). Kwaśnym skałom wylewnym towarzyszą lokalnie ich odpowiedniki subwulkaniczne.

Barwa stosunkowo świeżych skał jest różowopopielata, beżowa, szara, szarowiśniowa lub szarobrunatnawa, w partiach najsilniej przeobrażonych – zielonkawa lub rdzawobrunatna. Niekiedy bywa zróżnicowana pasowo odcieniami, zgodnie z ukierunkowaniem wyrażonym głównie orientacją fenokryształów i form amygdaloidalnych. Zawartość tych ostatnich waha się w szerokim zakresie, czasami nawet w obrębie tego samego kompleksu wulkanicznego. Lokal-

nie, zwłaszcza w skałach z nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego (Ryka, 1968, 1972, 1978a, b), zawartość pęcherzyków dochodzi do 30%, lecz najczęściej ich udział nie przekracza 10%, a niekiedy wynosi poniżej 2%. Pęcherzyki bywają silnie spłaszczone, ostro wyklinowujące się, lekko zafalowane lub silnie zdeformowane, a ich długość na ogół nie przekracza 20 mm. Pęcherzyki występujące w niewielkich ilościach mają okrągłe lub owalne kształty.

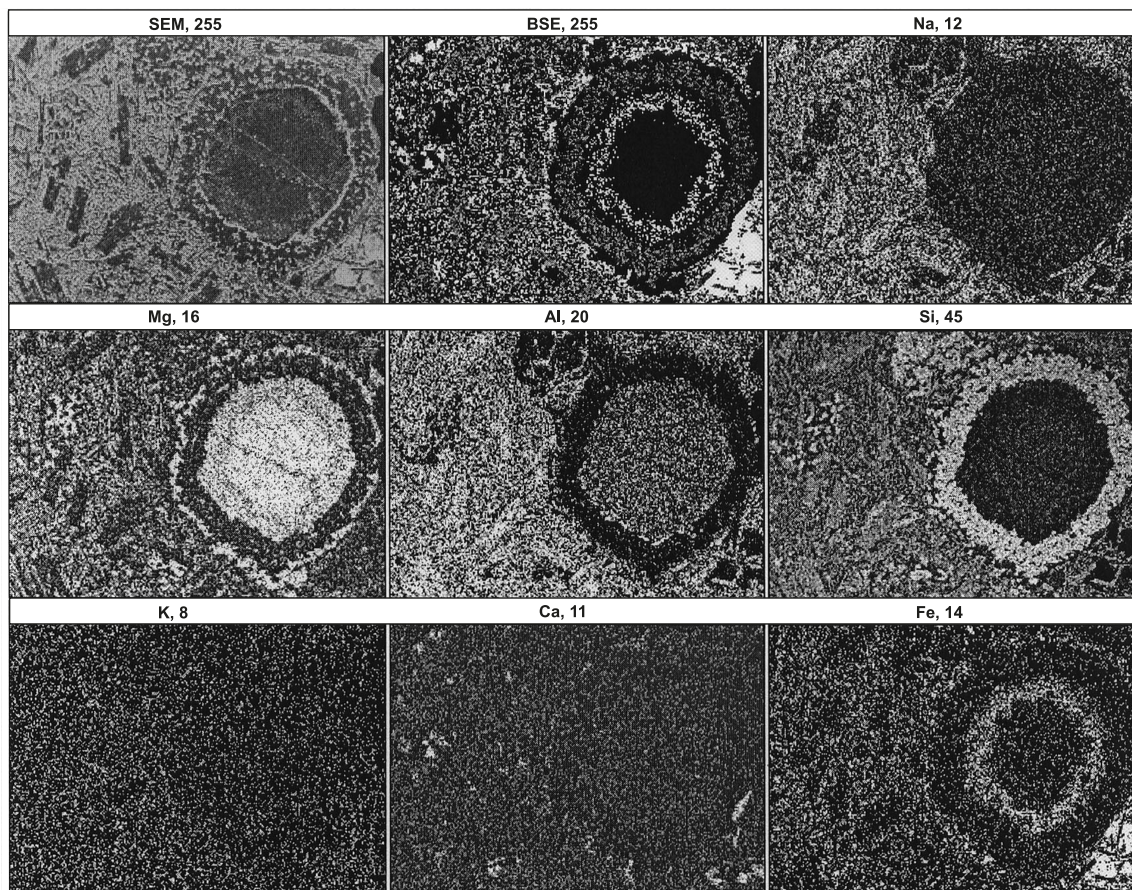
Zawartość fenokryształów różnicuje się w zakresie od 0 do 28% obj., lecz w ramach poszczególnych kompleksów jest względnie jednolita. Na ogół udział fenokryształów jest niski i wynosi od 3 do 10%. Najwyższe zawartości zanotowano dla skał z otworów Dargobądz 1 i 2, Międzyzdroje 1 oraz Strzelce Krajeńskie PIG 1 (Ryka, 1972; Jackowicz, 2005a). Wielkość fenokryształów waha się przeważnie w granicach od 0,2 do 3 mm, rzadko dochodzi do 5 mm (np. w skałach nawierconych w otworze Strzelce Krajeńskie PIG 1).

Enklawy spotykane w ryolitach i dacytach są reprezentowane przez andezyty, bazalty, trachyandezyty, zasadowe i obojętne skały subwulkaniczne, piaskowce, iłowce oraz sporadycznie przez granitoidy, gnejsy i łupki. Największą kilkucentymetrową enklawę gnejsu zidentyfikowano w ryolitach nawierconych w otworze Gołęczewo 1. Zawartość objętościowa enklaw wynosi poniżej 1%. Górne partie pokryw bywają zbrekcjonowane, a spoiwem okruszków lawy jest materiał epiklastyczny frakcji psamitowej (np. w skałach z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1) lub też matriks złożony z drobno pokruszonej lawy, typowy dla autobrekcji, miejscami z dodatkiem cementu (np. w skałach z otworu Moracz IG 1). Autobrekcje są spotykane również w dolnych partiach pokryw (np. w kompleksie z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1). Podobnie jak andezyty i trachyandezyty, kwaśne skały wylewne czasami przechodzą w hyaloklastyty, przeważające objętościowo w kompleksie nawierconym w otworze Ośno IG 2. Skały z wewnętrznych partii pokryw bywają lokalnie spękane i zbrekcjonowane, czasami zawierają okruszki pumeksu.

W ogólnym ujęciu struktura kwaśnych skał wylewnych jest porfirowa, lokalnie afirowa, tekstura bezładna lub fluidalna (potokowo-wstęgowa), miejscami amygdaloidalna lub brekcjonowana.

W składzie fenokryształów ryolitów dominuje kwarc i skałki potasowy, w niewielkich ilościach występują plagioklasy, a w jeszcze mniejszych – minerały maficzne i inne o charakterze akcesorycznym (apatyt, allanit, ilmenit). W niektórych kompleksach, zwłaszcza z nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego, występują ryolity pozbawione fenokryształów kwarcu. W dacytach fenokryształy plagioklazów przeważają objętościowo nad skaleniami potasowymi, a te nad minerałami maficznymi. Fenokryształy kwarcu występują w ilościach podrzędnych lub są nieobecne. Ze względu na pierwotny skład minerałów maficznych w grupie ryolitów i dacytów można wyróżnić odmiany biotytowe lub piroksenowe (pospolite), biotytowo-amfibolowe (rzadsze, obecne zwłaszcza w kompleksach z południowej części monokliny przedsudeckiej (Juroszek i in., 1981) i biotytowo-granatowe (zidentyfikowane np. w kompleksach z otworów Ośno IG 2, Jeniniec 2,4 i 8 oraz Strzelce Krajeńskie PIG 1).





**Fig. 9. Chloryty w pęcherzyku pogazowym trachyandezytu; obrazy SEM i BSE oraz mapa rozkładu pierwiastków: Na, Mg, Al, Si, K, Ca i Fe; otwór wiertniczy Czeklin 1, głęb. 1932,5 m**

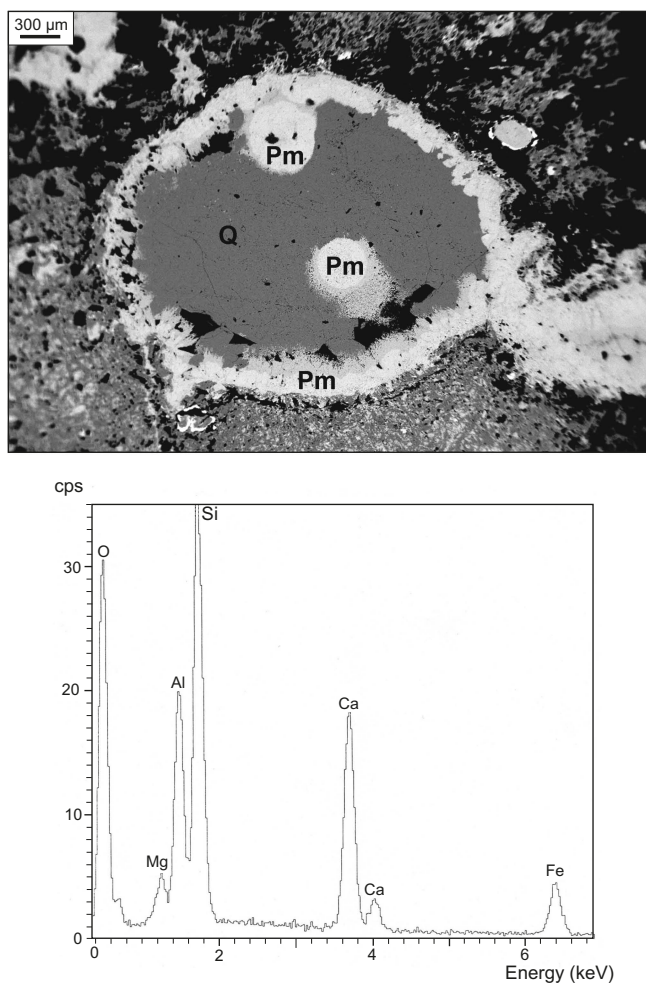
Chlorites in a vesicle in trachyandesite. SEM and backscattered electron images and map of distribution of elements: Na, Mg, Al, Si, K, Ca and Fe; Czeklin 1 borehole, depth 1932.5 m

W obrębie poszczególnych pokryw skład fenokryształów jest względnie jednolity, natomiast niewielkie różnice ilościowe i jakościowe zaznaczają się czasami pomiędzy pokrywami należącymi do tego samego kompleksu. Można to zauważyć zwłaszcza w kompleksach wulkanicznych z nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego, zawierających niejednokrotnie kilka pokryw o miąższości od kilku do kilkadziesiąt metrów (Ryka 1968, 1978a). Zróżnicowanie składu fenokryształów jest niezależne od typu petrograficznego skał i przejawia się w sposób niesystematyczny odnośnie do koncentracji minerałów maficznych, skałeni i kwarcu.

Kwarc i skałen potasowy tworzą zazwyczaj monokryształy, natomiast plagioklasy i minerały maficzne – zarówno monokryształy, jak i glomerokryształy oraz polimineralne zlepy ze skałeniami. Wymienione minerały mają wykształcenie hipidiomorficzne lub idiomorficzne. Fenokryształy plagioklazów i skałeni potasowych mają pokrój listewkowy lub tabliczkowy, natomiast fenokryształy głównych minerałów maficznych – pokrój tabliczkowy, słupkowy i pręcikowy. Plagioklasy bywają spękane i sprotoklazowane, miejscami ujawniają formy szkieletowe, czasami zawierają wrostki szkliwa i drobnych minerałów akcesorycznych (m.in. cyrkonu i monacytu). Kwarc jest

wykształcony najczęściej hipidiomorficznie, rzadziej idiomorficznie lub ksenomorficznie (w tym szkieletowo), czasami bywa spękany, lokalnie występuje w obwódkach regeneracyjnych. Siatka spękań pokrywających fenokryształy kwarcu ma niekiedy zarysy zbliżone do spękań perlitowych, uwydatnionych czarnym lub brunatnoczerwonym pigmentem tlenków żelaza.

Granat (almandyn) tworzy monokryształy idiomorficzne lub hipidiomorficzne, poprzerastane zazwyczaj pseudomorfiami po biotycie (miejscami też po innych minerałach maficznych), a także apatytem, minerałami nieprzezroczystymi oraz kwarcem. Lokalnie ma dobrze rozwinięte obwódki kelyfitowe (np. w otworze Ośno IG 2). Jest nie tylko składnikiem fenokryształów, lecz także enklaw skał plagioklazowo-biotytowo-granatowych. Allanit pojawia się w formie pojedynczych słupków lub tabliczek, apatyt tworzy drobne kryształy słupkowe lub pręcikowe występujące samodzielnie lub w postaci wrostków w różnych minerałach, natomiast rzadziej wchodzi w skład zlepy, gdzie towarzyszy skałeniom i minerałom maficznym. Ilmenit jest wykształcony hipidiomorficznie lub ksenomorficznie, miejscami szkieletowo. Tworzy samodzielne osobniki oraz wrostki i przerosty w minerałach maficznych.



**Fig. 10.** Kwarc (Q) i pumpellyit (Pm) w pęcherzyku pogazowym andezytu; obraz BSE i widmo EDS składu chemicznego pumpellyitu; otwór wiertniczy Banie 1; głęb. 3916,2 m

Quartz (Q) and pumpellyite (Pm) in a vesicle from andesite; backscattered electron image and EDS spectrum of pumpellyite chemical composition; Banie 1 borehole, depth 3916.2 m

Minerały maficzne należały do rozpowszechnionych składników fenokryształów i przynajmniej w ilościach śladowych występowały w większości kompleksów skał kwaśnych, lecz ich udział w cieście skalnym notowano rzadko. Ogólna zawartość objętościowa tych minerałów przeważnie nie przekraczała 1–2%. Jedynie w ryolitach z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 ich udział wynosił miejscami ok. 10%. Najpospolitszym minerałem maficznym był piroksen, drugą pozycję zajmował biotyt, trzecią – amfibol, natomiast granat zaliczono do składników akcesorycznych. Granat zachował się w stanie świeżym, w stanie względnie świeżym występuje niekiedy biotyt, bowiem lokalnie widoczne są jego większe relikty (np. w otworze Kąkolewo 1). Pozostałe minerały maficzne tworzą obecnie pseudomorfozy, których cechy morfologiczne wskazują, że pirokseny były reprezentowane głównie przez odmiany jednoskośne, a amfibole – przez hornblendy.

Piroksen, biotyt i amfibol zostały całkowicie lub prawie całkowicie zastąpione chlorytami, tlenkami żelaza, węglanami, tytanitem, leukoksenem i lokalnie seladonitem. Pseudomorfozy po piroksenie i amfibolu bywają otoczone obwódkami opacytowymi, pseudomorfozy po biotycie i amfibolu są miejscami poprzerastane poikilitowo apatytem i minerałami nieprzezroczystymi. W skałach z otworu Kamień Pomorski IG 1 Ryka (1972) opisał pseudomorfozy po oliwinie składające się z bowlingitu lub chlorytów i hematytu, sporadycznie z iddingsytu. Występują one samodzielnie lub przerstają fenokryształy plagioklazów.

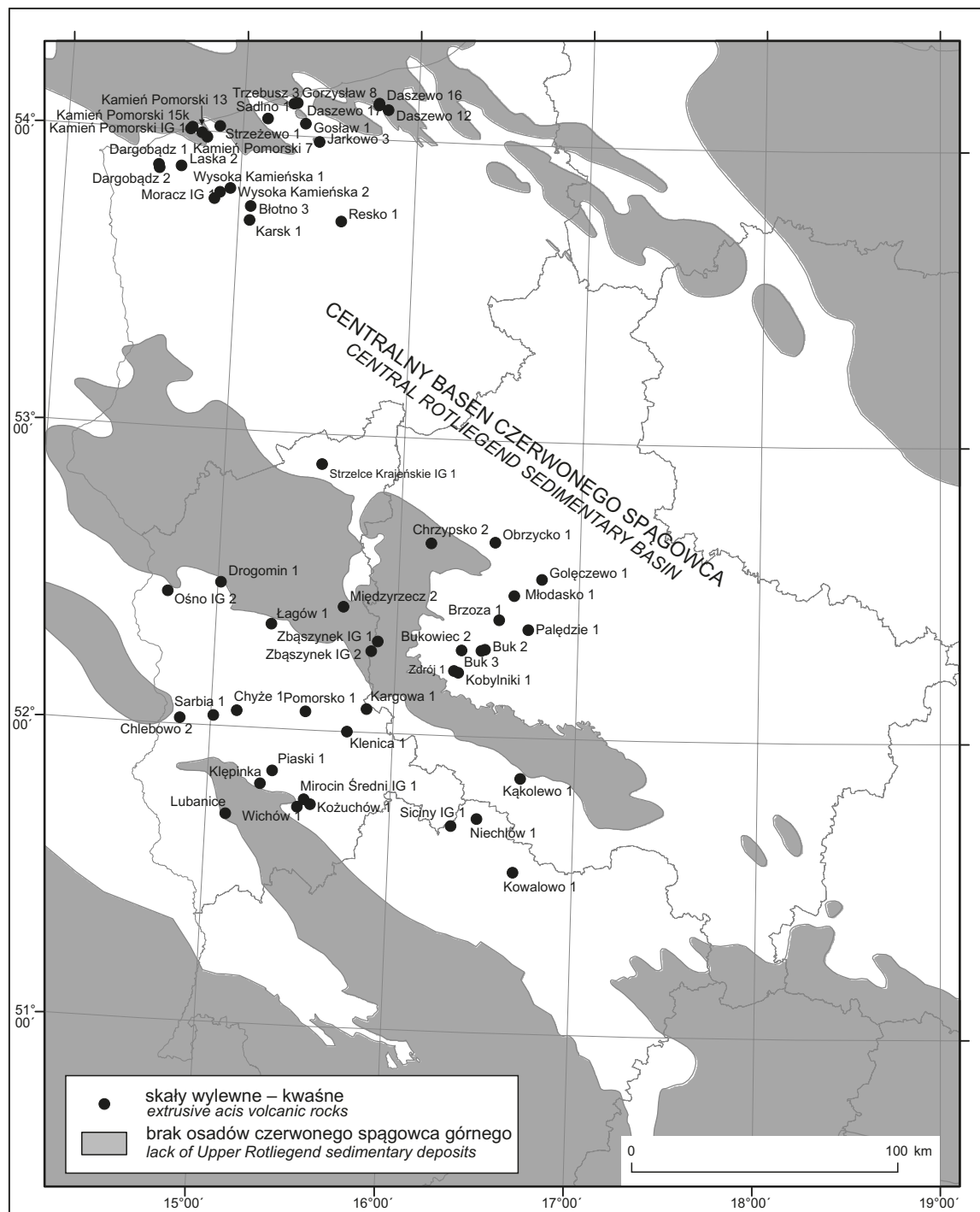
Plagioklasy są w różnym stopniu zalbityzowane, lecz w mniejszym zakresie niż bazaltach, andezytach, i trachyandezytach. W wielu kompleksach, zwłaszcza dacytów z Pomorza, prócz fenokryształów plagioklazów zastąpionych pseudomorfozami albitowymi, można znaleźć relikty plagioklazów pierwotnych (fig. 12), najczęściej o składzie od 25 do 35% An (Ryka, 1978; Juroszek i in., 1981; Kłapciński i in., 1988a, b; Jackowicz, 1994). Pełen zakres zróżnicowania składu tych skałeni w kwaśnych skałach wylewnych jest jednak znacznie szerszy i w niektórych kompleksach zamyka się w granicach od oligoklazu do labradoru, co może wynikać z budowy pasowej (tabl. I: E, F) lub obecności kilku generacji tych minerałów (tab. 1). Zmienności tej nie stwierdzono bowiem w odniesieniu do jednego osobnika, lecz całej populacji reliktyw, pochodzących z różnych partii częściowo zalbityzowanych plagioklazów. Plagioklasy ciasta skalnego mają skład albitu lub oligoklazu.

Skaleń potasowy (zazwyczaj ortoklaz) często bywa perytym infiltracyjnym – przenikającym lub plamistym, a w bardziej zaawansowanych stadiach albityzacji – sektorowym, z albitem szachownicowym zastępującym znaczne partie fenokryształów. W ryolitach bezkwarcowych są spotykane też skalenie potasowe niezalbityzowane (tab. 1), lecz wykazujące niejednorodność struktury, przejawiającą się falistym lub plamistym wygaszaniem światła. W wyniku powszechnej dewitryfikacji szkliwa minerał ten jest oprócz kwarcu podstawowym składnikiem ciasta skalnego.

Plagioklasy i skalenie potasowe uległy nie tylko albityzacji, lecz także innym przeobrażeniom, przede wszystkim serycytyzacji, karbonatyzacji, sylifikacji, illityzacji, chlorytyzacji oraz zastępowaniu siarczanami, epidotem, pumpellyitem, zeolitami, adularzem i hydrogetytem.

Ze względu na widoczne dopiero w skali mikroskopowej wykształcenie ciasta skalnego badane skały wykazują strukturę mikrofelsytową, wicrofirowo-plamistą lub mikropoikilitową, teksturę potokowo-wstęgową lub bezładną, lokalnie perlitową.

Strukturą mikrofelsytową odznaczają się skały o niewielkich, zazwyczaj kilkumetrowych miąższościach, tworzące samodzielne jednostki wulkaniczne lub leżące na pokrywach bazaltowo-andezytowych lub też reprezentujące fację brzeżną grubszych pokryw kwaśnych wulkanitów. W ostatnim przypadku strukturze mikrofelsytowej towarzyszy tekstura fluidalno-wstęgową, która jest rozpowszechniona w skałach z obszaru monokliny przedsudeckiej (nawierconych m.in. w otworach Młodasko 1, Pałędzie 1, Drogomin 1, Pomorsko 1), podczas gdy na obszarze nadbałtyckiej części Pomo-

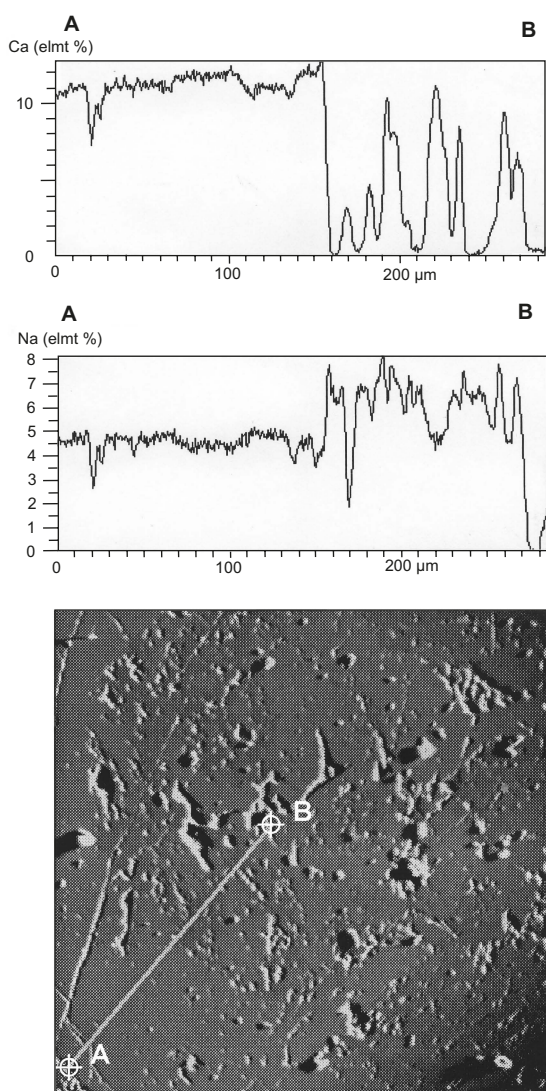


**Fig. 11. Lokalizacja otworów, z których pochodzą ryolity, dacyty i trachity omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca**

The locations of boreholes penetrating rhyolites, dacites and trachites considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

W zachodniej części basenu jest struktura mikropoikilitowa. Mikrofelsytowe ciasto skalne składa się w większości z mikrokryształicznego agregatu kwarcowo-skaliennego, czyli felsytu, w którym czasami występują ukierunkowane zgodnie z fenokryształami drobne smugi lub soczewki o grubszym uziarnieniu, czasami z relikami sferolitów.

Silne zagęszczenie centrów nukleacji w cięście świadczy o krótkotrwałym istnieniu fazy ciekłej, w której tempo dyfuzji nie dorównywało tempu krystalizacji wskutek szybkiego wzrostu lepkości przechłodzonego stopu. Mikrokryształiczny zespół mineralny jest uznawany za produkt dewitryfikacji rozwijającej się przez wiele milionów lat, począwszy od



**Fig. 12. Fragment częściowo zalbityzowanego plagioklazau pierwotnego z dacytu; obraz BSE i wykresy zawartości Ca i Na wzdłuż przekroju A–B; otwór wiertniczy Kamień Pomorski IG 1, głęb. 2749,5 m**

Fragment of partly albitized primary plagioclase from dacite; backscattered electron image and concentration profiles of Ca and Na along A–B section; Kamień Pomorski IG 1 borehole, depth 2749.5

temperatury niewiele niższej od temperatury transformacji szkliwa (Friedman, Long, 1984).

Struktura apowitrofirowo-plamista przejawia się obecnością kulistych lub kulistopodobnych form wygaszających światło, przepędających kryptokrystaliczną masę. Formy te są słabo wykształconymi, niedojrzałymi sferolitami, przeważnie o średnicy do 0,2 mm, rzadko większej; te ostatnie bywają otoczone hematytowym pigmentem. W przypadku rozwiniętej tekstury fluidalnej, sferolity kuliste są spłaszczone, a oprócz nich są spotykane także aksjolity. Fenokryształy kwarcu tkwiące w apowitrofirowo-plamistym cieście skalnym często bywają otoczone obwódkami regeneracyjnymi

(*tabl. II: A*). Struktura ta występuje częściej w skałach z Pomorza niż z obszaru monokliny przedsudeckiej i pojawia się w różnych partiach pokryw lawowych (m.in. z otworów Jar-kowo 3, Strzeżewo 1, Karsk 1, Trzebusz 3). Czasami może przechodzić w strukturę mikropoikilitową (np. w skałach z otworu Resko 1).

Obecność sferolitów w kryptokrystalicznej masie świadczy o silnym przechłodzeniu law zawierających więcej składników lotnych niż lawy mikrofelsytowe. Sprzyjało to lepszej, lecz mimo wszystko słabej dyfuzji, dzięki której przed osiągnięciem temperatury transformacji szkliwa zdążyły tu powstać centra krystalizacji sferolitowej, kontynuującej się po zestaleniu law.

Struktura mikropoikilitowa wyraża się obecnością mozaikowego agregatu kwarcowo-ortoklazowego, kwarcowego lub albitowego, złożonego z krysztalopodobnych form widocznych dzięki ukierunkowanemu wygaszaniu światła (*tabl. II: B*). Formy te są poprzetykane pilśniową masą igiełek kwaśnych plagioklazów, mikrolitów minerałów nieprzezroczystych, a miejscami też apatytu, cyrkonu i innych minerałów akcesorycznych. W górnych partiach kompleksów mikropoikilitowych rozmiary pojedynczych osobników agregatu mieszczą się czasami w zakresie struktury drobnokrystalicznej i przechodzą ku dołowi do zakresu struktury średniokrystalicznej. Struktura ta jest rozpowszechniona w skałach z Pomorza Zachodniego, lecz występuje też w skałach z monokliny przedsudeckiej. Jest charakterystyczna dla kwaśnych skał z wymienionych rejonów. Najdłuższe przewiercone odcinki skał o tej strukturze przekraczają 200 m (otwór Wysoka Kamińska 2), najkrótsze mają kilka metrów.

Rozwój struktury mikropoikilitowej wiąże się z krystalizacją stopów i dewitryfikacją szkliwa bogatszego w składniki lotne niż szkliwo ciasta apowitrofirowo-plamistego (Lofgren, 1971a, b). Nieprawidłowe wykształcenie i obfita nukleacja chadakryształów wskazuje na ich szybką krystalizację z przechłodzonych stopów. Rzadsza nukleacja oikokryształów sugeruje natomiast, że są one produktami dewitryfikacji law, zachodzącej po zestaleniu lawy w warunkach wolniejszego spadku temperatury.

Tekstura perlitowa przejawia się obecnością koncentryczno-skorupowej sieci owalnych spękań w mikrofelsytowym cieście skalnym (*tabl. II: C*). W grubszych, kilkudziesięciometrowych kompleksach spękania owalne zanikają w miarę wzrostu głębokości na korzyść spękań blokowych, a ciasto mikrofelsytowe przechodzi czasami w wifrofirowo-plamiste. W skałach z perlitowym ciastem skalnym zazwyczaj są rozpowszechnione formy amygdaloidalne. Najpospolitsze małe, pojedyncze migdały (o długości od 0,1 do 2,0 mm) mają kształty spłaszczonych owali lub soczewek, większe (o długości do 20 mm) bywają połączone w nieregularne formy, w wyniku aglutynacji kilku soczewkowych pęcherzyków. Duże migdały ulegają niekiedy deformacjom w sposób charakterystyczny dla odkształceń na granicy fazy plastycznej i sztywnej, np. jedna końcówka ostra, klinowata, podczas gdy druga – blokowa, wskazująca kierunek przemieszczania się szklistej masy. Tekstura ta reprezentuje fację brzezną.

Tabela 1

Przykładowe wyniki analiz mikrosondowych (EDS) skaleni z dacytów i ryolitu  
 Exemplary results of chemical analyses (EDS) of feldspars from dacite and rhyolite

Składniki	Albit	Plagioklasy					K-skałen
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	66,17	50,92	51,70	53,64	59,88	62,60	64,62
TiO <sub>2</sub>	0,29	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,04	30,27	29,16	27,94	24,30	22,91	17,49
FeO <sub>tot.</sub>	0,01	0,29	0,44	0,44	0,29	0,18	0,05
MnO	0,03	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.d.
MgO	0,26	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	0,13
CaO	0,99	15,31	14,37	12,49	6,31	5,80	0,18
Na <sub>2</sub> O	11,43	2,89	3,76	4,62	8,21	7,79	0,57
K <sub>2</sub> O	0,16	0,25	0,32	0,46	0,60	0,10	16,09
Suma	99,38	99,93	99,75	99,59	99,59	99,39	99,13
Si	2,91	2,35	2,38	2,46	2,67	2,79	3,00
Ti	0,06	—	—	—	—	—	—
Al	1,04	1,65	1,55	1,51	1,31	1,20	0,95
Fe	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	—	—	—	—	—	—
Mg	0,02	—	—	—	—	—	0,00
Ca	0,04	0,75	0,70	0,60	0,30	0,28	0,00
Na	0,97	0,25	0,35	0,40	0,70	0,67	0,05
K	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,01	0,95
Suma	4,99	5,03	4,99	5,04	5,03	4,95	4,95
O	8	8	8	8	8	8	8

1 – otwór Książ Wielkopolski 3, głęb. 3247,5 m; 2–6 – otwór Kamień Pomorski, głęb. 2722,0 m; 7 – otwór Książ Wielkopolski 3, głęb. 3247,5 m; n.d. – nie wykryto, n.m. – nie oznaczano

1 – Książ Wielkopolski 3 borehole, depth 3247.5 m; 2–6 – Kamień Pomorski borehole, depth 2722.0 m; 7 – Książ Wielkopolski 3 borehole, depth 3247.5 m; n.d. – not determined; n.m. – not measured

Rozwój spękań perlitowych tłumaczy się kontrakcją law podczas szybkiego chłodzenia, w wielu przypadkach związanego z uwodnieniem szkliwa, przy czym szybsze chłodzenie powoduje powstanie gęstych spękań owalnych, a wolniejsze – rzadszej sieci spękań blokowych.

Tekstura fluidalno-wstęgowa jest dobrze rozwinięta w mikrofelsytowym i apowitrofirowo-plamistym cieście skalnym, natomiast słabiej i tylko lokalnie w cieście mikro-poikilitowym. W cieście mikrofelsytowym i apowitrofirowo-plamistym charakterystyczną cechą tej tekstury jest występowanie na tle krypto- lub mikrokryształicznej masy lamin i warstewek o wyraźnie grubszym uziarnieniu (tabl. II: D), niekiedy z relikami sferolitów, przy czym ułożenie warstewek jest zgodne z ułożeniem fenokryształów, form amygdaloidalnych i enklaw. Laminy i warstewki są często zafalowane i sfałdowane, laminy tworzą cienkie (poniżej 1mm), nitkowate smużki, wypełniające szczeliny foliacyjne skał, a warstewki mają zmienną grubość (przeważnie do 1 cm) i pojawiają się nieregularnie między laminami. Przewarstwienia mają skład analogiczny do otaczającego je ciasta skalnego, które bywa czasami spękane w systemie perlito-wym. W cieście mikro-poikilitowym warstewki są drobniej uziarnione (mikrofelsytowe, witrofirowo-plamiste) od otaczającego tła, występują znacznie rzadziej, a ich grubość waha się od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Mikro-

poikilitowe agregaty bywają pocięte nitkowatymi laminami. Tekstura ta ma tu raczej charakter wstęgowy, nie fluidalny, bowiem nie widać tu zazwyczaj wyraźnych oznak płynięcia.

Fluidalno-wstęgowe ciasto skalne występuje na przestrzeni całych kompleksów o niewielkich miąższościach (nawierconych m.in. w otworach Młodasko 1, Chrzypsko 2, Buk 1 i 2), bądź też w facji wewnętrznej kompleksów o dużych miąższościach (nawierconych m.in. w otworach Moracz IG 1, Jarkowo 1, Karsk 1, Trzebusz 3, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Gołęczewo 1 i Pałędzie 1). Tego rodzaju ciasto formuje się dzięki mikroszczelinom powstałym wskutek ściania podczas przemieszczania się lepkiego stopu na płytkich poziomach skorupy ziemskiej oraz na powierzchni ziemi. Przy kontynuacji ruchu szczeliny ulegają zabliźnieniu w wyniku spieczenia, a występujący w nich pył i drobne okruchy szkliwa pozostawiają ślady widoczne jako warstwowanie potokowe (Vernon, 2004).

Skały o fluidalno-wstęgowym cieście skalnym są trudne do odróżnienia od reomorficznych ignimbrytów, pochodzących z tzw. lawopodobnych potoków (*lava-like flows*), a prawidłowa diagnostyka tego rodzaju skał w kompleksach udostępnionych tylko fragmentarycznie wierceniami jest prawie niemożliwa. W dawniejszych pracach autorka większość tych skał traktowała jako ignimbryty (Jackowicz, 1994, 1995, 2003), jednak w ostatnim dziesięcioleciu szybki

rozwój wiedzy odnośnie struktur i tekstur współczesnych law i osadów piroklastycznych spowodował wiele zmian w interpretacji starych utworów wulkanicznych. Na podstawie przyjętych kryteriów odróżniania reomorficznych ignimbrytów od law (Manley, 1995, 1996) stwierdzono, że większość tych skał reprezentuje lawy.

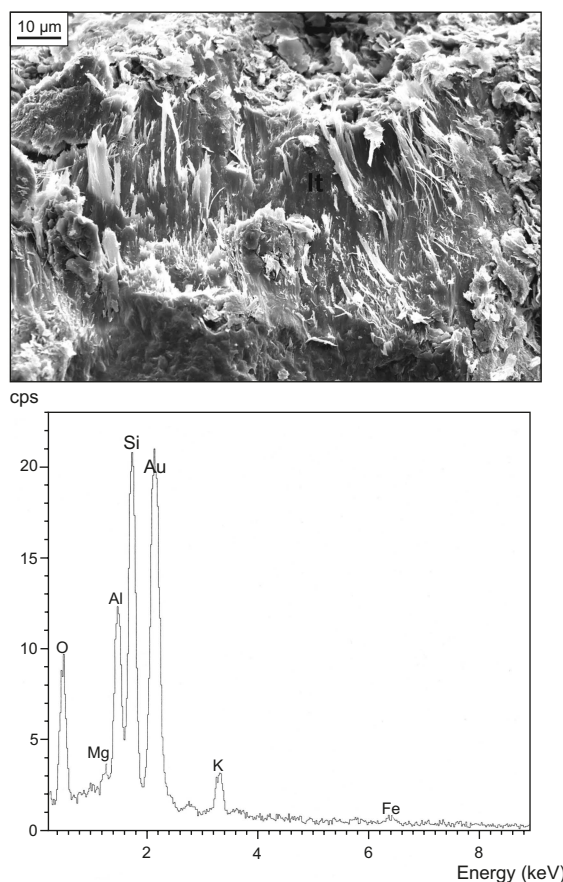
Przeobrażenia ciasta skalnego kwaśnych skał wylewnych rozwinęły się zazwyczaj w mniejszym stopniu niż przeobrażenia ciasta skalnego bazaltów, andezytów i trachy-andezytów, ze względu na istotny udział odpornego na rozkład kwarcu oraz stosunkowo odpornego skalenia potasowego. Dodatkowym czynnikiem wzmacniającym zwięzłość ciasta była lokalna sylifikacja, przejawiająca się wypełnieniem kwarcem lub chalcedonem szczelin spękań i pęcherzyków pogazowych. Wyniki punktowych analiz chemicznych kryptokrystalicznego ciasta wskazują na mieszaninę różnego rodzaju faz mineralnych, z przewagą glinokrzemianów potasu i z dodatkiem tlenków żelaza.

Do pospolitych przeobrażeń ciasta należy karbonatyzacja, albityzacja, serycytyzacja lub impregnacja siarczanami, a w skałach perlitowych illityzacja – zwłaszcza w ich przystropowych partiach. Minerale ilaste (głównie illit, illit/smektyt, rzadziej chloryty) są szeroko rozpowszechnionymi składnikami ciasta skalnego wszystkich typów kwaśnych skał wylewnych, lecz ich udział jest stosunkowo umiarkowany. Gromadzą się one przede wszystkim w szczelinach oddzielności i spękań oraz w przylegających do nich partiach skał (fig. 13). Są także treścią licznych pęcherzy pogazowych, obok kwarcu, tlenków i wodorotlenków żelaza, albitu, skalenia potasowego, zeolitów i seladonitu.

#### Skały subwulkaniczne

Do zespołu skał wulkanicznych zachodniej Polski wchodzi też skały subwulkaniczne (fig. 14), tworzące samodzielne jednostki litologiczne formacji wulkanicznej lub współwystępujące ze skałami wylewnymi i piroklastycznymi. W kompleksach wulkanicznych skały te występują pod, rzadko nad, pokrywami wulkanicznymi w postaci nieokreślonych ciał magmowych lub przecinają te pokrywy w formie żył. Większe ciała magmowe również bywają przecięte żyłami innych subwulkanitów. Nawiercone miąższości tych skał wynoszą od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 350 m, przy czym nie we wszystkich otworach je przewiercono. Na obszarze nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego skały te są reprezentowane przez brunatne i brunatnowiśniowe mikromonzonity i mikrodioryty, a na obszarze monokliny przedsudeckiej – przez mikrogranity, granity, mikrogranodioryty, mikrodioryty, mikrogabra i sjenity o barwie szarowiśniowej, szaroczerwonej lub popielatozielonkawej.

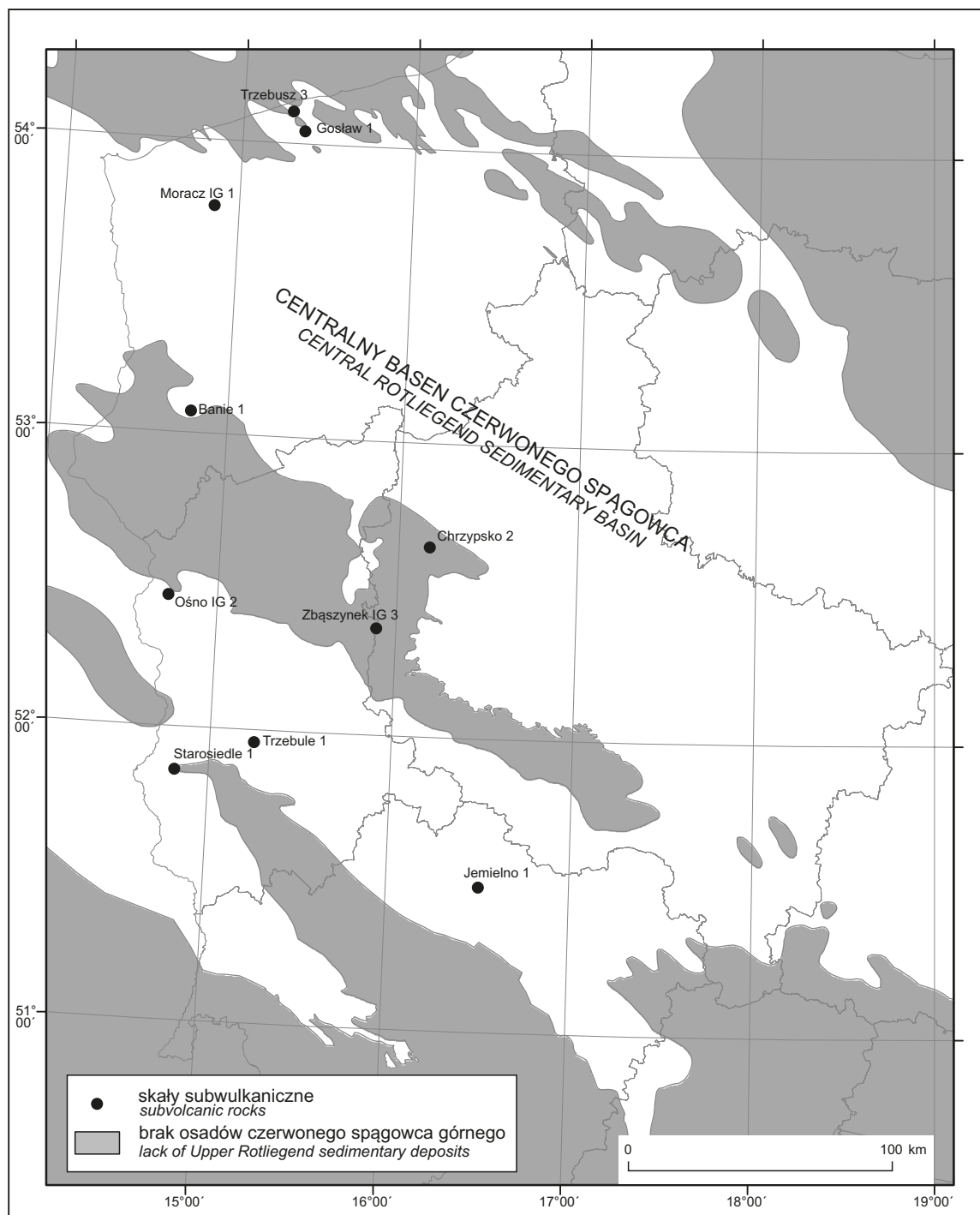
**Mikromonzonity, mikrodioryty, mikrogabra.** Mikromonzonity lub mikrodioryty nawiercono w otworach Jeżyki 1, Jeniniec 2, Chartów 1, Banie 1, Moracz 1, Gosław 1 i Trzebusz 3. Skały te są holokrystaliczne (drobno- lub średniokrystaliczne) i odznaczają się strukturami bazytowymi – ofitową i subofitową w otworach Banie 1, Moracz IG 1 (tabl. II: E) i Trzebusz 3, porfirowo-diabazową i w otworze Go-



**Fig. 13. Illit włóknisty (It) obrastający powierzchnię oddzielności perlitowego ryolitu; obraz SEM oraz widmo EDS składu chemicznego, próbka napyłana Au; otwór wiertniczy Pałędzie 1, głęb. 3827,2 m**

Fibrous illite (It) overgrowing a parting plane of perlitic rhyolite. SEM image and EDS spectrum of chemical composition, sample with Au-coating; Pałędzie 1 borehole, depth 3827.2 m

sław 1 oraz intersertalną w otworach Jeżyki 1 i Jeniniec 2. Skały z otworu Chartów 1 mają strukturę porfirowatą, nierówno ziarnistą. Tekstura jest bezładna, a w skałach z otworów Gosław 1 i Chartów 1 ukierunkowana ze względu na ułożenie fenokryształów plagioklaz. Głównymi składnikami mineralnymi są listewkowe plagioklasy, tkwiące poikilitowo w dużych (4–7 mm), ksenomorficznych ziarnach piroksenu lub otaczające małe osobniki tego minerału. Plagioklasy są w różnym stopniu zastąpione minerałami ilastymi, serycytem i węglanami. Jądra dużych, stosunkowo świeżych, pasowo zbudowanych plagioklazów ze skał nawierconych w otworze Banie 1 zawierają ponad 60% cząsteczki anortytowej (tab. 2), podczas gdy w drobnych osobnikach (ok. 1 mm) zawartość anortytu wynosi średnio od 30 do 32% (Jackowicz, 1994). W innych skałach plagioklasy bywają słabo zalbityzowane, a oprócz nich pokazują się częściowo zserycytyzowane skalenie potasowe, obok których w mikromonzonicie pojawia się kwarc. Spośród minerałów maficznych w zdecydowanej przewadze występują stosunkowo świeże pirokseny (tab. 2), w znacznie mniejszej ilości pojawia się biotyt oraz pseudomorfozy iddingsytowo-chlorytowe



**Fig. 14. Lokalizacja otworów wiertniczych, z których pochodzą skały subwulkaniczne omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca**

The locations of boreholes penetrating rhyolites, dacites and trachites considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

po oliwinie. Zachowany w stanie świeżym oliwin zidentyfikowano w skałach z otworu Jeżyki 1 (Pańczyk i in., 2013). Pirokseny są lokalnie schlorytyzowane, skarbonatyzowane, a także zastępowane hematytami, getytem, tytanitem i chlorytami. Licznie występują minerały nieprzezroczyste, głównie magnetyt. Pojedyncze pęcherzyki lub druzdy interstycyj-

ne są wypełnione kwarcem, chlorytami, węglanami, siarczanami, zeolitami, getytem i hematytami.

Kwaśne skały subwulkaniczne nawiercono w otworach: Chrzypsko 2, Ośno IG 2, Trzebule 1, Starosiedle 1, Zbąszynek IG 3 i Jemielno 1. Ich struktura jest holokrystaliczna, porfirowa lub równoziarnista (średnioziarnista), tekstura

Tabela 2

Przykładowe wyniki analiz mikrosondowych (EDS) piroksenów i plagioklazów z otworu Banie 1, głęb. 4089,5 m  
Exemplary results of chemical analyses (EDS) of pyroxenes and plagioclases from Banie 1 borehole, depth 4089.5 m

Składnik	Klinopirokseny			Plagioklasy	
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,89	52,05	51,30	52,10	52,84
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,79	0,52	0,33	n.d.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	1,66	1,97	30,21	29,74
FeO <sub>tot.</sub>	9,24	9,61	11,20	0,80	0,75
MnO	0,31	0,21	0,45	0,09	n.d.
MgO	15,34	15,41	13,18	n.m.	n.m.
CaO	19,42	20,83	18,19	13,44	13,10
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,19	1,96	3,10	4,19
K <sub>2</sub> O	n.d.	0,02	0,16	0,47	0,43
Suma	99,72	100,77	98,93	100,33	100,38
Si	1,97	1,93	1,95	2,36	2,39
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Al	0,06	0,07	0,09	1,62	1,59
Fe	0,29	0,30	0,36	0,03	0,03
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,85	0,85	0,75	—	—
Ca	0,77	0,83	0,74	0,65	0,63
Na	0,05	0,01	0,14	0,27	0,35
K	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Suma	4,01	4,02	4,05	4,95	5,01
O	6	6	6	8	8

Objaśnienia jak w tabeli 1/ explanations as in Table 1

bezlądna. W otworze Chrzypsko 2 pod pokrywą ryolitów potokowo-wstęgowych nawiercono porfirowe mikrogranity, a następnie ponad 350-metrowy kompleks granitów intrudowanych dwukrotnie porfirowymi mikrogranodiorytami (Jackowicz, 1994). Intruzję porfirowych mikrogranodiorytów o miąższości kilku metrów stwierdzono także w kompleksie wulkanicznym z otworu Ośno IG 2 (Ryka, Siemaszko, 1978; Jackowicz, 1983). W otworze Trzebule 1 nawiercono ponad 40-metrowy kompleks porfirowych mikrogranodiorytów, a w otworze Starosiedle 1 – ponad 150-metrowy kompleks porfirowych mikrogranitów. W obydwu otworach skały te są jedynymi elementami litologicznymi jednostki wulkanicznej (Siemaszko, 1978, 1981), podobnie jak kilkumetrowy kompleks sjenitów z otworu Jemiarno 1. Sjenity z otworu Zbąszynek IG 3 tworzą kilka kilkudziesięciocentymetrowych żył w skałach wulkanicznych, a pod nimi – ciało o nawierconej miąższości ok. 70 m.

**Mikrogranity, mikrogranodioryty.** Skały te zawierają liczne fenokryształy, glomerofenokryształy i zlepy fenokryształów. Ich udział lokalnie przekracza 50% obj., a wielkość pojedynczych ziaren waha się od 0,5 do 3,0 mm. W mikrogranitach w składzie fenokryształów występuje głównie kwarc i skałen potasowy, w ilościach podrzędnych pojawiają się plagioklasy i lokalnie biotyt oraz pseudomorfozy po niezidentyfikowanych minerałach maficznych. W mikrogranodiorytach fenokryształy kwarcu są nieliczne lub nieobecne,

natomiast głównymi składnikami są plagioklasy o składzie oligoklazalu lub andezynu (najczęściej 28–32% An) lub zastępującego je wtórnego albitu. Minerałom tym towarzyszy niekiedy biotyt. Podobnym składem plagioklazalu odznaczają się mikrogranity (Jackowicz, 1994). Fenokryształy minerałów salicycznych są zazwyczaj hipidiomorficzne, miejscami spękane, ujawniają ślady korozji magmowej. W plagioklazach bywają widoczne relikty budowy pasowej, zaznaczonej rozmieszczeniem produktów wtórnych przeobrażeń – minerałów ilastych, nieprzezroczystych i węglanów. Skalenie potasowe i plagioklasy są miejscami zsercytyzowane, a plagioklasy zastępowane ponadto epidotem i kalcytem. Biotyt i inne minerały maficzne są zastępowane węglanami, chlorytami, tlenkami żelaza, tytanitem i rutylem.

Drobnoziarniste ciało skalne jest mozaiką ksenomorficznych ziaren skalenia potasowego i kwarcu oraz listewkowych plagioklazów, miejscami z dodatkiem pseudomorfoz po minerałach maficznych złożonych z tych samych minerałów, które zastępowały ich fenokryształy. Występujące lokalnie drobne pęcherzyki i szczeliny spękań wypełniają: kwarc, kalcyt, hematyt i czasami adular.

**Granity.** Granity są złożone z tych samych minerałów, z których jest zbudowany mikrogranit. Kwarc występuje w postaci ziaren hipidiomorficznych, a rzadziej ksenomorficznych lub idiomorficznych. Często wykazuje spękania, oraz formy pseudokorozyjne i pseudoskieletowe powstałe



wskutek przerostów z otaczającymi go skaleniami potasowymi i plagioklazami. Hipidiomorficzne lub ksenomorficzne skalenie są reprezentowane przez częściowo zalbityzowany skałen potasowy oraz albit, tworzący pseudomorfozy po oligoklazie lub kwaśnym andezynie (Jackowicz, 1994). Skalenie bywają zastępowane serycytem, węglanami, anhydrytem i prehnitem. Miejscami tworzą drobne ziarna, występujące jako wrostki w kwarcu. Ksenomorficzny, a rzadziej hipidiomorficzny biotyt pojawia się zazwyczaj w formie pseudomorfoz złożonych minerałów nieprzezroczystych, chlorytów i węglanów. W skale są spotykane enklawy piaszczowców i mułowców.

**Sjenity.** W żyłach nawierconych w otworze Zbąszynek IG 3 występują sjenity złożone głównie ze skaleni potasowych i plagioklazów, obfitujących w równomiernie rozsiane łuseczki serycytu oraz zastępowanych lokalnie węglanami, siarczanami i epidotem. W mniejszej ilości występują pseudomorfozy złożone z węglanów, siarczanów i tlenków żelaza po minerałach maficznych, szkieletowy albit oraz nefelin i pseudomorfozy po nim, złożone z niskodwójłomnych minerałów. Liczne szczeliny spękań skaleni potasowych i plagioklazów są wypełnione hematytym.

Sjenity tworzące większe ciało magmowe są bardziej przeobrażone i nie zawierają już nefelinu, natomiast znacznie więcej szkieletowego albitu i pseudomorfoz po minerałach maficznych, a także relikty biotyty. Skalenie potasowe i plagioklasy są silnie zserycytyzowane, pseudomorfozy złożone z węglanów, chlorytu, hematytu i tytanitu są przede wszystkim po biotycie oraz być może jeszcze innym minerałem maficznym.

W otworze Jemięlna 1 nawiercono tak silnie przeobrażony sjenit, że na znacznej przestrzeni nie można rozpoznać konturów jego pierwotnych składników mineralnych. W miejscach mniej zmienionych skała ta ujawnia strukturę średnio- lub drobnokrystaliczną, na którą składają się tabliczkowe lub gałęziste pseudomorfozy po skaleniach potasowych (z widocznymi niekiedy relikdami tych minerałów) i rzadziej listewki niecałkowicie przeobrażonych, polisyntetycznie zbliźniaczonych plagioklazów (Jackowicz, 2008).

Skalenie potasowe i plagioklasy są przeobrażone głównie w agregat minerałów ilastych i serycytu impregnowany mikrolitami tlenków i wodorotlenków żelaza, wzbogacony w węglany w pobliżu żyłek węglanowo-siarczanowo-żelazistych. Na tle tej masy wyróżniają się bardziej lub mniej wyodrębnione, większe skupiska tlenków żelaza, tytanitu i węglanów, będące najprawdopodobniej resztkami pseudomorfoz po minerałach maficznych, być może po biotycie. W partii przyspągowej stwierdzono kontakt skały z silnie skarbonatyzowanym łupkiem amfibolowo-kwarcowym oraz ze stosunkowo świeżym gnejssem biotytowo-amfibolowym.

#### Skąły piroklastyczne

Skąły piroklastyczne nawiercono w otworach: Kamień Pomorski 15k, Świerżno 1, Strzeżewo 1, Moracz IG 1, Błotno 3, Gosław 1, Gostyń 1, Gorzysław 8, Jarkowo 3, Daszewo 12 i 17, Karsk 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Piła IG 1, Rusocin 1, Santok 1, Gołęczewo 1, Obrzycko 1 i 3, Mężyk 1,

Pniewy 1, Kamieniec 1, Zbąszynek IG 2, Objezierze IG 1, Ujazd 3, Wyrzeka 1, Łągów 1 oraz Jany 1 (fig. 15). Skąły te najczęściej wchodzą w skład jednostek wulkanicznych wraz ze skąłami wylewnymi lub skąłami epiklastyczno-piroklastycznymi i tylko lokalnie występują samodzielnie. Miąższość kompleksów piroklastycznych wynosi zazwyczaj kilka metrów, tylko lokalnie dochodzi do kilkudziesięciu metrów, głębokość występowania waha się od ok. 2847 (w otworze Rusocin 1) do ponad 5300 m (w otworze Piła IG 1). Utwory piroklastyczne leżą na pokrywach lawowych lub na utworach epiklastycznych i bywają przewarstwione skąłami epiklastycznymi, piroklastyczno-epiklastycznymi lub wylewnymi. Analogiczne utwory pojawiają się w stropie serii piroklastycznej.

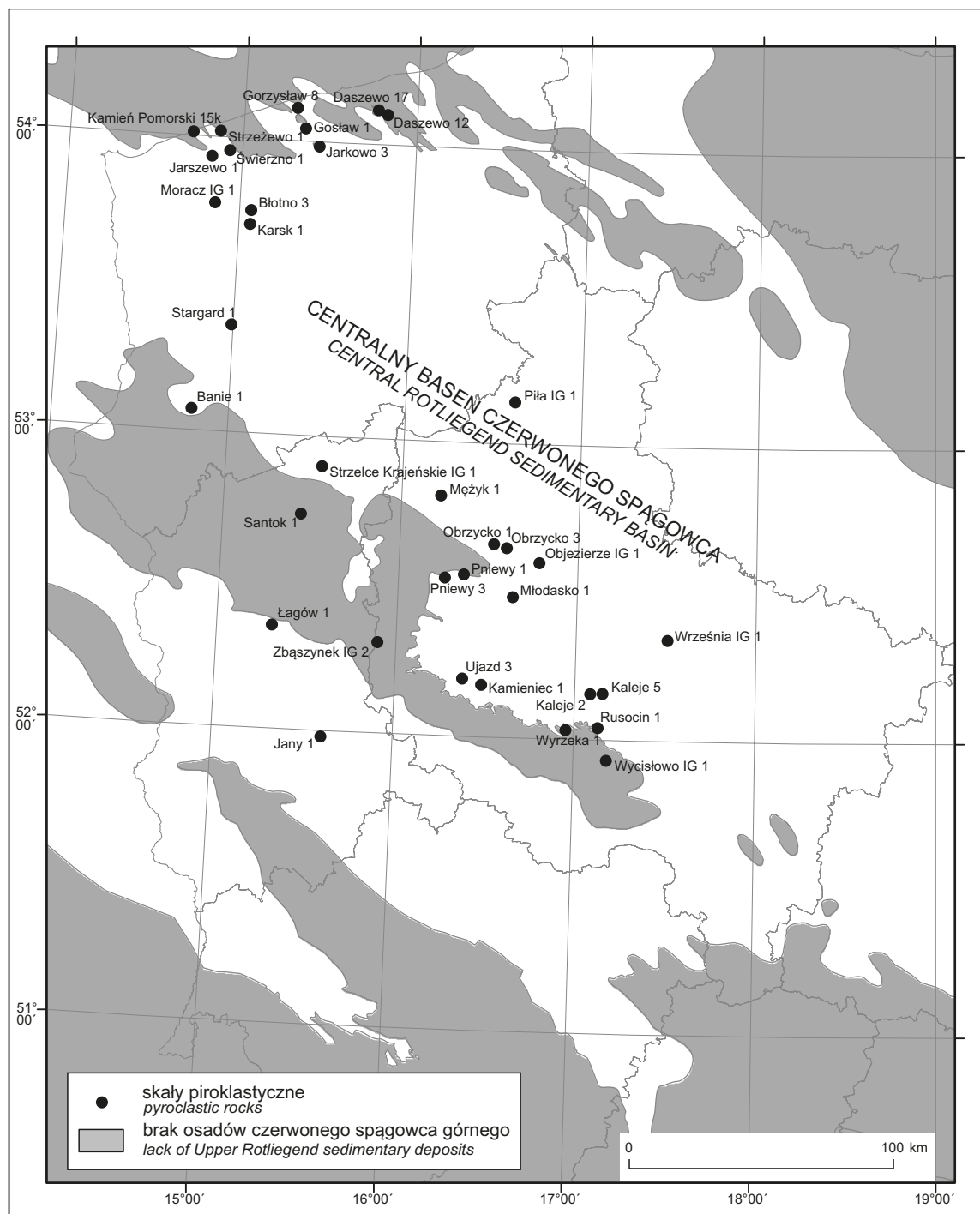
Zwięzłość i barwa skąły piroklastycznych zależą od rodzaju i zaawansowania wtórnych przeobrażeń. Najbardziej zwięzłe są tufy słabo przeobrażone, ze szkliwem zdewitryfikowanym do kwarcu i skaleni potasowego. Barwa ich jest dość jasna – różowa, popielata i wiśniowopopielata. Tufy słabo zwięzłe, to skąły o nie zdewitryfikowanym, lecz zargilityzowanym szkliwie. Są one na ogół ciemne – wiśniowobrunatne i szarowiśniowe, rzadziej jasnozielonkawe. Tekstura tych skąły jest przeważnie kierunkowa, foliacyjna, lokalnie laminowana. Pospolite są różnego typu spękania (miejscami perlitowe) oraz szczeliny w formie nieregularnych pustek, wypełnione produktami wtórnej mineralizacji.

Utwory te są w zdecydowanej większości są reprezentowane przez spieczone tufy (*welded tuffs*, Ross, Smith, 1961) o charakterze kwaśnym, tylko w kilku otworach trafiono na stosunkowo cienkie warstwy tufów i piroklastycznych brekcji andezytowych lub trachyandezytowych (Jackowicz, 1994, 2008). Wskutek zróżnicowanego stopnia spieczenia i wielokrotnych impulsów późniejszych przemian, skąły te wykazują wertykalną zmienność zarówno stanu zachowania oraz barwy, jak i struktur i tekstur, co uwidacznia się w lepiej rdzeniowanych, grubszych kompleksach.

Skład mineralny większości tufów odpowiada ryolitom i dacytom, a strukturalnymi elementami ich budowy są piroklasty, głównie juvenilne (okruchy szkliwa oraz krystaloklasty). W niewielkiej ilości (do 5% obj.) pojawiają się lokalnie litoklasty oraz pęcherzyki pogazowe z minerałami wtórnymi (nie więcej niż 1–2% obj.). Sporadycznie i w podrzędnych ilościach występuje materiał epiklastyczny.

Na podstawie stosunków objętościowych wiroklastów, krystaloklastów i litoklastów (Schmid, 1981) kwaśne skąły piroklastyczne zaliczono do wiro- i krystalotufów, których skład granulometryczny odpowiada tufom popiołowym, popiołowo-lapillowym, lapillowo-popiołowym. Tufy andezytowe i trachyandezytowe sklasyfikowano jako tufy lapillowo-popiołowe i brekcje piroklastyczne.

Wśród wiroklastów wyróżniono okruchy pumeksu, w tym w postaci fiamme oraz skorupowe odłamki szkliwa (*glass shards*), będące zazwyczaj fragmentami ścianek pumeksu. Wskutek wysokiej temperatury podczas transportu, jak też w trakcie i po depozycji, odłamki te oraz większe okruchy pumeksu uległy spieczeniu, toteż ich kontury są częściowo zatarte, w stopniu proporcjonalnym do intensywności spieczenia. Na słabą czytelność wiroklastów ma także wpływ



**Fig. 15.** Lokalizacja otworów wiertniczych, z których pochodzą skały piroklastyczne omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca

The locations of boreholes penetrating pyroclastic rocks considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

dewitryfikacja szkliva i jego późniejsze przeobrażenia oraz impregnacja skał optycznie izotropowym halitem (fig. 16). Witroklasty bywają spłaszczone i wydłużone wskutek ciśnienia nadkładu, co jest przyczyną foliacji skał oraz ich struktury kompakcyjnej, parataksytowej. Pojawiające się miejscami deformacje witeklastów (zafałdowania, wygię-

cia) są związane ze stresem podczas reomorfizmu (Streck, Grunder, 1995).

Typowymi produktami dewitryfikacji szklistych okruców są skupiska drobnych, włóknistych lub igielkowych kryształów, zwane sferolitami. Wyrastają one najczęściej z drobnych ziaren mineralnych (fig. 17), pęcherzyków lub

Tabela 3

**Wyniki ilościowych analiz chemicznych (EDS) wybranych krystaloklastów z tufów z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1, głęb. 4433,5 m**

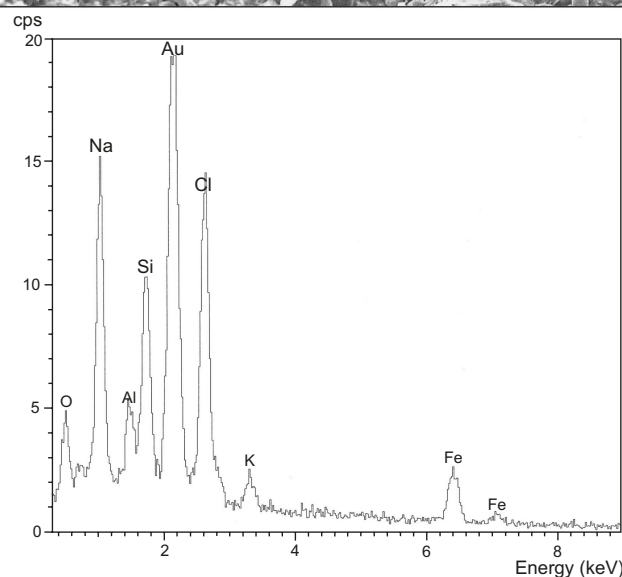
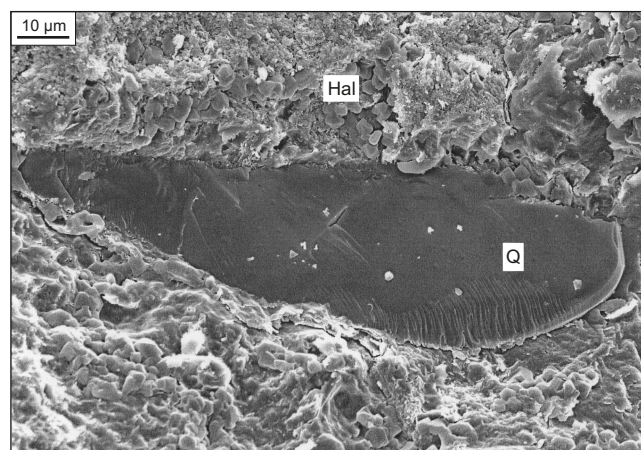
Results of quantitative chemical analyses (EDS) of selected crystalloclasts in tuffs from borehole Strzelce Krajeńskie PIG 1, depth 4433.5 m

Składnik	Relikty biotyty			Pseudomorfoza po biotycie			Granat	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	31,83	32,06	33,76	37,36	37,37	36,77	36,46	37,16
TiO <sub>2</sub>	4,42	3,75	2,57	0,26	0,07	0,17	0,12	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,34	16,99	19,73	24,62	24,36	23,21	21,16	21,49
FeO <sub>tot</sub>	20,42	20,41	17,61	5,35	5,71	6,27	32,68	33,97
MnO	0,59	0,45	0,27	n.d.	n.d.	n.d.	4,08	3,75
MgO	11,30	10,76	11,06	2,45	2,11	2,09	3,41	3,23
CaO	0,36	0,12	0,25	22,38	22,21	22,19	1,41	1,15
Na <sub>2</sub> O	1,78	1,97	2,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.m.	n.m.
K <sub>2</sub> O	4,07	4,85	4,09	n.d.	n.d.	n.d.	n.m.	n.m.
Suma	92,11	91,36	91,46	92,42	91,84	90,70	99,32	100,78

Objaśnienia jak w tabeli 1/ explanations as in Table 1

nierównych powierzchni i są rozwinięte w ramach poszczególnych okruców, bądź też niezależnie od ich granic. W skałach kwaśnych sferolity składają się z poprzerastanych włókien kwarcu i skalenia potasowego, niekiedy z dodatkiem delikatnego filmu tlenków żelaza i tytanu, rozdzielającego te minerały lub znaczącego front ich krystalizacji. W wielu zdewitryfikowanych i całkowicie zrekrystalizowanych utworach jedynie specyficzne koncentracje minerałów kruszcowych są świadectwem sferolitowego etapu wzrostu faz krystalicznych. W tufach andezytowych i trachyandezytowych sferolity pojawiają się rzadko i składają się przeważnie z biotyty lub z pseudomorfoz po tym minerale.

W skałach kwaśnych zidentyfikowano sferolity: aksjolitowe, których włókna wyrastają z powierzchni odłamków szkliska do ich wnętrza; wachlarzowate, o włóknach rozchodzących się stożkowo z jednego centrum nukleacji (najczęściej drobnego ziarna mineralnego, rzadziej pęcherzyka gazowego), snopowe, czyli dwustronnie wachlarzowate oraz sferolity kuliste, z włóknami rozprzestrzonymi radialnie wokół jednego centrum. W niektórych kompleksach poja-



**Fig. 16. Skupisko kryształów halitu (Hal) wokół krystaloklastu kwarcu (Q) z tufu dacytowego; obraz SEM i widmo EDS składu chemicznego halitu, próbka napylana Au; otwór wiertniczy Pniewy 1, głęb. 3668,4 m**

Concentration of halite crystals (Hal) around a quartz crystalloclast (Q) from dacitic tuff. SEM image and EDS spectrum of chemical composition of halite, sample with Au-coating; Pniewy 1 borehole, depth 3668.4 m

wiąją się litofizy, czyli koncentryczne szczeliny, występujące w szklistym matriks lub w obrębie sferolitów (kulistych lub wachlarzowatych).

Kryształoklasty są ułożone płasko-równolegle lub fluidalnie, bywają spękane i pokruszone, lub też mają częściowo lub całkowicie opływowe formy, obfitujące w zatoki. Wielkość kryształoklastów waha się od setnych części milimetra do kilku milimetrów, a ich udział w budowie skał jest na ogół niewielki (nie przekracza 6% obj.), jedynie w tufach z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 dochodzi miejscami do ok. 60% (tabl. II: F). Składnikami kryształoklastów są minerały intrateluryczne, których zestaw jest zbliżony do występującego w fenokryształach badanych ryolitów; podobne są także ich stosunki objętościowe (Jackowicz, 1994). Przeważają zatem skalenie i kwarc, dość często, chociaż z reguły w podrzędnych ilościach i w postaci pseudomorfoz, występują minerały maficzne – biotyt, amfibole i pirokseny. Lokalnie w składzie kryształoklastów pojawia się granat (w skałach nawierconych w otworach Gostyń 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Jeniniec 2 i 8), allanit, apatyt, ilmenit i rutil. Wszystkie te minerały występują w ilości poniżej 1%.

Duże klasty minerałów salicznych odznaczają się niejednorodnością optyczną, spowodowaną oddziaływaniem czynników termicznych i dynamicznych. Klasty te, pocięte niekiedy siecią spękań podobnych do perlitu owalnego (kwarc) lub blokowego (skalenie), często wykazują anomalie optyczne, głównie smużyste wygaszanie światła lub inne zaburzenia wygaszania widoczne już tylko w kwarcu, skoncentrowane laminarnie wokół jego brzegów i szczelin. W niektórych tufach (np. z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1) duże klasty kwarcu mają kształty opływowe, niekiedy nieregularne w wyniku obecności licznych i głębokich zatok, słabszy rozwój takich form ujawniają pozostałe kryształoklasty. Tego rodzaju kształty mogą wskazywać na nierównomierne tempo wzrostu kryształów, spowodowane defektami ich sieci podczas wzrostu (Kozłowski, 1981). W znacznie mniejszym stopniu na tego rodzaju zaburzenia były podatne drobne klasty minerałów salicznych, czego nie można powiedzieć o ich zaangażowaniu w procesy wtórnych przeobrażeń (fig. 18). Wykształcenie minerałów maficznych (właściwie najczęściej ich pseudomorfoz) jest zazwyczaj prawidłowe, jedynie pakiety blaszek biotyту bywają płasko-wygięte, zafalowane i wystrzępione na brzegach.

Litoklasty tworzą zespoły polimiktyczne, w których najczęściej dominują objętościowo skały epiklastyczne (piaskowce i ilowce), rzadziej są spotykane okruchy skał wylewnych (ryolitów, dacytów, andezytów, trachyandezytów) i subwulkanicznych (mikrogranitów, mikrogabra), a sporadycznie – skał metamorficznych (gnejsów, łupków). Wielkość litoklastów zazwyczaj odpowiada lapillom, rzadziej – popiołowi, a ich zarysy są ostrokrawędziste lub zaokrąglone, niekiedy niewyraźne i rozmyte wskutek obtopienia lub rozтворzenia partii brzeżnych.

Pęcherzyki pogazowe wypełnione całkowicie minerałami wtórnymi, odgrywają w budowie skał rolę epizodyczną. Ich wielkość zazwyczaj nie przekracza 1 mm, a kształty są przeważnie soczewkowate lub silnie spłaszczone i wydłużone. Miejscami widoczne są pionowe szczeliny, zwane fajka-

mi degazacyjnymi (*degassing pipes*), zabliznione produktami wtórnej mineralizacji.

Lokalnie w podrzędnych ilościach występują epiklastyczne ziarna kwarcu oraz pakiety blaszek biotyту frakcji psamitowej.

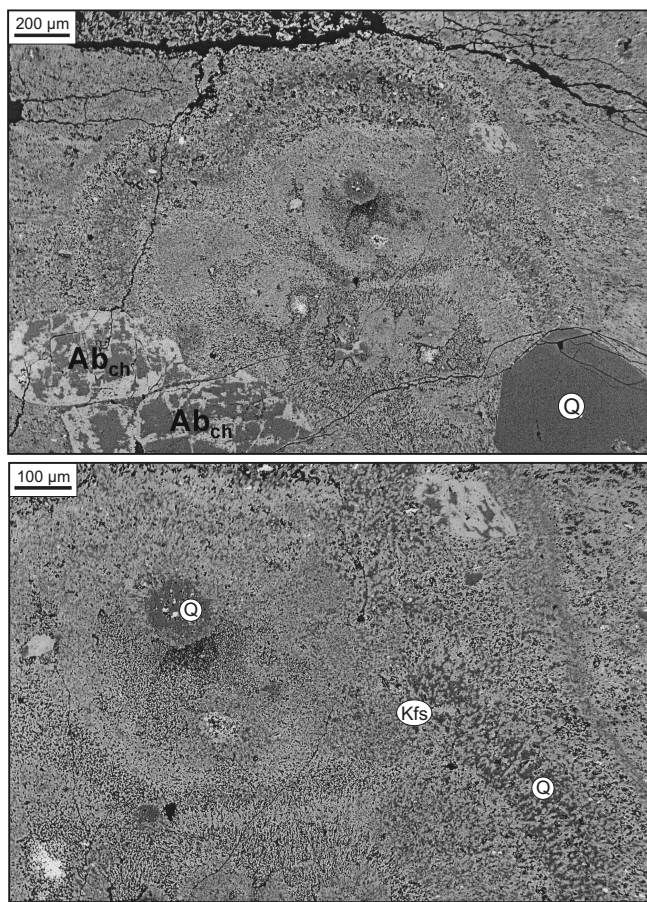
Ze względu na kształty i ułożenie wiroklastów kwaśne skały piroklastyczne zaliczono do tufów umiarkowanie i silnie spieczonych (Quane, Russell, 2005).

Tufy umiarkowanie spieczone (*moderately welded*) tworzą pokrywy niewielkich miąższości, współwystępujące w kompleksach wulkanicznych ze skałami wylewnymi lub też z tufami silnie spieczonymi, a lokalnie stanowią samodzielne kompleksy. Skały te są reprezentowane przez litofację popiołowo-lapillową i popiołową. W tufach popiołowo-lapillowych pojawiają się w znaczących ilościach grudki pumeksu i spore kryształoklasty, a tufy popiołowe składają się głównie z odłamków szkliwa, natomiast drobne kryształoklasty występują w ilościach podrzędnych. Okruchy szkliwa są dość dobrze czytelne (Y-kształtne, U-kształtne, miejscami płytkowe), chociaż bywają niekiedy lekko spłaszczone i dość gęsto upakowane. Ich ułożenie jest przeważnie ukierunkowane zgodnie z dłuższą osią (tabl. III: A), a rzadziej – bezładne (tabl. III: B). Drobne pęcherzyki widoczne w większych okruchach pumeksu są okrągłe lub owalne i całkowicie wypełnione minerałami ilastymi. Miejscami występują ciemne strzępki fiamme. Strukturę tych skał można określić ogólnie jako wiroklastyczną, teksturę natomiast – jako eutaksytową, z przejściami do parataksytowej.

Niektóre tufy umiarkowanie spieczone, szczególnie popiołowo-lapillowe (np. nawiercone w otworach Piła IG 1, Jany 1) zawierają sferolity kuliste, rzadziej – snopowe (tabl. III: C), wachlarzowate i aksjolitowe. Wielkość sferolitów różnicuje się w granicach od kilkuset mikrometrów do ok. 2 mm. Skały te ujawniają teksturę fluidalną i brak wysortowania piroklastów, typowy dla osadów spływów pumeksowych, co uzasadnia ich zaliczenie do ignimbrytów (Jackowicz, 2005). Przy niewielkich miąższościach i słabym rdzeniu nie można tu jednak prześledzić pełnych sekwencji profili ignimbrytowych.

Tufy popiołowe, wykazujące tekstury sedymentacyjne i wysortowanie piroklastów, są produktami opadów piroklastycznych. W niektórych kompleksach tufy te w miarę spadku głębokości przechodzą stopniowo w tufity (np. w otworach Kamień Pomorski 15k, Gorzysław 8).

Tufy silnie spieczone (*densely welded*) odznaczają się częściowym zanikiem zarysów wiroklastów i upodobnieniem większych lub mniejszych partii do pierwotnie szklistych, a obecnie zdewitryfikowanych, law. Zatarcie konturów tych klastów jest spowodowane ich aglutynacją pod wpływem ciepła, a rozpoznanie ich reliktyw jest utrudnione przez efekty dewitryfikacji szkliwa (rozwój sferolitów oraz form mikrofeltytowych i plamistych, podobnych do występujących w skałach wylewnych) lub jego przeobrażeń w minerały ilaste. Skały te, reprezentują przeważnie litofację popiołową i sporadycznie lapillowo-popiołową. Cechy strukturalno-teksturalne tufów popiołowych (uziarnienie frakcjonalne, zazwyczaj gradacyjne, płasko-równoległe ułożenie składników) wskazują na transport materiałów piro-

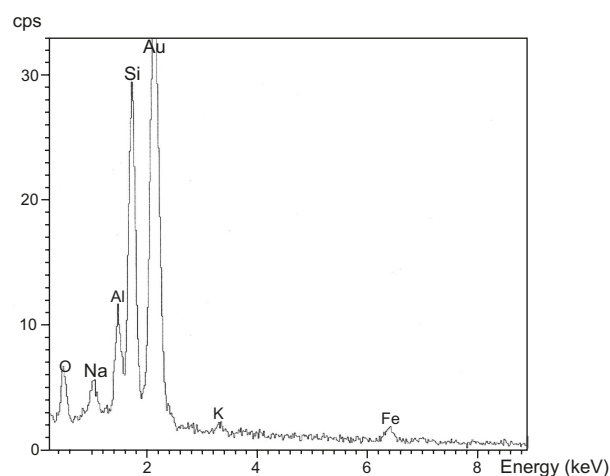
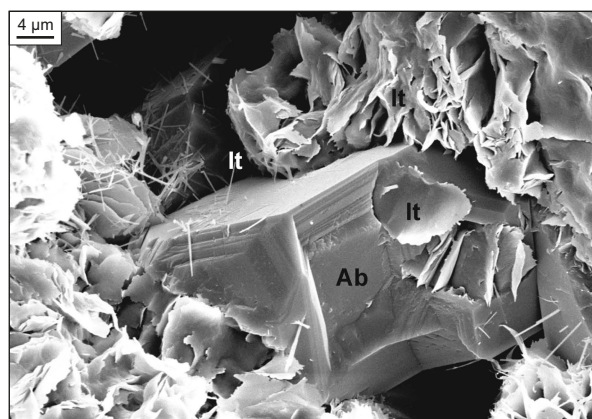


**Fig. 17.** Sferulity złożone z kwarcu (Q) i K-skalenia (Kfs) w ignimbrycie dacytowym z krystaloklastami albitu szachownicowego ( $Ab_{ch}$ ) i kwarcu (Q); obrazy BSE; otwór wiertniczy Piła IG 1, głęb. 5355,3 m

Spherulites composed of quartz (Q) and K-feldspar (Kfs) in dacitic ignimbrite with crystalloclasts of chessboard albite ( $Ab_{ch}$ ) and quartz (Q); backscattered electron image; Piła IG 1 borehole, depth 5355.3 m

klastycznych w formie opadów. Tufy lapillowo-popiołowe występujące tylko w kompleksie z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 zaliczono do osadów spływów piroklastycznych (ignimbrytów), ze względu na brak tekstur sedimentacyjnych, występowanie tekstury fluidalnej oraz wysoką zawartość niewysortowanych, wielomodalnych krystaloklastów (Jackowicz, 2005, 2006).

W przystropowych partiach pokryw silnie spieczonych tufów występują niekiedy okruchy pumeksu o wielkości lapilli. Tekstura parataksytowa, wyrażona spłaszczeniem i równoległą orientacją szklistych odłamków odsłania się tu jedynie lokalnie i wtedy można zauważyć krystaloklasty oklejone skorupkami szkliwa. Witroklasty są spłaszczone i wydłużone, a pęcherzyki w bryłkach pumeksu wskutek całkowitego kolapsu pozostawiają po sobie ślady w postaci delikatnych smużek. W niektórych partiach skał, większe okruchy silnie spłaszczonego fiamme tworzą laminy o teksturze wstęgowej (np. w kompleksach z otworów Karsk 1 i Strżewo 1). Witroklasty są tu maksymalnie spłaszczone i roz-



**Fig. 18.** Hipidiomorficzny krystaloklast albitu (Ab) zastępowany illitem (It) w tufie ryolitowym; obraz SEM i widmo EDS składu chemicznego albitu, próbka napylana Au; otwór wiertniczy Kamień Pomorski IG 1, głęb. 2869,1 m

Hipidiomorficzny albitowy krystaloklast (Ab) zastępowany illitem w ryolitowym tufie; obraz SEM i widmo EDS składu chemicznego albitu, próbka napylana Au; Kamień Pomorski IG 1 borehole, depth 2869.1 m

ciągnięte prostopadłe do kierunku nacisku nadkładu, a równoległe do nich pojawiają się skupienia owalnych lub okrągłych pęcherzyków (tabl. III: D), będących przejawem degazacji osadów podczas wtórnego wrzenia, powodującego reomorfizm. W wielu przypadkach było ono spowodowane obniżeniem temperatury likwidusu szkliwa wskutek wchłonięcia wody, o czym świadczą rozwinięte szczeliny perlitowe. Tufy perlitowe z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 na długich odcinkach rdzenia nie zawierają czytelnych witroklastów, a o ich pochodzeniu piroklastycznym świadczy wielomodalny zbiór obfitych, połamanych lub spękanych krystaloklastów, wśród których kwarc wyróżnia się smużystym wygaszaniem światła oraz obwódkami szokowo-termicznymi. Duże krystaloklasty ujawniają miejscami strukturę puzzli, czyli spękania połączone z niewielkim rozsunieniem fragmentów (*jig saw fit*), powstałe po depozycji, podczas gwałtownego stygnięcia osadów.

W niektórych osadach przyrost ciepła powodujący spieczenie, a nawet wtórne wrzenie, mógł być spowodowany do-

datkowo krystalizacją sferolitów (McArthur i in., 1998). Morfologia występujących tu sferolitów kulistych i aksjolitów odpowiada krystalizacji w stosunkowo wysokiej temperaturze (początkowo w temperaturze niewiele niższej od temperatury likwidusu), przy szybkim chłodzeniu (słabe zindywidualizowanie włókien) i słabej aktywności pary wodnej (Lofgren, 1971a) wchłoniętej podczas transportu lub depozycji.

Przejawem temperatur wyższych od temperatury transformacji szkliva są litofizy (fig. 19; tabl. III: E). Występują one zarówno w obrębie sferolitów (np. w skałach z otworów Strzeżewo 1 i Kamień Pomorski 15k), jak i w skałach bez nich, zwłaszcza ujawniających spękania perlitowe.

Przeobrażenia kwaśnych skał piroklastycznych, podobnie jak kwaśnych skał wylewnych, były w zdecydowanej większości bezpośrednią kontynuacją procesów zapoczątkowanych na najwcześniejszych etapach ich historii. W funkcji przebiegu tych przemian największą rolę odgrywały warunki termiczne oraz migracja pary wodnej, a skład skał kształtował się w zależności od ich składu pierwotnego. Zwięzłość spowodowana kompaktacją, spieczeniem oraz formowaniem się struktur krystalicznych, a także wyraźna przewaga objętościowa minerałów odpornych na działanie czynników zewnętrznych (kwarc i K-skał), ograniczały w znacznym stopniu możliwości przeobrażeń składu chemicznego skał, zarówno na powierzchni ziemi, jak i po ich pograżeniu. Lo-

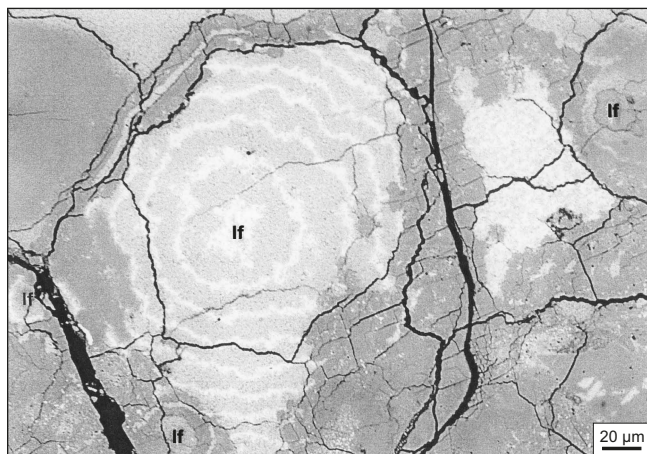
kalne przeobrażenia skał przejawiały się rozkładem i zastąpieniem pseudomorfozami minerałów maficznych, resztek szkliva oraz częściowo plagioklazów i skaleni potasowych, a także wypełnieniem pęcherzyków pogazowych i szczelin spękań minerałami wtórnymi.

Pseudomorfozy po minerałach maficznych składają się zwykle z tlenków żelaza, chlorytów, węglanów i tytanitu, tylko w skałach z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 stwierdzono występowanie pumpellyitu zastępującego częściowo biotyt (fig. 20). Pseudomorfozy po plagioklazach tworzy albit, który niekiedy też zastępuje w różnym stopniu skalenie potasowe, aż do osiągnięcia postaci pełnych pseudomorfoz, określanych jako albit szachownicowy.

Zarówno albit, jak i skalenie potasowe bywają niekiedy zsercytyzowane lub przeobrażone w minerały ilaste.

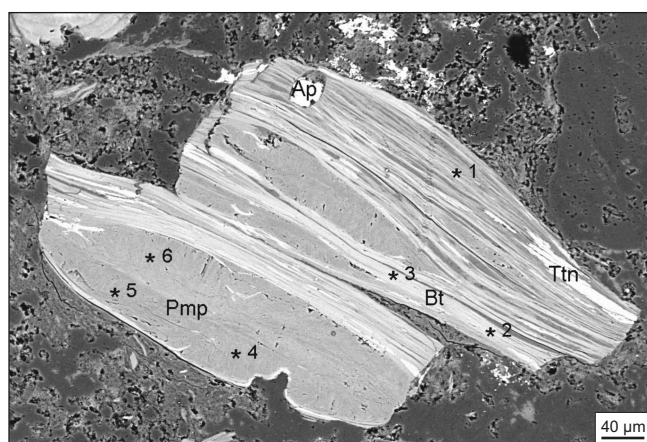
Spośród krystaloklastów (nie licząc kwarcu) najlepiej zachowane są minerały akcesoryczne – granat (fig. 21), apatyt, ilmenit, rutyl i allanit. Na drugim miejscu lokują się skalenie potasowe, przy czym prawie wszystkie ich osobniki wykazują przynajmniej ślady serycytyzacji lub illityzacji.

Szklivo uległo głównie dewitryfikacji, jednak w partiach o podwyższonej przepuszczalności spowodowanej gęstą siecią spękań perlitowych, szczelin litofizowych lub porowatością wynikającą z umiarkowanego spieczenia materiałów piroklastycznych, rozwinęły się jego przeobrażenia w minerały



**Fig. 19. Litofizy (Lf) w silnie spieczonym tufie perlitowym; obraz BSE; otwór wiertniczy Strzelce Krajeńskie PIG 1, głęb. 4251,5 m**

Lithophysae (Lf) in strongly welded perlitic tuff; backscattered electron image; Strzelce Krajeńskie PIG 1 borehole, depth 4251.5 m



**Fig. 20. Pseudomorfoza pumpellyitowa (Pmp) po biotycie z relikdami biotytu (Bt), wrostkiem apatytu (Ap) i tytanitu (Ttn) w silnie spieczonym tufie; obraz BSE; otwór wiertniczy Strzelce Krajeńskie PIG 1, głęb. 4433,5 m**

1–6 – mikroobszary, w których wykonano analizy chemiczne (tab. 3)

Pumpellyite pseudomorph (Pmp) after biotite with biotite relics (Bt), apatite (Ap) and titanite (Ttn) inclusions in strongly welded tuff; backscattered electron image; Strzelce Krajeńskie PIG 1 borehole, depth 4433.5 m

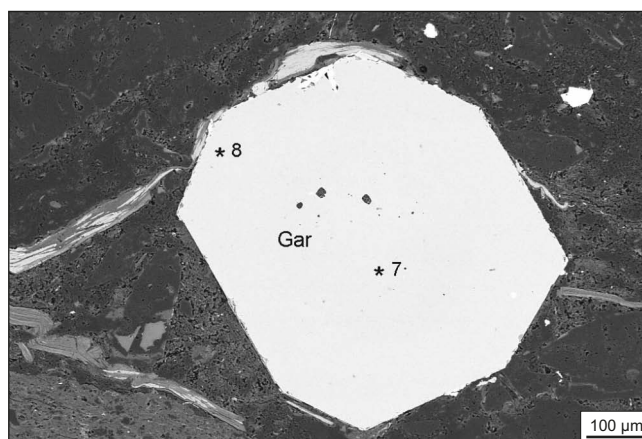
1–6 – micro-areas where chemical analyses were performed (Tab. 3)

**Fig. 21. Krystaloklast granatu (Gar) w spieczonym tufie; obraz (BSE); otwór wiertniczy Strzelce Krajeńskie PIG 1, głęb. 4433,5 m**

7, 8 – mikroobszary, w których wykonano analizy chemiczne (tab. 3)

Garnet crystalloclast (Gar) in welded tuff; backscattered electron image; Strzelce Krajeńskie PIG 1 borehole, depth 4433.5 m

7, 8 – micro-areas where chemical analyses were performed (Tab. 3)



ilaste. W tufach perlitowych przeobrażeniom tym ulegały zwłaszcza zewnętrzne partie pukli, podczas gdy w wewnętrznych bywają widoczne efekty dewitryfikacji. Analizy rentgenowskie tych skał wykazały, że minerały ilaste są tu reprezentowane przez illit i mieszanopakietowy illit/smektyt (fig. 22).

Minerały ilaste nie tylko zastępują szkliwa, lecz także wypełniają bardzo drobne pęcherzyki pogazowe (fig. 23), podczas gdy w większych pospolitszy jest kwarc, węglany, siarczany i hematyt.

#### Skały piroklastyczne o składzie andezytów i trachyandezytów

Skały te nawiercono w kompleksach wulkanicznych z otworów Wyrzeka 1, Zbąszynek IG 2, Santok 1 i Banie 1 (Jackowicz, 1994, 2008). W dwóch pierwszych kompleksach zidentyfikowano tufy tworzące cienkie, kilkudziesięciocentymetrowe przewarstwienia pokryw lawowych o zbliżonym do nich składzie. Skały te są średnio zwięzłe, barwy brązowej lub zielonkawej. Ze względu na stosunki ilościowe składników sklasyfikowano je jako litowitokrystaloklastyczne. W kompleksie wulkanicznym nawierconym w otworze Santok 1 występuje brekcja piroklastyczna o miąższości kilku metrów, odznaczająca się dobrą zwięzłością i niejednorodną barwą – dominujące tu okruchy trachyandezytów są wiśniowobrunatne, natomiast ich popiołowe spoiwo jest szaroróżowe.

Skład większości okruchów litycznych tufów i brekcji jest analogiczny do składu skał wylewnych, wśród których występują utwory piroklastyczne. Tylko w tufach z otworu Zbąszynek IG 2 występują litoklasty piaskowców szarogłazowych i plagioklazowych skał magmowych. Wielkość okruchów jest bardzo zróżnicowana, a okruchy skał wylewnych są bardzo ciemne, wskutek utlenienia żelaza, lub jasne, w wyniku chloryzacji. Większe okruchy zawierają pseudomorfozy po fenokryształach minerałów maficznych, fenokrystały plagioklazów i skaleni potasowych.

Stosunkowo liczne krystaloklasty występują w tufach z otworu Zbąszynek IG 2. Należą do nich plagioklazy i pseudomorfozy po minerałach maficznych. W tufach z otworu Wyrzeka 2 krystaloklasty są nieobecne, natomiast w brekcji piroklastycznej sporadycznie pojawiają się krystaloklasty skaleni potasowego i kwarcu.

Skorupowe odłamki szkliwa występują w zasadzie tylko w brekcji i tam też pojawiają się pojedyncze, większe okruchy pumeksu, z silnie spłaszczonymi i wydłużonymi pęcherzykami (tabl. III: F). Okruchy szkliwa są przeobrażone w minerały ilaste i miejscami w węglany. W skale tej spotykane są również jasnobrunatne, globularne sferolity, występujące jako luźne ziarna. W tufach z otworów Wyrzeka 1 i Zbąszynek IG 2 niektóre litoklasty są podobne do fragmentów pumeksu wskutek obecności pęcherzyków pogazowych.

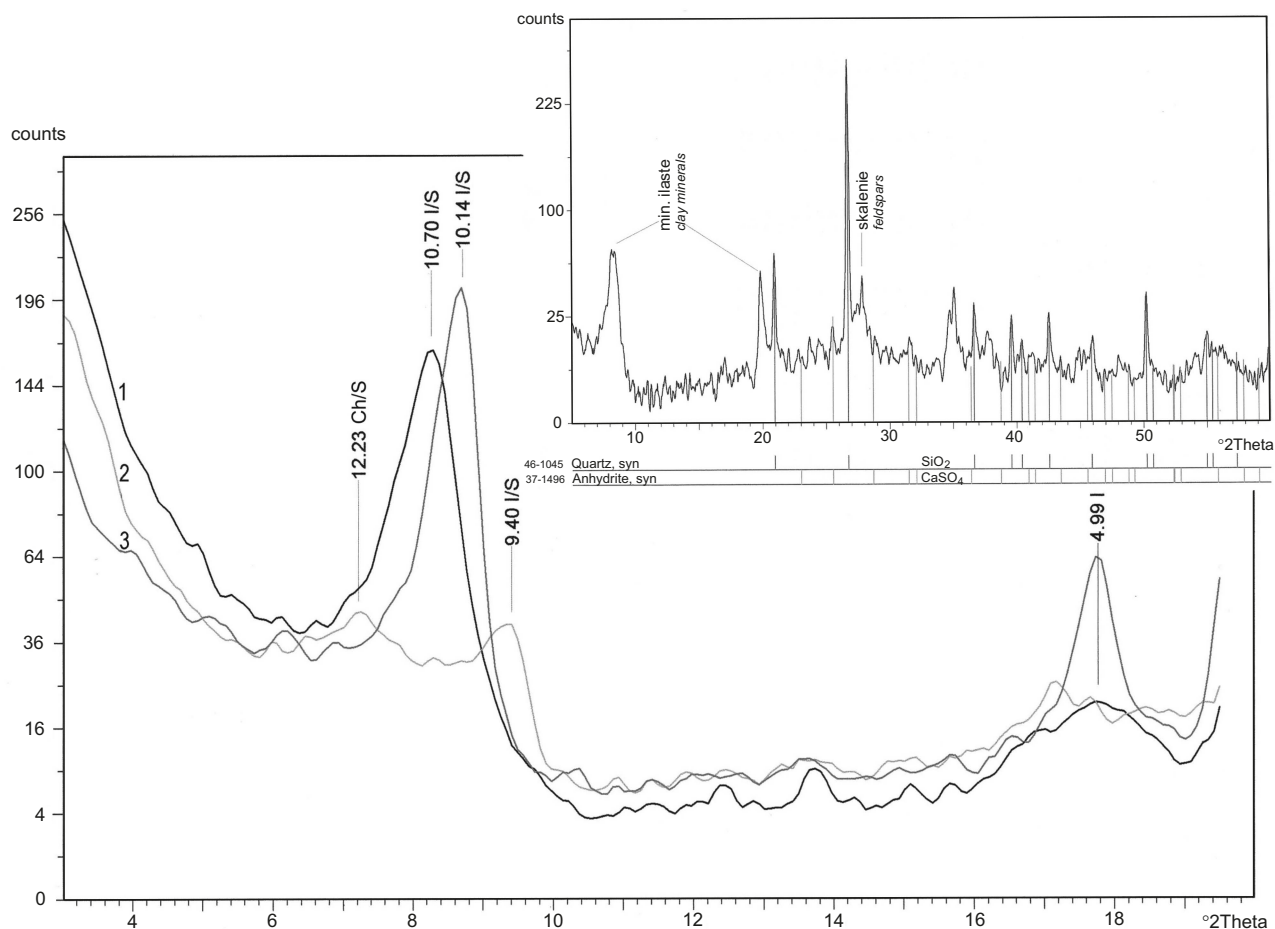
Litoklasty, krystaloklasty i okruchy szkliwa spaja ilasty matriks, pochodzący najprawdopodobniej z przeobrażeń popiołu wulkanicznego. W tufach z otworu Wyrzeka 1 jest on miejscami impregnowany kwarcem.

#### Skały wulkanogeniczne (piroklastyczno-epiklastyczne i epiklastyczno-piroklastyczne oraz nierozdzielone)

Historia badań skał wulkanogenicznych czerwonego spągowca dolnego w zachodniej Polsce sięga lat siedemdziesiątych ubiegłego stulecia, kiedy to ich pierwsze odkrycie wierceniami wystąpienia (w okolicach Poznania) wyodrębniono jako ogniwo obrzyckie formacji eruptywnej (Pokorski, 1976; Maliszewska, Pokorski, 1978). Postępujące rozpoznanie wiertnicze utworów permu wykazało, że skały te są szeroko rozpowszechnione na całym obszarze zachodniej części Niżu Polskiego (Pokorski, 1988, 1997) i są związane z różnymi etapami aktywności wulkanicznej (Kiersnowski 2003a, b; Kiersnowski i in., 2004). Pod koniec lat dziewięćdziesiątych dokonano pierwszej syntezy wyników badań petrologicznych i sedimentologicznych tych utworów dla obszaru Wielkopolski (Maliszewska i in., 2003a).

Występujące na obszarze zachodniej Polski skały wulkanogeniczne składają się w przeważającej części z epiklastów pochodzenia wulkanicznego oraz z piroklastów, a także z występującego w zmiennych ilościach różnorodnego detrytu. Epiklasty wulkanogeniczne reprezentują materiał pochodzący z dezintegracji starszych pokryw lawowych, bądź też pokryw piroklastycznych, zarówno skonsolidowanych, jak i będących jeszcze w formie osadów (tefry).

Skały wulkanogeniczne leżą najczęściej na pokrywach piroklastycznych lub lawowych, miejscami tworzą w nich przewarstwienia lub występują pod nimi na skałach podłoża



**Fig. 22. Przykładowy dyfraktogram (XRD) składu fazowego frakcji ilastej tufu trachitowego i całej skały; otwór wiertniczy Strzeżewo 1, głęb. 3116,5 m; lampa Cu**

Preparaty orientowane: 1 – powietrzno-suchy, 2 – glikolowany, 3 – prażony 1 godzinę w temperaturze 550°C. Ch/S – chloryt/smektyt, I/S – illit/smektyt, I – illit

Exemplary XRD of phase composition of clay fraction in trachytic tuff and of the whole rock;  
Strzeżewo 1 borehole, depth 3116.5 m; Cu lamp

Oriented samples: 1 – in dry-air conditions, 2 – after glycolization, 3 – heated 1 hour at temperature of 550°C. Ch/S – chlorite/smectite, I/S – illite/smectite, I – illite

permu. W niektórych kompleksach utwory te nie są stowarzyszone z pokrywami wulkanicznymi lecz ze skałami epiklastycznymi, nie zawierającymi materiału wulkanicznego. Miąższości skał wulkanogenicznych różnicują się w interwale od kilku do kilkuset metrów. Barwa skał jest szarobrunatna, brunatna, czerwobrunatna lub brunatnozielona, tekstura przeważnie bezładna, a sporadycznie kierunkowa, ze względu na ułożenie dłuższych osi ziaren mineralnych.

Charakterystyczną cechą omawianych skał jest ich zróżnicowanie pionowe, ze względu na wielokrotne niekiedy zmiany proporcji piroklastów do epiklastów, uziarnienie oraz skład klastów litycznych i mineralnych. Kompleksy tych skał dzielą się na wiele warstw, odzwierciedlających różne etapy sedimentacji osadów fluwialnych (stożków i równi aluwialnej), a lokalnie też jeziornych (Kiersnowski, 2003b). W wielu przypadkach skały te zawierają cienie przewarstwienia tufów bez domieszek epiklastycznych. Większość omawianych skał wulkanogenicznych należy do

tufitów, czyli skał, które według Komisji Petrologii Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (IUGS) zawierają od 25 do 75% obj. materiałów piroklastycznych, podczas gdy tufy muszą ich zawierać powyżej 75% obj. Skały o zawartości poniżej 25% obj. piroklastów zalicza się do utworów epiklastycznych (Schmid, 1981). Jednak krótko transportowane, redeponowane piroklasty są niesłychanie trudne do odróżnienia od piroklastów *in situ*, zwłaszcza, jeśli zostały przemieszczone w stanie świeżym, a przeobrażeniom uległy dopiero po redepozycji. Sporo trudności przysparza również diagnoza krótko transportowanych okruchów skalnych, jako piroklastów litycznych lub epiklastów. Za podstawowe kryterium rozpoznania materiałów piroklastycznych *in situ* Fischer i Schmincke (1984) uznali obecność skorupowych okruchów szkliwa wulkanicznego. Identyfikacja szklistych klastów nie jest jednak prosta, wskutek ich podepozycyjnych, całkowitych przeobrażeń w minerały ilaste lub zastępowania przez minerały diagenetyczne (najczęściej przez



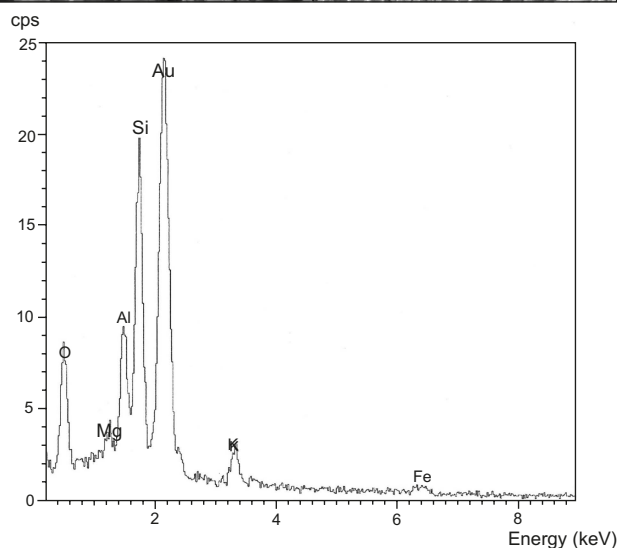
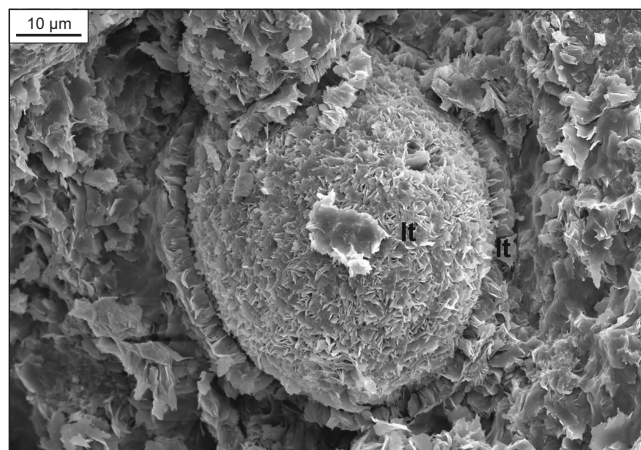
węglany), co powoduje zatarcie ich konturów. Z tego względu w pracy Maliszewskiej i in. (2003a), poświęconej skałom wulkanoklastycznym czerwonego spągowca dolnego z zachodniej części Niżu Polskiego znajdujemy łączny opis petrograficzny skał piroklastyczno-epiklastycznych, epiklastyczno-piroklastycznych i występujących wśród nich skał piroklastycznych w rozdziale o tufach, tufitach i skałach tufitopodobnych.

Wyżej wymienione skały wulkanogeniczne zostały nawiercone na obszarze monokliny przedsudeckiej i w nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. Zależnie od uziarnienia (Schmid, 1981) wyróżniono tu litofacje: lapillową, aglomeratowo-lapillową (psefity), grubopopiołową (psamity) oraz drobnopopiołową (aleuryty, pelity). Z uwagi na skład materiałów piroklastycznych i detrytu skały wulkanogeniczne określono jako litokrystaloklastyczne lub wiroklastyczne.

Skały litofacji lapillowej i aglomeratowo-lapillowej (odpowiadającej zlepieńcom tufitowym) stwierdzono w otworach wiertniczych: Kaleje 2 i 5, Młodasko 4, Obrzycko 1, Pniewy 3, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Jeniniec 2, 8, Marwice 3, Lubiszyn 1, Dębno 1, Długoszyn 1, Ośno IG 2, Września IG 1 i Wycisłowo 1. Występują one w warstwach o miąższości od jednego centymetra do kilkudziesięciu metrów, często zawierają wkładki drobniej uziarnione, złożone z materiału frakcji psamitowej, w tym wkładki tufów ryolitowych (np. w kompleksie nawierconym w otworze Pniewy 3). Utwory lapillowe (brunatne, brunatnoszare, brunatnozielonawe) są złożone głównie z okruchów skał wulkanicznych o najczęstszej średnicy w granicach od 2 do 6 mm, utwory aglomeratowo-lapillowe zawierają ponadto okruchy o średnicy dochodzącej zazwyczaj do 15 cm, a czasami do kilkudziesięciu centymetrów. Zarysy litoklastów bywają ostrokrawędziste lub nieco zaokrąglone, dyskooidalne lub wrzecionowate.

Wśród okruchów skalnych tej litofacji dominują ryolity kwarcowe (tabl. IV: A–C), trachyandezyty, tufy spieczone i czarne migdałowce. Większość tych skał jest zsylikowana, skalcytyzowana, zargilityzowana (tabl. IV: D, E), miejscami także zalbityzowana i schlorityzowana. W niektórych warstwach pojawiają się nieliczne okruchy piaskowców i ilowców.

W brekcjach, oprócz okruchów skalnych, występują ziarna kwarcu i skaleni (wśród których wyróżniono osobniki piro- i epiklastyczne), ponadto blaszki biotyту, chlorytu i muskowitu, ziarna piroksenów i innych minerałów akcesorycznych (apatytu, monacytu, cyrkonu, epidotu, rutylu, ilmenitu, tytanitu) oraz okruchy szkliwa wulkanicznego z widocznymi sferolitami oraz perlitowymi spękaniem. Niektóre partie brekcji andezytowo-bazaltowych z otworu Młodasko 4 miejscami przypominają silnie przeobrażony tuf litoklastyczny z relikami wiroklastów, najczęściej blokowych, rzadziej spłaszczonych i spiczastych. Tego rodzaju kształty wskazują na wysoko energetyczne erupcje freatomagmowe (typu taaliańskiego) law obojętnych. Badania mikrosondowe okruchów szkliwa ze skał wulkanogenicznych wykazały znaczną niejednorodność ich składu – od kwarcowo-skaleniowego do chlorytowo-ilastego (tab. 4).



**Fig. 23. Illit (It) wypełniający pęcherzyk pogazowy oraz zastępujący szkliwo tufu ryolitowego; obraz SEM oraz widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego illitu z pęcherzyka; otwór wiertniczy Kamień Pomorski IG 1, głęb. 2869,1 m**

Illite (It) filling a gas bubble and replacing glass of rhyolitic tuff; SEM image and EDS spectrum of chemical composition of illite from bubble; Kamień Pomorski IG 1 borehole, depth 2869.1 m

Spoivo skał ma charakter masy wypełniającej, złożonej z minerałów ilastych, pyłu kwarcowego, rozproszonych wodorotlenków żelaza oraz mikrokrystalicznej krzemionki. Miejscami zostało ono impregnowane autigenicznym kwarcem, kalcytem, dolomitem lub anhydrytem.

Zwraca tu uwagę kompleks brekcjowo-aglomeratowych o miąższości 100,5 m w otworze Wycisłowo IG 1. Skały zawierają od 70 do 90% obj. ostrokrawędzistych litoklastów wulkanicznych o średnicy do 20 cm, należących do kwaśnych skał wylewnych o strukturze afrowej i do okwarcowanych tufów popiołowych. Niektóre okruchy skał wylewnych przypominają kształtem bomby wulkaniczne. Masa wypełniająca jest reprezentowana przez produkty przeobrażeń popiołu wulkanicznego: krzemionkę, minerały ilaste, chloryty i seladonit. Nie wykryto tu jednak nawet relikowych odłamków szkliwa, tak więc geneza brekcji nie została

Tabela 4

**Wyniki ilościowych analiz chemicznych (EDS) wybranych hyaloklastów, krystaloklastów i ciasta skalnego z okruchów skal wulkanoklastycznych obecnych w zlepieniach i piaskowcach tuftowych z otworów Obrzycko 1, Strzelce Krajeńskie PiG 1 i Września IG 1**

Results of quantitative chemical analyses (EDS) of selected hyaloclasts, crystaloclasts and in volcaniclastic rocks fragments, present in conglomerates and tuffitic sandstones from boreholes Obrzycko 1, Strzelce Krajeńskie PiG 1 i Września IG 1

Otwór wiertniczy	Głęb. [m]	Obiekt analizy	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Suma	
Obrzycko 1	4312,5	HI	49,97	n.o.	25,88	2,52	n.o.	7,39	0,42	n.o.	8,18	n.o.	94,37	
	4312,5	HI	42,22	n.o.	29,66	5,51	n.o.	17,73	0,55	0,55	2,44	0,09	97,74	
	4312,5	Ab*	71,10	n.o.	19,23	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	8,95	0,19	n.o.	99,46	
	4318,7	Ab*	70,32	n.o.	19,66	0,01	n.o.	0,19	0,07	9,39	0,15	n.o.	99,80	
	4318,7	Bt*	45,30	3,89	19,44	13,28	0,30	4,22	0,15	0,21	11,46	0,01	98,27	
	4318,7	HI	36,35	0,05	24,16	4,49	0,10	20,37	0,41	0,04	0,82	n.o.	86,79	
	4622,6	Ab*	67,01	0,13	18,89	0,09	n.o.	0,35	0,06	12,52	0,09	0,09	n.o.	99,14
	4622,6	Kfs*	63,91	n.o.	18,34	0,07	n.o.	n.o.	0,15	1,16	15,36	n.o.	n.o.	99,00
	4622,6	HI	98,64	0,08	0,37	n.o.	0,25	0,14	n.o.	0,19	n.o.	n.o.	n.o.	99,66
	4622,6	HI	99,07	0,02	0,61	n.o.	0,07	0,22	n.o.	0,25	n.o.	n.o.	n.o.	100,25
Strzelce Krajeńskie PiG 1	4622,6	Kfs•	70,51	0,08	15,67	0,21	0,21	0,30	0,21	1,15	12,24	n.o.	100,58	
	4622,6	Kfs•	64,39	0,20	17,69	0,16	n.o.	0,42	0,17	1,30	15,27	n.o.	99,60	
	4622,6	Kfs•	64,04	0,25	18,81	0,01	0,04	0,42	0,28	1,49	15,01	n.o.	100,35	
	4665,7	Kfs•	65,35	0,19	17,92	0,19	0,12	0,37	0,18	1,22	14,86	n.o.	100,41	
	4665,7	Ab•	67,62	0,06	19,02	0,02	0,18	n.o.	0,24	12,78	n.o.	n.o.	n.o.	99,93
	4665,7	Kfs•	64,52	0,02	18,28	0,24	n.o.	n.o.	0,15	1,19	15,19	n.o.	n.o.	99,59
	4665,7	HI	97,26	n.o.	0,72	n.o.	n.o.	0,09	n.o.	0,23	0,55	n.o.	n.o.	98,86
	4848,7	HI	61,38	n.o.	21,03	0,91	0,00	0,86	n.o.	0,93	14,18	n.o.	n.o.	99,30
	4848,7	HI	59,81	n.o.	22,37	1,41	0,19	1,65	0,11	1,24	13,37	n.o.	n.o.	100,15
	4848,7	Ły	49,99	0,24	18,98	13,55	n.o.	4,66	n.o.	n.o.	7,89	n.o.	n.o.	95,32
Września IG 1	4848,7	Ły	49,34	n.o.	18,95	16,79	n.o.	4,77	0,30	n.o.	7,65	n.o.	97,79	
	4860,1	HI	62,50	n.o.	19,59	0,73	0,29	1,02	n.o.	1,17	14,41	n.o.	99,71	
	4860,1	HI	96,81	n.o.	1,05	n.o.	0,07	n.o.	0,18	0,08	0,32	n.o.	98,53	
	4860,1	HI	98,45	n.o.	0,93	n.o.	0,09	0,05	0,11	0,10	0,09	n.o.	99,82	
	4875,9	Ab*	67,56	n.o.	18,96	0,22	n.o.	0,32	0,05	12,01	0,08	n.o.	99,20	
	4875,9	Ły	43,01	n.o.	24,83	6,23	n.o.	13,35	0,22	0,09	3,46	n.o.	91,19	
	4875,9	Ły	48,45	n.o.	25,94	8,62	n.o.	8,73	0,23	n.o.	5,67	n.o.	97,64	
	4875,9	Ły	48,32	n.o.	26,02	6,60	n.o.	9,07	0,46	n.o.	5,36	n.o.	95,83	
	4875,9	Chl	31,22	n.o.	22,68	9,96	0,05	18,24	0,13	n.o.	0,43	n.o.	n.o.	82,71
	4875,9	Chl	31,74	n.o.	22,05	8,65	n.o.	18,13	0,09	n.o.	0,59	n.o.	n.o.	81,24
4875,9	HI	78,60	0,12	1,18	2,49	n.o.	n.o.	0,01	0,19	0,03	n.o.	82,62		
4875,9	Ły	41,38	0,99	22,28	24,19	n.o.	3,69	0,20	n.o.	7,79	n.o.	100,52		
4882,0	HI	49,17	n.o.	25,16	2,98	n.o.	10,18	0,18	n.o.	7,09	n.o.	n.o.	94,76	
4882,0	HI	35,60	n.o.	19,40	4,66	n.o.	23,95	0,25	n.o.	0,72	n.o.	n.o.	84,58	
4883,1	HI	77,37	0,96	19,40	4,66	n.o.	2,01	n.o.	0,25	5,24	n.o.	n.o.	99,45	
4883,1	HI	34,71	0,02	11,10	2,52	n.o.	21,58	0,54	0,25	1,06	n.o.	n.o.	85,31	

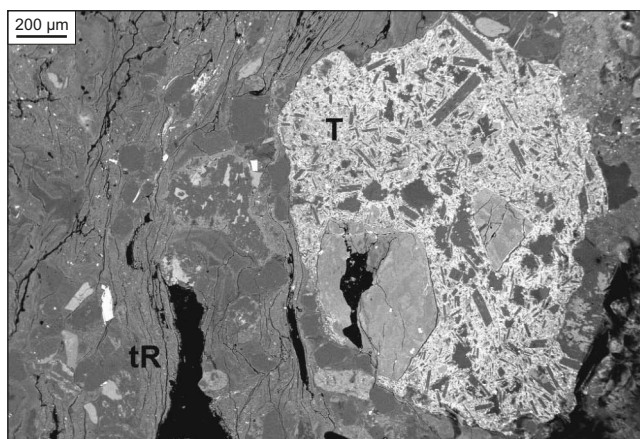
Ab – albit, Bt – biotyt, Chl – chloryt, HI – hyaloklast, Kfs – skałen potasowy, Ły – lyszczyk; \* – krystaloklast, • – ciasto skalne, n.o. – nie oznaczono

Ab – albite, Bt – biotite, Chl – chlorite, HI – hyaloclast, Kfs – K-feldspar, Ły – mica; \* – crystaloclast, • – groundmass, n.o. – not measured

sprecyzowana. Utwory te można traktować zarówno jako tufitowe brekcje, jak i tufitopodobne brekcje epiklastyczne. Skały wulkanogeniczne, uznane za zlepniece tufitowe, zidentyfikowano w kompleksie nawierconym w otworze Strzelce Krajeńskie PIG 1 (Kuberska i in., 2008).

Brekcje nawiercone w otworach Ośno IG 2, Jeniniec 2, Marwice 3, Lubiszyn 1, Długoszyn 1 i Dębno 1 w znacznej części sprawiają wrażenie utworów hyaloklastycznych, tzn. powstałych w wyniku fragmentacji lawy spowodowanej jej przechłodzeniem w kontakcie z wodą. Skały te są przeważnie oligomiktyczne, z litoklastami o składzie analogicznym do składu otaczających je skał wylewnych. Uziarnienie brekcji w obrębie tych samych jednostek litologicznych waha się w zakresie od popiołu, przez lapille do bloków wulkanicznych, stąd też w skali mikroskopowej niektóre partie tych skał mogą być klasyfikowane jako hyaloklastyto-we tufy (przeważnie lapillowo-popiołowe) lub też jako skały wylewne (są to m.in. duże klasty pumeksu). W makroskali objętościowo dominują klasty grube, tworzące często strukturę puzzli. Znajdujące się między nimi drobne klasty, w tym pumeks lub jego odłamki (popiół hyaloklastytowy), są przesuwane przeważnie na niewielkie odległości, wskutek ograniczenia przestrzeni przez duże klasty. Krystaloklasty i epiklasty występują w ilościach śladowych lub są nieobecne. Głównymi produktami przeobrażeń brekcji są minerały ilaste, chloryty, węglany, hematyt i wodorotlenki żelaza. Niektóre brekcje występują w dolnych partiach kompleksów z otworów Jeniniec 8 i Marwice 3 mogą reprezentować peperyt (intruzje lawy w mokre osady ilaste).

Oprócz skał gruboklastycznych miejscami pojawiają się także utwory grubopopiołowe (psamitowe). Zostały one udokumentowane w kompleksach nawierconych w otworach Jarszewo 1, Mężyk 1, Młodasko 4, Objezierze IG 1, Obrzycko 1, Pniewy 3, Strzelce Krajeńskie PIG 1 i Września IG 1 (Maliszewska i in., 2003a), gdzie tworzą wkładki w obrębie skał wulkanogenicznych litofacji lapillowej lub wśród skał epiklastycznych nie zawierających materiału wulkanicznego. W porównaniu ze skałami o grubszym uziarnieniu odznaczają się one niższym udziałem litoklastów, natomiast wyższym udziałem ziaren mineralnych. W materiale detrytycznym liczne są okruchy ryolitów, trachitów, tufitów ryolitowych (fig. 24) i ostrokrawędziste ziarna kwarcu, rzadziej występują okruchy trachyandezytów i spieczonych tufów oraz kwarcytów i łupków krystalicznych. Ze względu na drobne uziarnienie w litoklastach wulkanicznych zazwyczaj nie widać fenokryształów lub krystaloklastów. Relikty produktów fazy intratelurycznej występują natomiast w postaci samodzielnych osobników, reprezentowanych głównie przez kwarc i skalenię o cechach świadczących o ich wulkanicznym pochodzeniu. Minerale te ujawniają faliste lub plamiste wygaszanie światła, mają zatoki korozyjne i zawierają wrostki zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego (np. skały z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1). Najbardziej rozpowszechnionym skaleniem jest albit, tworzący pseudomorfozy po innych plagioklazach, z widocznymi niekiedy relikami plagioklazu pierwotnego. Rzadko spotykane plagioklasy niezalbityzowane ujawniają budowę pasową. Albit zastępujący całkowicie skałen potasowy występuje w formie



**Fig. 24. Litoklasty trachytu (T) i tufu ryolitowego (tR) z piaskowca zlepnielowatego; obraz BSE; otwór wiertniczy Września IG 1, głęb. 4875,9 m**

Lithoclasts of trachyte (T) and rhyolitic tuff (tR) from conglomeratic sandstone; backscattered electron image; Września IG 1 borehole, depth 4875.9 m

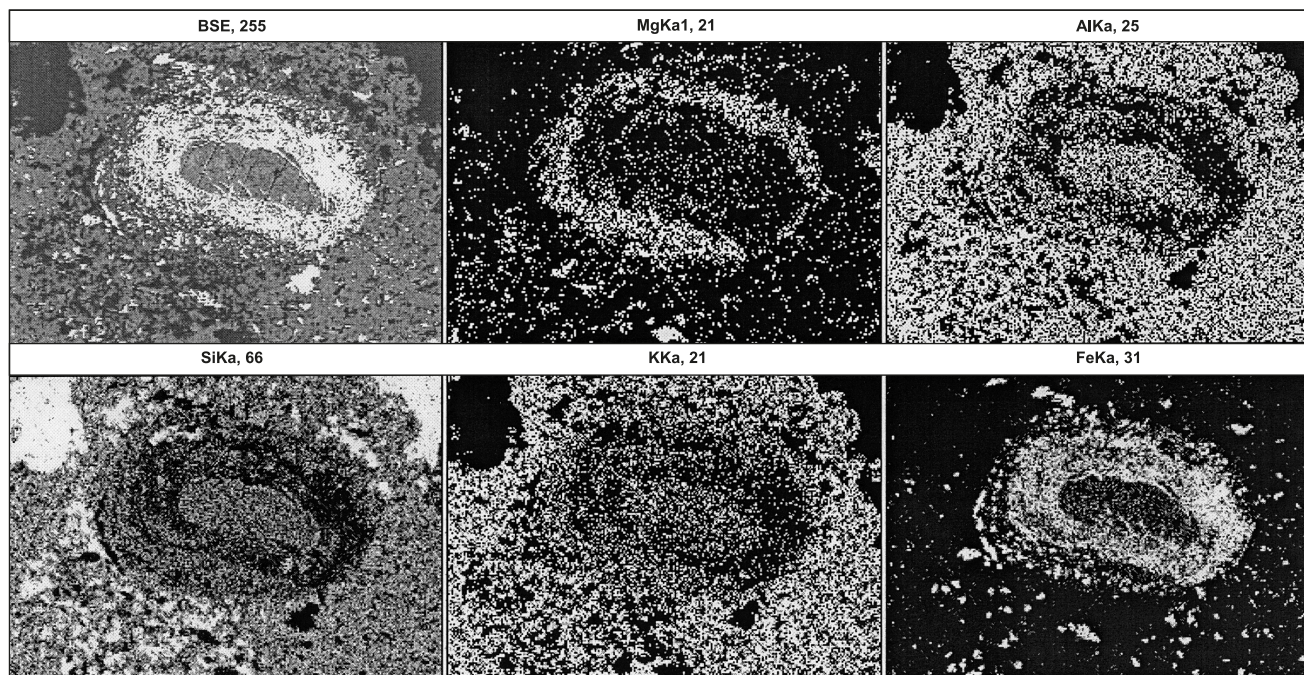
szachownicowej, natomiast częściowe pseudomorfozy albitu po tym mineralu przypominają mikropertyty, zależnie od stadium albityzacji – przenikające, plamiste lub sektorowe. Brak obróbki mechanicznej tych klastów jest istotnym argumentem na korzyść ich pochodzenia piroklastycznego. Pospolicie występujący biotyt wydaje się być w znacznej części pochodzenia epiklastycznego, podobnie jak dość rozpowszechniony tu muskowit. Do rzadko pojawiających się składników należy mikroklin (w skałach z otworu Młodasko 4) oraz pseudomorfozy po minerałach maficznych (fig. 25).

Spoivo skał litofacji grubopopiołowej stanowi pelit albito-krzemionkowy (produkt przeobrażeń szkliwa wulkanicznego), miejscami impregnowany kalcytem, kwarcem autigenicznym lub anhydrytem. Miejscami są widoczne kontury zargilityzowanych odłamków szkliwa (fig. 26; Maliszewska i in., 2003a).

Do skał litofacji drobnopopiołowej zaliczono utwory wulkanogeniczne, w których średnica najczęstsze ziarna nie przekracza 0,06 mm. Najczęściej tworzą one cienkie wkładki wśród utworów epiklastycznych o grubszym uziarnieniu, zarówno wulkanogenicznych, jak i o charakterze terygenicznym.

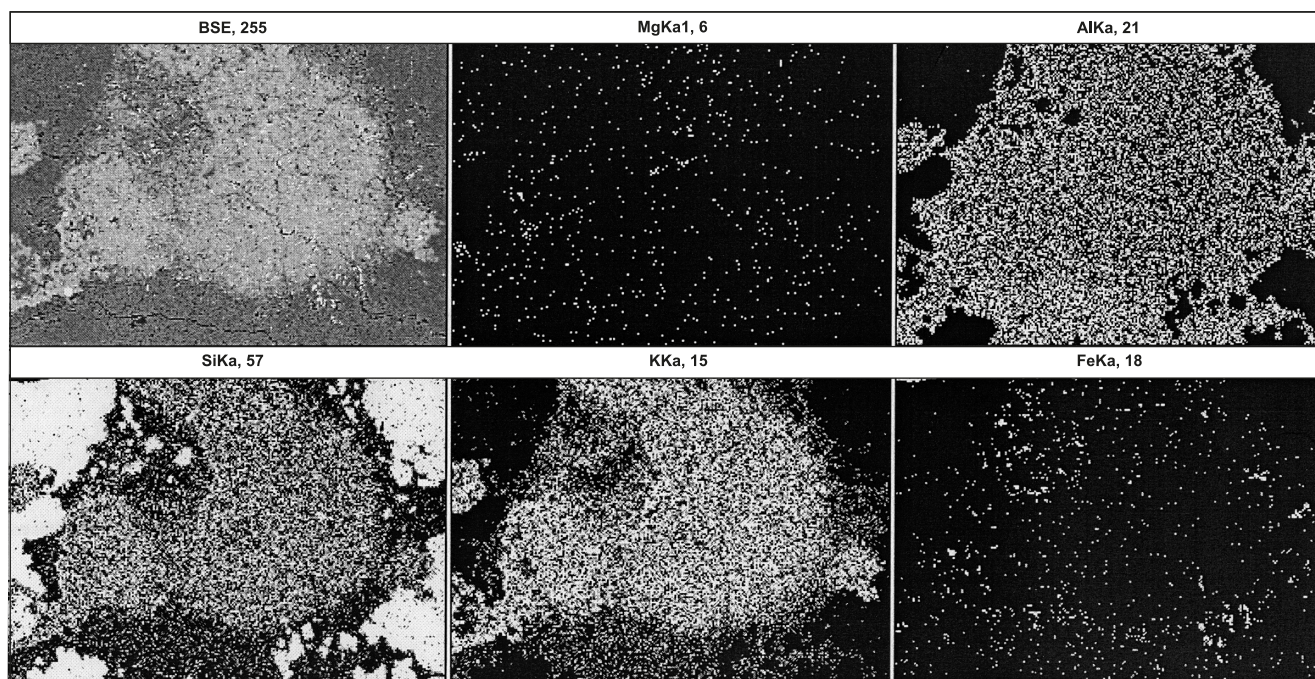
Skały te składają się z ostrokrawędzistych klastów kwarcu, K-skaleni, plagioklazów, biotytu i pseudomorfoz po biotycie, tkwiących w ilastym matriks, pochodzącym, przynajmniej częściowo, z przeobrazonego popiołu wulkanicznego. Podrzednym objętościowo składnikiem są litoklasty reprezentowane przez okruchy skał wulkanicznych (wylewnych i piroklastycznych) i osadowych (piaskowców).

W kompleksie z otworu Stargard Szczeciński 1 występuje zespół brunatnych mułowców oraz ilowców epiklastycznych i tufitowych ilowców, przewarstwiających się ze szklitymi tufami. Pył wulkaniczny został przekształcony w sferoidalne agregaty autigenicznego kwarcu i minerały ilaste, wśród których stwierdzono minerał mieszanopakietowy



**Fig. 25. Błaszka lyszcyka z obwódką opacytową w okruchu ryolitu kwarcowego; obraz BSE oraz mapy rozmieszczenia pierwiastków: Mg, Al, Si, K, Fe; otwór wiertniczy Września IG 1, głęb. 4848,7 m**

Mica flake with opacite rim in a fragment of quartzose rhyolite; backscattered electron image and maps of distribution of elements: Mg, Al, Si, K, Fe; Września IG 1 borehole, depth 4848.7 m



**Fig. 26. Agregat szkliva wulkanicznego przypominający globulę perlitową w okruchu ryolitu kwarcowego; wykazuje skład chemiczny K-skalenia; obraz BSE oraz mapy rozmieszczenia pierwiastków: Mg, Al, Si, K, Fe; otwór wiertniczy Września IG 1, głęb. 4848,7 m**

Aggregate of volcanic glass similar to perlitic globulae in a fragment of quartzose rhyolite; chemical composition of feldspar is shown. Backscattered electron image and maps of distribution of elements: Mg, Al, Si, K, Fe; Września IG 1 borehole, depth 4848.7 m

illit/smektyt oraz pęczniący chloryt magnezowy (Maliszewska, 1979). Występują tu również drobne krystaloklasty kwarcu, skaleni i biotyту, a miejscami zachowały się relikty hyaloklastów lub struktury parataksytowej. Skąły te są bogate w rozproszoną materię organiczną, kalcyt i anhydryt.

Niektóre skąły piroklastyczne litofacji drobnopopiołowej wskutek argilityzacji okruchów szkliwa uległy przeobrażeniu w K-bentonity (Maliszewska, 1994). Nawiercono je w otworach Stargard Szczeciński 1, Mężyk 1, Objezierze IG 1, Pniewy 3 i Września IG 1. Są to szare, ilaste skąły, złożone głównie z illitu i illitu/smektytu oraz skrytokrystalicznej krzemionki. Miejscami zawierają drobne, skorupowe okruchy szkliwa oraz krystaloklasty kwarcu, skaleni alkalicznych i biotyту (tabl. IV: F). W z Bentonitizowanych tufach z otworu Stargard Szczeciński 1 stwierdzono także obecność pęczniącego chlorytu.

Analizy rentgenowskie składu fazowego wybranych skąły wulkanogenicznych wykazały, że ich składnikami są minerały ilaste, kwarc i niekiedy skalenie, do tego inwentarza dołącza lokalnie kalcyt, anhydryt i hematyt (Jackowicz, Maliszewska, 2004). Zestaw minerałów obecnych w badanych próbkach jest oczywiście o wiele szerszy niż udokumentowany analizami dyfraktometrycznymi, lecz liczne składniki akcesoryczne występują w mniejszej ilości niż wynosi ich próg oznaczalności; niektóre z nich można było zidentyfikować dopiero na podstawie badań elektronograficznych.

Minerały ilaste stwierdzone metodą XRD są reprezentowane przez illit i mieszanopakietowy illit/smektyt dominujące objętościowo w skąłach litofacji popiołowych oraz przez chloryt odgrywający istotną rolę w tufitowych brekcjach i mniejszą – w tufitowych piaskowcach (np. nawierconych w kompleksie z otworu Pniewy 3). Minerały te są przede wszystkim produktami przeobrażeń szkliwa wulkanicznego i składników mineralnych, w tym także wchodzących w skład litoklastów. Występują też w różnego typu szczelinach spękań, zwłaszcza perlitowych oraz w pęcherzykach pogazowych litoklastów. W skąłach litofacji popiołowej stwierdzono również obecność illitu detrytycznego.

Wyniki pełnych analiz chemicznych pięciu próbek z Bentonitizowanych tufów z otworu wiertniczego Objezierze IG 1 (głęb. 4561,5–4566,6 m) wykazały ich następujący skład (% wag.):

SiO <sub>2</sub>	61,8–70,9	K <sub>2</sub> O	2,47–5,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3–17,8	Na <sub>2</sub> O	0,88–1,42
CaO	0,18–0,81	TiO <sub>2</sub>	0,1–0,8
MgO	2,46–3,37	S	0,10–0,14
FeO	0,25–0,70	CO <sub>2</sub>	0,10–3,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52–5,74	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,014–0,019
MnO	0,026–0,044	Strata praż.	3,71–4,87

Analizy wykonano w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB.

## CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA

### Skąły wulkaniczne

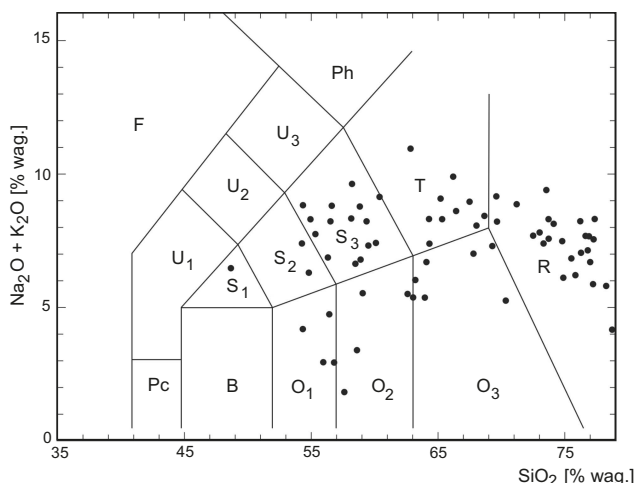
Wyniki badań składu chemicznego skąły z zachodniej Polski były od lat prezentowane w opracowaniach o charakterze petrologicznym. Badania te obejmowały dawniej tylko oznaczenia zawartości pierwiastków głównych i niektórych pierwiastków śladowych, zależnie od wyposażenia laboratoriów. Do końca lat osiemdziesiątych, a w wielu jednostkach badawczych nawet dłużej, analizowane pierwiastki śladowe należały do ruchliwych, a więc nieprzydatnych do rozważań petrogenetycznych. Zawartość pierwiastków głównych była przede wszystkim podstawą rozmaitych klasyfikacji skąły, a niekiedy też zestawień korelacyjnych i współczynników geochemicznych (Pendias, 1976, 1983; Ryka, 1978a; Siemaszko 1978, 1981; Pendias, Ryka, 1981; Jackowicz 1983, 1994; Kłapciński i in., 1988a, b).

Klasyfikacja składu badanych skąły na podstawie zawartości pierwiastków głównych jest obciążona dużą niedokładnością wskutek ich zaawansowanych przeobrażeń, których intensywność wyrażają dość wysokie straty prażenia, a także zawartość CO<sub>2</sub>. Zdecydowana większość przeprowadzonych analiz chemicznych (Jackowicz, 1994, 2000, 2003) wykazała straty prażenia powyżej 3% wag., przy czym wyraźnie podwyższonymi wartościami tego wskaźnika charakteryzują się skąły obojętne i zasadowe, w których wynosi on niekiedy ponad 12% wag. Wysokim stratom prażenia towarzyszą na ogół wysokie zawartości CO<sub>2</sub>, dochodzące do ponad 7%, a w 50% badanych skąły przekraczające 0,5%, co je w zasadzie dyskwalifikuje do zastosowania najbardziej rozpozszechnionego i polecanego podziału chemicznego w układzie TAS (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub>).

Ze względu na prosty układ i możliwość wykorzystania licznych wyników dawniej wykonanych analiz pierwiastków głównych klasyfikację taką jednak przeprowadzono (fig. 27) w odniesieniu do stosunkowo najslabiej przeobrażonych wulkanitów.

Najwięcej takich skąły znalazło się w grupie ryolitów i trachitów, a najmniej w grupie najliczniej reprezentowanych na omawianym obszarze andezytów i trachyandezytów. Na diagramie mała ilość skąły z pozostałych grup wynika przede wszystkim z ich rzadkiego występowania, a tym samym niewielkiej liczby danych analitycznych. Położenie punktów projekcyjnych na diagramie TAS w zestawieniu ze składem mineralnym skąły pozwala sądzić, że wulkanity z zachodniej Polski reprezentują serię subalkaliczną, ze słabo rozwiniętym trendem alkalicznym.

Wielokrotne zmiany składu law i utworów piroklastycznych były spowodowane działalnością ekshalacyjną wulkanów i wietrzeniem, a po pogrążeniu pokryw – aktywnością różnego rodzaju fluidów. Świadectwem tych zmian jest znaczne zróżnicowanie zawartości izotopów δ<sup>18</sup>O i δ<sup>13</sup>C w kalcycie z migdałów wulkanitów, co może być rezultatem różnych źródeł CO<sub>2</sub>, a tym samym różnych temperatur



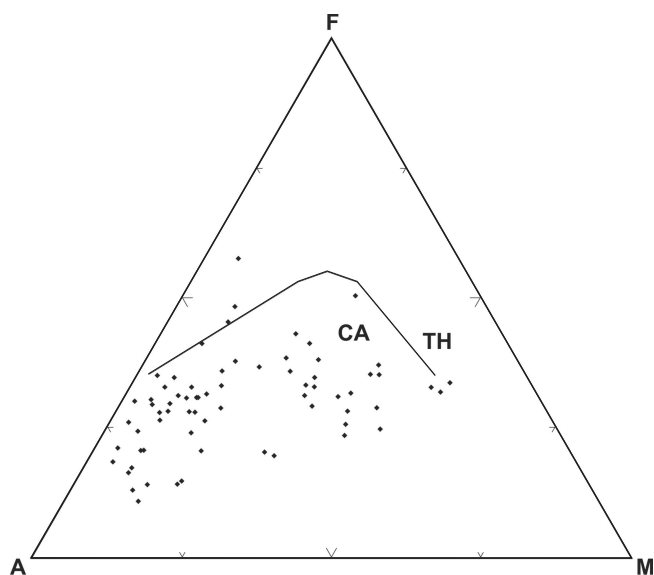
**Fig. 27. Projekcja klasyfikacyjna skał wulkanicznych w diagramie TAS (LeMaitre, 1989)**

O<sub>1</sub> – bazaltowy andezyt, O<sub>2</sub> – andezyt, O<sub>3</sub> – dacyt, R – ryolit, S<sub>1</sub> – trachybasalt, S<sub>2</sub> – bazaltowy trachyandezyt, S<sub>3</sub> – trachyandezyt, T – trachit

Classification of volcanic rocks in the TAS diagram (LeMaitre, 1989)

O<sub>1</sub> – basaltic andesite, O<sub>2</sub> – andesite, O<sub>3</sub> – dacite, R – rhyolite, S<sub>1</sub> – trachybasalt, S<sub>2</sub> – basaltic trachyandesite, S<sub>3</sub> – trachyandesite, T – trachyte

krystalizacji przy zmiennym stosunku woda/skała. W większości przypadków wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  są typowe dla kalcytu ze środowiska hydrotermalnego (Rollison, 1993). Najsilniejszy związek ze źródłem endogenicznym wykazuje kalcyt z otworów Ośno IG 2, Bukowiec 3, Jagodzin 1, Czeklin 1, Zbąszynek IG 2 i Lubanice 1. Jego wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  miesz-



**Fig. 28. Projekcja skał wulkanicznych w trójkącie AFM**

A = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, M = MgO; A + F + M = 100; CA – seria wapniowo-alkaliczna, TH – seria toleitowa

Volcanic rocks projection in the AFM triangle

A = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, M = MgO; A + F + M = 100; CA – calc-alkaline series, TH – tholeiitic series

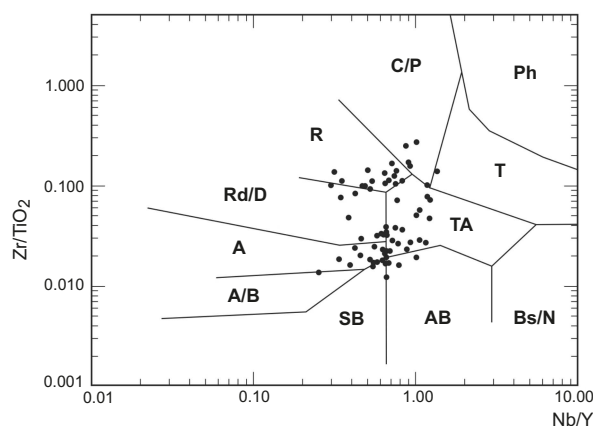
czą się w zakresie od –3 do –8, typowym dla magmowego CO<sub>2</sub>, co odpowiada niskiemu stosunkowi woda/skała podczas krystalizacji. Wyższe wartości  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  kalcytu hydrotermalnego z pozostałych otworów wskazują na wyższy stosunek woda/skała i niższe temperatury krystalizacji, w warunkach zbliżonych do sedimentacyjnych. Skład izotopowy kalcytu z otworów: Sulęcín 3, Niwiska 1, Banie 1 oraz Młodasko 4 odpowiada morskiemu środowisku krystalizacji, a zatem najniższym temperaturom i najwyższej proporcji woda/skała.

Nierównomierny rozwój metasomatycznych przeobrażeń skał, związanych przede wszystkim z ruchliwością alkaliów i magnezu, odzwierciedla silne rozproszenie punktów projekcyjnych w trójkącie AFM (fig. 28). Położenie punktów poniżej pola serii wapniowo-alkalicznej nie wykazuje ciągłości charakteryzującej szereg dyferencyjny, lecz sugeruje istnienie dwóch populacji skał, wywodzących się z dwóch odrębnych źródeł magmy.

Ze względu na dużą mobilność wielu pierwiastków w procesach przeobrażeń skał ich pierwotny charakter lepiej opisują pierwiastki nieruchliwe lub względnie nieruchliwe. Należą do nich pierwiastki o wysokim potencjale jonowym (HFSE): Zr, Hf, Ti, P, Y, Nb, Th i U; pierwiastki ziem rzadkich (REE) – lekkie (LREE) i ciężkie (HREE); pierwiastki o dużych promieniach jonowych (LILE): K, Rb, Ba i Sr.

Do klasyfikacji chemicznej skał zastosowano diagram oparty na stosunkach wagowych pierwiastków nieruchliwych: Zr/TiO<sub>2</sub> – Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977).

Na diagramie tym (fig. 29) większość skał lokuje się w polach andezytów, trachyandezytów, ryodacytów/dacytów i ryolitów, natomiast nieliczne znalazły się w polach subalkalicznych bazaltów, alkalicznych bazaltów, komendytów/pantellerytów i trachitów. Wyniki tej klasyfikacji są



**Fig. 29. Podział klasyfikacyjny skał wulkanicznych w diagramie Zr/TiO<sub>2</sub> – Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977)**

R – ryolit, Rd/D – ryodacyt/dacyt, A – andezyt, A/B – andezyt/bazalt, SB – subalkaliczny bazalt, AB – alkaliczny bazalt, TA – trachyandezyt, T – trachit, C/P – komendyt/pantelleryt

Classification of volcanic rocks in the Zr/TiO<sub>2</sub> – Nb/Y diagram (Winchester, Floyd, 1977)

R – rhyolite, Rd/D – rhyodacite/dacite, A – andesite, A/B andesite/basalt, SB – subalkaline basalt, AB – alkaline basalt, TA – trachyandesite, T – trachyte, C/P – commendite/pantellerite

w wielu przypadkach niezgodne z wynikami klasyfikacji TAS, co jest wyraźnie widoczne w odniesieniu do skał mieszczących się w tym podziale w polu trachitów. Na diagramie  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  skały te występują w polach komendytów/pantellerytów i trachyandezytów. Ryolity i dacyty wykazują na ogół dobrą zgodność, natomiast niektóre andezyty (w tym bazaltowe) według klasyfikacji TAS znajdują się w polu subalkalicznych bazaltów, a niektóre trachyandezyty w polu alkalicznych bazaltów.

W kompleksach andezytowo-bazaltowych zmiany składu ciasta skalnego przy tym samym składzie fenokryształów powodują różnice klasyfikacji na diagramie  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  w zakresie od subalkalicznych lub alkalicznych bazaltów do ryodacytów/dacytów i trachitów, przy czym przeważającymi objętościowo skałami w każdym kompleksie są andezyty i trachyandezyty.

Ryodacyty/dacyty, tworzące wyraźnie rozgraniczone jednostki skalne, różnią się od dacytów będących prawdopodobnie dyferencjatami andezytów, zarówno składem fenokryształów, jak też budową wewnętrzną. Skały te wykazują pokrewieństwo geochemiczne z ryolitami, lokując się w sąsiedztwie ich sektora na diagramie  $Zr/TiO_2-Nb/Y$ , podczas gdy reszta dacytów leży przy granicy z sektorem andezytów lub trachyandezytów.

Na diagramach zawartości pierwiastków niedopasowanych, znormalizowanych względem prymitywnego płaszczca (fig. 30A–D), skały wszystkich typów wykazują minima Ba, Nb, Sr–P (lub jednego z tych pierwiastków) oraz Ti, natomiast ich maksima przypadają na Rb, Th–U (lub jeden z tych pierwiastków), K, La–Ce i Zr–Sm. Cechy te i opadający przebieg wykresów normalizacyjnych jest typowy dla wszystkich wulkanitów waryscyjskich (Bargossi, 1993). Wzbogacenie badanych skał względem prymitywnego płaszczca w Rb, Ba, Th, U, K Nb, Zr i LREE waha się w granicach od ponad 20 do ponad 100, w zależności od składu materiału źródłowego magm, stopnia jego wytopienia oraz kontaminacji stopów płaszczcowych w zbiorniku magmowym.

Z porównania graficznych charakterystyk średniego składu skał z badanych obszarów wynika, że ryolity, komendyty/pantelleryty i ryodacyty/dacyty z Pomorza są zasobniejsze w K, REE i HFSE względem tych samych typów skał z monokliny przedsudeckiej, co świadczy o niższym stopniu wytopienia lub o innym składzie ich materiału źródłowego pochodzącego ze skorupy kontynentalnej. Na korzyść tej drugiej ewentualności świadczy znaczna przewaga objętościowa i miąższościowa kwaśnych law na obszarze Pomorza w odniesieniu do obszaru monokliny.

Trachyandezyty z Pomorza są również wzbogacone w wyżej wymienione pierwiastki w porównaniu z trachyandezytami z monokliny przedsudeckiej, co wskazuje na większy wpływ środowiska skorupowego na kształtowanie się ich tworzywa. Z badań Protasa i in. (1995) oraz Lorenca i in. (1995) wynika, że na Pomorzu seria wulkaniczna obejmuje również andezytowe i subalkaliczne bazalty; niestety inny zestaw analizowanych pierwiastków śladowych uniemożliwia użycie tych wulkanitów jako materiału porównawczego.

Na obszarze monokliny przedsudeckiej andezyty są uboższe od trachyandezytów w Ba, Rb, Th, U, Nb, P, Zr i LREE,

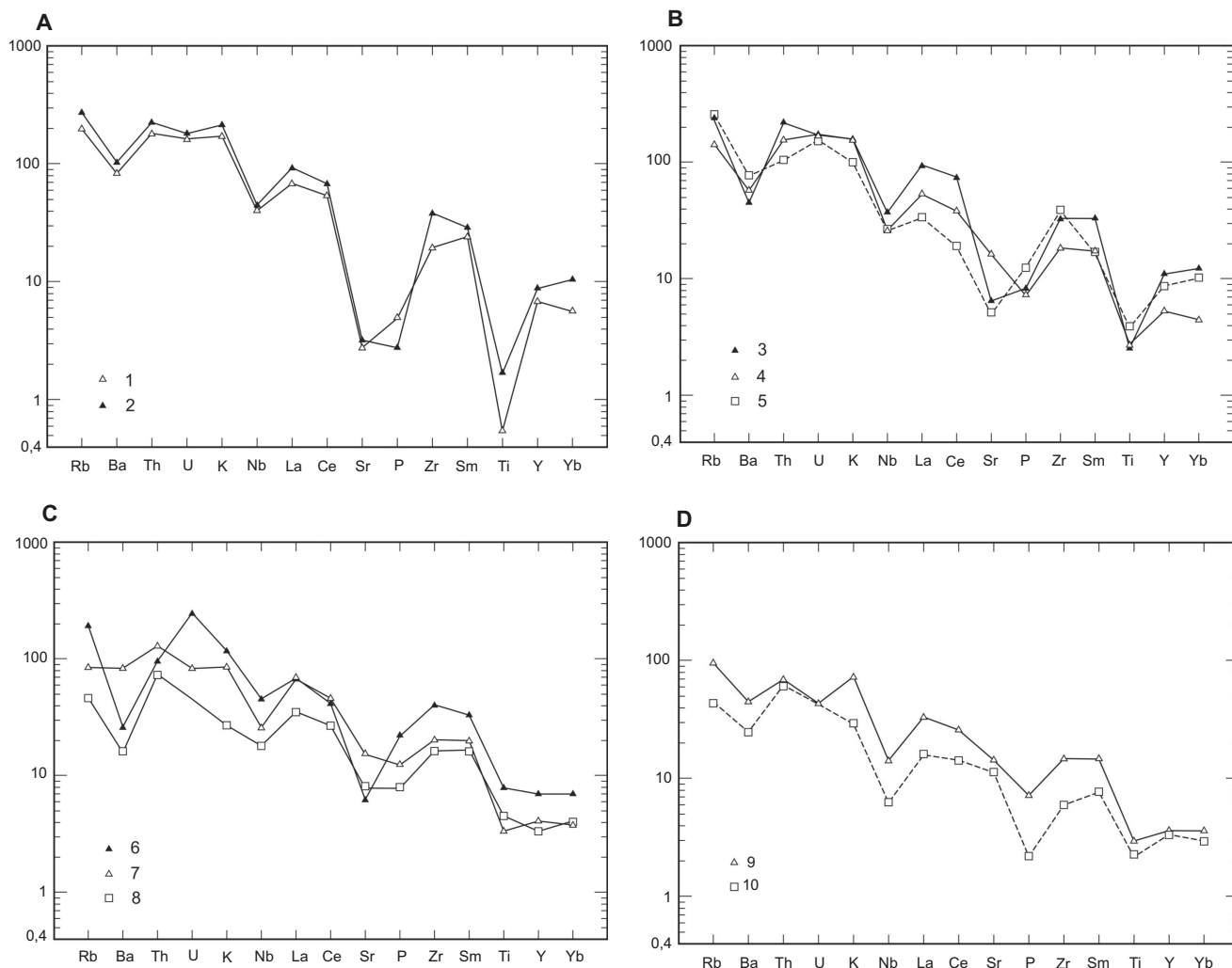
przy stosunkowo zbliżonym poziomie K, Sr, Ti i HREE, co jest przejawem niższej koncentracji wyewoluowanego komponentu skorupowego. Z kolei alkaliczne bazalty pod względem zawartości Th, REE, P i Zr dorównują andezytom, od których różnią się niższymi zawartościami LILE oraz wyższymi – Nb i Ti, co sugeruje bardziej prymitywny skład ich materiału źródłowego oraz kontaminację stopów płaszczcowych materiałem skorupy kontynentalnej, w stopniu porównywalnym do andezytów. Najbardziej prymitywnym składem odznacza się skała subwulkaniczna (z otworu Banie 1), mieszcząca się w układzie  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  na granicy pola andezytu i andezytowego bazaltu, zubożała w stosunku do andezytów we wszystkie pierwiastki niedopasowane.

Przykładowe charakterystyki REE omawianych skał (fig. 31A, B) wskazują na obecność plagioklastu (spore negatywne anomalie Eu) oraz prawdopodobnie oliwinu i piroksenu (silne frakcjonowanie LREE w stosunku do HREE), jako rezydualnej fazy w materiale źródłowym skał z Pomorza Zachodniego i z monokliny przedsudeckiej. Odnośnie do niektórych trachyandezytów z monokliny można przypuszczać, że rezydualną fazą w ich materiale źródłowym był granat (słabe anomalie ujemne Eu, silne zubożenie w HREE w stosunku do LREE). W skałach kwaśnych udział REE i ich frakcjonowanie kształtuje się antagonistycznie do zawartości kwarcu, stąd też najniższe zawartości REE przypadają na ryolity. Niski udział REE w tych skałach nie jest jednak regułą, bowiem liczne ryolity o niższej zawartości kwarcu odznaczają się wysoką zawartością REE.

Największe minimum europowe oraz największe i najmniejsze zróżnicowanie zawartości LREE i HREE wykazują tufy, odpowiednio – komendytowy i ryolitowy. Różnice te są odzwierciedlają jednak nie tylko skład piroklastów juvenilnych, lecz także domieszek wchłoniętych podczas transportu. Biorąc pod uwagę zbliżony kształt wykresów dla skał kwaśnych z Pomorza, można sądzić, że stanowią one w różnym zakresie wytopione derywaty tego samego źródła. Odmienny przebieg krzywych dla kwaśnych skał z monokliny w odniesieniu do skał z Pomorza, zwłaszcza w zakresie HREE, wskazuje na inny skład ich materiału źródłowego.

Przedziały zawartości pierwiastków niedopasowanych dla poszczególnych typów skał wylewnych są dość szerokie i w znacznym stopniu się pokrywają (Jackowicz, 1999). Przyczyną tego może być m.in. zmiana masy skał podczas przeobrażeń – wzrost masy powoduje bowiem względny spadek zawartości tych pierwiastków i odwrotnie. W celu wyeliminowania tego czynnika do porównania cech chemicznych skał wykorzystano stosunki ilościowe pierwiastków, czyli wskaźniki petrochemiczne: wskaźnik ogólnego frakcjonowania REE –  $(La/Yb)_N$  oraz wskaźniki frakcjonowania LREE –  $(La/Sm)_N$  i HREE –  $(Gd/Yb)_N$ , wskaźnik anomalii europowej –  $Eu/Eu^*$  oraz wskaźniki  $Zr/Nb$  i  $Th/Nb$ . Wskaźniki te, prócz tego, że charakteryzują materiał źródłowy, środowisko i stopień wytopienia magm, to również pozwalają na wnioskowanie o pokrewieństwie magmowym skał.

Z zestawienia wskaźników charakteryzujących kompleksy wulkaniczne z wybranych otworów wiertniczych (tab. 5 i 6) widać, że kwaśne skały z obszaru Pomorza odznaczają



**Fig. 30. Średnie zawartości pierwiastków niedopasowanych znormalizowane do ich zawartości w prymitywnym płaszczu (Wood i in., 1979)**

**A.** 1 – ryolity i komendyty/pantelleryty z monokliny przedsudeckiej, 2 – ryolity i komendyty/pantelleryty z Pomorza Zachodniego. **B.** 3 – ryodacyty/dacyty z Pomorza Zachodniego, 4 – ryodacyty/dacyty z monokliny przedsudeckiej, 5 – mikrogranit z monokliny przedsudeckiej. **C.** 6 – trachyandezyty z Pomorza Zachodniego, 7 – trachyandezyty z monokliny przedsudeckiej, 8 – alkaliczne bazalty z monokliny przedsudeckiej. **D.** 9 – andezyty z monokliny przedsudeckiej, 10 – mikrodioryt z monokliny przedsudeckiej

Average abundances of incompatible elements normalized to primitive mantle (Wood *et al.*, 1979)

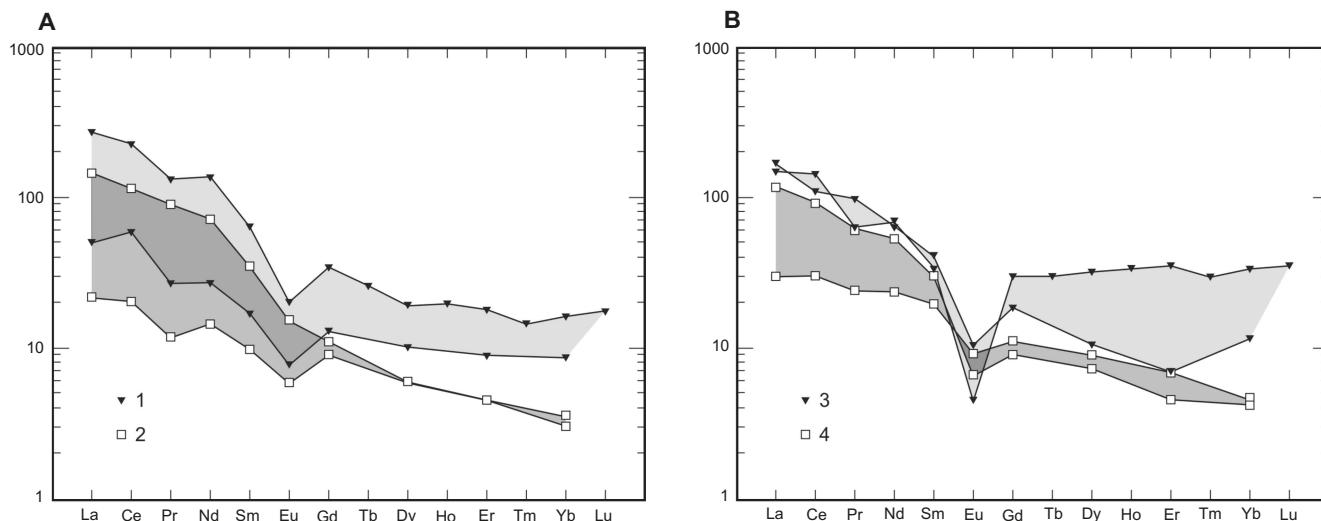
**A.** 1 – rhyolites and commendites/pantellerites from the Fore-Sudetic Monocline, 2 – rhyolites and commendites/pantellerites from Western Pomerania **B.** 3 – rhyodacites/dacites from Western Pomerania, 4 – rhyodacites/dacites from the Fore-Sudetic Monocline, 5 – microgranite from the Fore-Sudetic Monocline. **C.** 6 – trachyandesites from Western Pomerania, 7 – trachyandesites from the Fore-Sudetic Monocline, 8 – alkaline basalts from the Fore-Sudetic Monocline. **D.** 9 – andesites from the Fore-Sudetic Monocline, 10 – microdiorite from the Fore-Sudetic Monocline

się wyższymi zawartościami REE (zarówno LREE, jak i HREE), ogólnie słabszym frakcjonowaniem HREE niż kwaśne skały z obszaru monokliny przedsudeckiej (fig. 31A, B), a także wyższymi negatywnymi anomaliami europu oraz wyższymi stosunkami Zr/Nb. Różnice frakcjonowania LREE i HREE, wartości wskaźników Eu/Eu\* oraz Zr/Nb i Th/Nb wskazują na dość silnie (choć w zmiennym stopniu dla poszczególnych kompleksów) wytopiony materiał skorupy kontynentalnej.

Trachyandezyty pochodzą z materiału o innym składzie niż nadległe ryolity (niski wskaźnik Th/Nb) – słabo wytopionego (wysoki wskaźnik Zr/Nb i Eu/Eu\*, dość wysoka za-

wartość REE, przy podobnym frakcjonowaniu HREE i LREE). Skały piroklastyczne (tufy ryolitowe z otworów Kamień Pomorski 15k i Moracz IG 1, tuf komendytowo-pantellerytowy z otworu Jarkowo 3, tufy ryodacytowo-dacytowe z otworu Gosław 1) różnią się od odpowiadających im skał wylewnych wyraźnie podwyższoną zawartością REE, Y, Th, U, Nb, Zr i Ti, przy zbliżonym poziomie wskaźników Zr/Nb i Th/Nb. Niektóre z nich bywają również wzbogacone w inne pierwiastki, np. w Rb, Pb, Zn, Cu, Ni i Cr, które wraz z wcześniej wymienionymi mogą odzwierciedlać skład materiału wchłoniętego podczas transportu wulkanicznego.





**Fig. 31. Przykładowe diagramy pierwiastków ziem rzadkich znormalizowanych do ich zawartości w prymitywnym płaszczu (Taylor, McLennan, 1985)**

**A.** Maksymalne i minimalne zawartości REE: 1 – w skałach z Pomorza (maks. ryodacyt/dacyt, min. ryolit), 2 – w skałach z monokliny przedsudeckiej (maks. trachyandezyt, min. ryolit). **B.** Maksymalne i minimalne stosunki LREE/HREE w skałach kwaśnych: 3 – z Pomorza (maks. tuf komendytowo-pantellerytowy, min. tuf ryolitytowy), 4 – z monokliny (maks. i min. ryolity)

Exemplary patterns of primitive mantle-normalized Rare Earth Elements (Taylor, McLennan, 1985)

**A.** Maximum and minimum contents of REE: 1 – in rocks from Pomerania (max. rhyodacite/dacite, min. rhyolite), 2 – in rocks from the Fore-Sudetic Monocline (max. trachyandesite, min. rhyolite). **B.** Maximum and minimum LREE/HREE ratios in acidic rocks: 3 – from Pomerania (max. commendites/pantellerites tuff, min. rhyolitic tuff), 4 – from the Fore-Sudetic Monocline (max. and min. rhyolites)

**Tabela 5**

**Zróźnicowanie wskaźników petrochemicznych w profilach pionowych skał wulkanicznych z nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego**

Variability of petrochemical index in vertical profiles of volcanic rocks from part of Western Pomerania

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Typ skały	LREE	HREE	(La/Yb) <sub>N</sub>	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Zr/Nb	Th/Nb
Kamień Pomorski 15k	2827,8	R	304	25	8,09	3,92	1,24	0,26	17,16	1,16
	2856,5	tR	458	63	4,48	4,27	0,88	0,16	16,86	1,13
	3020,0	Rd/D	202	27	2,73	2,13	1,41	0,41	14,22	0,59
Wysoka Kamieńska 1	3655,5	R	280	22	7,69	3,76	1,35	0,28	17,68	0,84
	3869,8	R	268	21	8,83	3,46	1,48	0,25	18,41	1,18
Moracz IG 1	3590,3	R	296	18	9,67	3,49	1,86	0,40	15,96	0,74
	3702,2	tR	509	54	3,24	2,99	1,32	0,68	14,74	1,08
	3985,1	R	186	15	5,52	2,91	1,39	0,57	13,31	0,58
	4065,0	TA	218	17	10,13	2,57	2,41	0,84	16,22	0,33
Jarkowo 3	3101,0	tC/P	416	15	14,03	4,12	1,56	0,40	16,23	0,63
	3223,8	R	249	19	7,51	3,09	1,79	0,52	15,88	0,62
Gosław 1	2864,5	Rd/D	308	32	7,69	3,94	1,33	0,54	16,35	0,85
	2896,8	Rd/D	360	32	7,09	3,04	2,00	0,54	16,23	0,81
	2939,0	tRd/D	790	36	15,45	4,06	2,05	0,45	17,43	0,96
Daszewo 17	3235,1	R	286	26	6,69	3,83	1,16	0,45	16,12	0,92
	3312,6	R	270	18	7,46	3,25	1,38	0,56	16,81	0,65

Typy skał wg klasyfikacji w diagramie Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977): R – ryolit, tR – tuf ryolitytowy, Rd/D – ryodacyt/dacyt, tRd/D – tuf ryodacytowo/dacytowy, TA – trachyandezyt, tC/P – tuf komendytowo/pantellerytowy

Types of rock, after classification in the Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y diagram (Winchester, Floyd, 1977): R – rhyolite, tR – rhyolite tuff, Rd/D – rhyodacite/dacite, tRd/D – rhyodacite/dacite tuff, TA – trachyandesite, tC/P – commendite/pantellerite tuff

Tabela 6

## Zróznicowanie wskaźników petrochemicznych w profilach pionowych skał wulkanicznych z monokliny przedsudeckiej

Variability of petrochemical index in vertical profiles of volcanic rocks from Fore-Sudetic Monocline

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Typ skały	LREE	HREE	(La/Yb) <sub>N</sub>	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	Zr/Nb	Th/Nb
Strzelce Krajeńskie PIG 1	4115,5	Rd/D	202	12	12,31	3,09	3,16	0,56	11,47	0,94
	4289,6	Rd/D-TA	78	8	5,82	2,16	3,12	0,68	11,27	1,00
Drogomin 1	3165,2	R	187	13	8,36	2,74	1,74	0,16	5,71	0,50
	3195,8	SB	129	9	7,56	2,10	2,00	0,72	16,43	0,43
Ośno IG 2	3548,9	A	95	6	9,57	2,47	2,85	0,73	17,00	0,57
	4186,7	TA	139	8	10,11	3,49	3,98	0,84	20,78	0,56
	4943,4	A	87	8	7,96	3,91	1,49	0,89	15,57	1,28
Pomorsko 1	2878,2	C/P	262	13	14,10	4,04	2,00	0,37	9,10	0,50
	2988,2	A	102	10	7,02	2,60	2,50	0,73	19,00	0,71
Zbąszynek IG 2	3188,5	AB	125	13	6,42	2,28	2,07	0,67	15,93	0,36
	3393,3	TA	114	6	12,78	2,16	2,90	0,71	15,82	0,55
Wyrzeka 1	2605,6	Rd/D	177	17	11,04	3,91	1,73	0,72	14,43	1,00
	2614,0	A	167	7	12,98	4,57	1,68	0,80	14,36	0,91
	2851,3	TA	145	10	9,23	2,98	2,38	0,66	12,47	0,73
Chrzastowo 1	2662,0	TA	304	14	23,01	7,58	1,91	0,71	13,82	0,71
	2830,5	A	120	9	7,02	2,72	1,90	0,53	14,69	0,92

Typy skał wg klasyfikacji w diagramie Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977): R – ryolit, Rd/D – ryodacyt/dacyt, Rd/D-TA – ryodacyt/dacyt na granicy z trachyandezytem, A – andezyt, SB – subalkaliczny bazalt, AB – alkaliczny bazalt, TA – trachyandezyt, C/P – komendyt/pantellerit

Types of rock, after to classification in the Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y diagram (Winchester, Floyd, 1977): R – rhyolite, Rd/D – rhyodacite/dacite, Rd/D-TA – rhyodacite/dacite on the border of trachyandesite, A – andesite, SB – subalkaline basalt, AB – alkaline basalt, TA – trachyandesite, C/P – commendite/pantellerite

Na obszarze monokliny przedsudeckiej skład skał wylewnych jest bardziej urozmaicony. Przeważające tu andezyty i trachyandezyty oraz lokalnie współwystępujące z nimi alkaliczne i subalkaliczne bazalty, wykazują w poszczególnych kompleksach wulkanicznych dość wąskie zakresy wartości wskaźników petrochemicznych (z wyjątkiem La/Yb), przy znacznie szerszym zakresie zmienności lateralnej (tab. 6). Nawet usytuowane dość blisko siebie kompleksy skalne różnią się zawartością i frakcjonowaniem REE (np. skały z otworów Wyrzeka 1 i Chrzastowo 1). W ramach odrębnych kompleksów wartości wszystkich wskaźników korelują się zazwyczaj dodatnio, z wyjątkiem wskaźników frakcjonowania REE (np. w skałach z otworu Chrzastowo 1), skorelowanych dodatnio z zawartością tych pierwiastków, a ujemnie z innymi wskaźnikami. Udział, a często i frakcjonowanie REE, wzrasta ku górze pokryw wulkanicznych, co może być efektem wzrostu asymilacji materiału skorupowego. Brak odrębnych zakresów wskaźników dla wyróżnionych typów skał jest przejawem nie homogenicznej materii stopów, których skład ulegał w różnym stopniu modyfikacjom w skorupie ziemskiej.

Wartości tych wskaźników petrochemicznych sugerują zatem, że kompleksy skał andezytowo-trachyandezytowo-bazaltowych wywodzą się z odrębnych komór magmowych usytuowanych w górnym płaszczu, a w ewolucji składu ich stopów istotną rolę pełniła intensywność wytapiania źródła

i kontaminacja magm materiałem skorupy kontynentalnej, o zróżnicowanej lateralnie litologii.

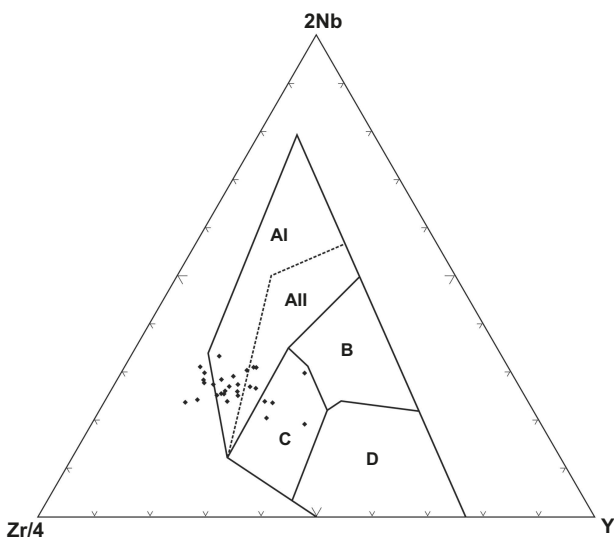
Do określenia podobieństwa andezytów, trachyandezytów i bazaltów z zachodniej Polski z andezytami z dobrze rozpoznanych obszarów orogenicznych (z kontynentalnych łuków wysp i z grubej krawędzi kontynentalnej) przeprowadzono porównanie charakterystycznych dla nich parametrów geochemicznych (Jackowicz, 1998, 2000). Wartości tych parametrów (La, Ce, REE, La/Yb, La/Y, Zr/Y, Hf/Yb, P/La) dla andezytów i bazaltów kształtowały się na poziomie pośrednim pomiędzy typowymi dla andezytów z kontynentalnych łuków wysp a andezytów andyjskich. Na tej podstawie środowisko generacji magm, z których wywodzą się te skały można określić jako wewnątrzpłytowe, związane z dość grubą skorupą kontynentalną, lecz cieńszą niż odpowiadającą andezytom andyjskim (70 km). Wartości tych parametrów, zwłaszcza La, Ce, REE i La/Y dla trachyandezytów przekraczają wartości typowe dla andezytów andyjskich, co wskazuje na słaby stopień wytopienia materiału źródłowego oraz kontaminację magm skałami skorupy kontynentalnej.

Ze względu na brak diagramów dyskryminacyjnych dla andezytów, podjęto próbę umieszczenia ich wraz z bazaltami w diagramie trójkątnym 2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986), gdzie większość skał skupiła się w polach wewnątrzpłyto-alkalicznych bazaltów (AI) i tuż obok tego pola (fig. 32). Nieliczne punkty znalazły się w polu wewnątrzpły-

towych alkalicznych bazaltów i toleitów (AII) oraz w polu wewnątrzpłytkowych toleitów i bazaltów łuków wulkanicznych (C). W zasięgu każdego z wymienionych pól występują zarówno bazalty, jak i andezyty i trachyandezyty, natomiast punkty poza sektorami należą do trachyandezytów z Pomorza i z monokliny przedsudeckiej. Wyniki te wskazują na wewnątrzpłytkowe środowisko generacji magm (z lokalnie zaznaczonymi cechami łuków wulkanicznych) oraz w głównej mierze na ich alkaliczny charakter. Ta druga cecha w odniesieniu do andezytów i trachyandezytów jest mocno przesadzona i wynika z zastosowania kryteriów podziału odpowiednich dla skał bazaltowych.

W innych podziałach dyskryminacyjnych dla bazaltów, opartych na zawartości śladowych pierwiastków nieruchliwych, również wiele punktów projekcyjnych nie mieści się w sektorach klasyfikacyjnych, jednak położenie ich większości wskazuje na wapniowo-alkaliczny charakter tych skał i środowisko wewnątrzpłytkowe (Jackowicz, 1999).

Skały wylewne zawierające powyżej 60% SiO<sub>2</sub>, ze względu na zawartość Nb i Zr (Leat, Thorpe, 1986) reprezentują na Pomorzu w zdecydowanej większości serię przejściową między subalkaliczną i alkaliczną, natomiast na obszarze monokliny – serię subalkaliczną. Nieliczne wyjątki z obydwu stron należą do serii na obszarze przyległym (Jackowicz, 2000).



**Fig. 32. Dyskryminacja środowisk tectonicznych andezytów, trachyandezytów i bazaltów w trójkącie Zr/4 – 2Nb – Y (Meschede, 1986)**

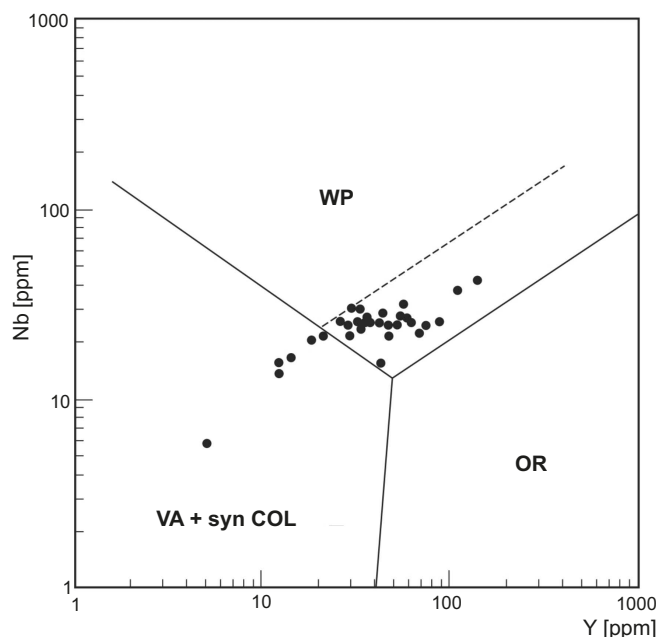
AI – magmy wewnątrzpłytkowe alkaliczne, AII – magmy wewnątrzpłytkowe alkaliczne i toleitowe, B – magmy płaszczowe grzbietów oceanicznych, C – magmy wewnątrzpłytkowe i łuków wulkanicznych, D – magmy grzbietów oceanicznych i łuków wulkanicznych

Discrimination of tectonic settings of andesites, trachyandesites and basalts in the Zr/4 – 2Nb – Y triangle (Meschede, 1986)

Magma types: AI – within-plate alkalic, AII – within-plate alkalic and tholeiitic; B – mid-ocean-ridge, C – within-plate tholeiitic and volcanic arc, D – volcanic arc and mid-ocean-ridge

Do dyskryminacji środowiska tectonicznego skał kwaśnych zapożyczono diagram Nb–Y, używany do określenia środowisk intruzji granitoidowych (Pearce i in., 1984). Położenie punktów projekcyjnych na tym diagramie (fig. 33) potwierdza wskazówkę uzyskaną odnośnie środowiska generacji magm obojętnych i zasadowych. Jest to zatem środowisko wewnątrzpłytkowe dla skał z Pomorza i większości skał z monokliny przedsudeckiej oraz środowisko łuków wulkanicznych dla niewielu pozostałych skał z monokliny.

Datowania skał wulkanicznych zachodniej Polski metodą U-Pb (SHRIMP) na cyrkonach (Breitkreuz i in., 2007; Krzemińska, 2008) dotyczyły ryolitów i dacytów nawierconych tylko w kilku otworach z Pomorza Zachodniego (Daszewo 12, Wysoka Kamieńska 1, Moracz IG 1) oraz z obszaru monokliny przedsudeckiej (Pniewy 3, Zdrój 1 i Strzelce Krajeńskie PIG 1). Wiek tych skał mieścił się w interwale od 293,0 (±2,0) do 307,9 (±4,6) mln lat, co odpowiada wczesnemu czerwonemu spągowcowi i późnemu karbonowi. W węższym zakresie – pomiędzy 293,8 (±2,7) a 299,7 (±3) mln lat, różnicuje się wiek kwaśnych skał wulkanicznych występujących w północno-wschodniej części basenu niemieckiego (Breitkreuz, Kennedy, 1999; Breitkreuz i in., 2007). Na obszarze zachodniej Polski najstarsze wulkanity pochodzą z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 (ok. 308 mln lat). Kolejne, coraz młodsze, pochodzą z otworów Moracz IG 1 (ok. 303 mln lat) (Krzemińska, *op. cit.*), Pniewy 3 (ok. 298 mln



**Fig. 33. Dyskryminacja środowisk tectonicznych kwaśnych skał wulkanicznych w diagramie Nb–Y, stosowanym dla intruzji granitoidowych (Pearce i in., 1984)**

Typy intruzji: WP – wewnątrzpłytkowe, VA+ syn COL – łuków wulkanicznych i synkolizyjne, OR – grzbietów oceanicznych

Discrimination of tectonic settings of silicic volcanic rocks in the Nb–Y diagram, applied for granitic intrusions (Pearce *et al.*, 1984)

Intrusion types: WP – within-plate, VA+ syn COL – volcanic arc and syn-collision, OR – ocean ridge

lat), Zdrój 1 (ok. 296 mln lat), Wysoka Kamińska 2 (ok. 295 mln lat) i Daszewo 12 (ok. 293 mln lat) (Breitkreuz i in., *op. cit.*).

Powszechne występowanie w wulkanitach cyrkonów odziedziczonych oraz cyrkonów z odziedziczonymi starymi jądrami świadczy o hybrydalnym charakterze stopów, będących źródłem wulkanizmu. Datowania tych starych cyrkonów z wulkanitów zachodniej Polski wykazały wieki w zakresie 338–2344 mln lat (Breitkreuz i in., 2007). Odziedziczony materiał reprezentujący anatektyczny składnik stopów był głównie wieku proterozoicznego i neoproterozoicznego z maksimami w zakresach 500–550, 800–1100 i 1500–1600 mln lat (Krzemińska, 2008). Dwa starsze maksima mieszczą się w zakresie maksimów wyznaczonych dla wieków prekambryjskich cyrkonów z północno-wschodnich Niemiec. Najstarsze składniki odziedziczone, występujące w skałach nawierconych w otworze Daszewo 12 (Breitkreuz i in., 2007), są wieku archaicznego (ok. 2094, 2344 mln lat).

Oznaczenia wieku cyrkonów wykazały, że wcześniejsze datowania skał wulkanicznych z zachodniej Polski na ok. 288 mln lat metodą Ar/Ar (Lippolt i in., 1982) oraz na ok. 279 mln lat metodą K/Ar (Breitkreuz i in., 2000) są niewiarygodne. To samo dotyczy licznych datowań skał wulkanicznych z środkowej Europy metodą K/Ar, których wiek mieści się w zakresie trias–jura (Menning, 1995). Taki też wiek w układzie K/Ar wykazują skały z zachodniej Polski, nawiercone w otworach Ośno IG 2 (ok. 154 mln lat), Ługowo 2 (ok. 185 mln lat) i Jarkowo 3 (ok. 208 mln lat), a także seladonit wypełniający pęcherzyki pogazowe wulkanitów z otworów Kamień Pomorski IG 1 (197 mln lat) i Dolsk 1 (223 mln lat) (Jackowicz, 2005b).

### Skały wulkanogeniczne

Projekcja skał wulkanogenicznych w układzie TAS (fig. 34) wykazała podobieństwo ich składu do występujących w zachodniej Polsce skał wylewnych. Skały litofacji popiołowej ułożyły się tu w polach ryolitów, trachitów i dacytów; skały litofacji lapillowo-aglomeratowej, zależnie od składu litoklastów, znalazły się w polach ryolitów, dacytów, trachyandezytów, andezytów, bazaltowych andezytów i bazaltów, natomiast piaskowce epiklastyczne bez materiału wulkanicznego – w polu dacytów. Podobnie jak w skałach wylewnych istotne znaczenie na ich pozycję w diagramie wywarły wtórne przeobrażenia, rozwinięte w znacznej mierze po pogrzebaniu pokryw.

Z analizy trendów przeobrażeń skał w układach obrazujących względne zróżnicowanie stosunków glinki ( $Al_2O_3$ ) do tlenków metali alkalicznych ( $Na_2O$  i  $K_2O$ ), metali ziem alkalicznych ( $CaO$  i  $MgO$ ) oraz żelaza całkowitego w postaci  $Fe_2O_3$  wynika, że najbardziej zaawansowane zmiany ujawniają skały o wysokiej zawartości żelaza i magnezu, a ich efektem jest powstanie minerałów mieszaopakietowych illit/smektyt i chlorytów. W skałach mniej zasobnych w żelazo i magnez, przeobrażenia skał prowadziły natomiast do powstania illitu. Rozwinięta lokalnie karbonatyzacja wywarła negatywny wpływ na zawartość sodu i potasu, które były

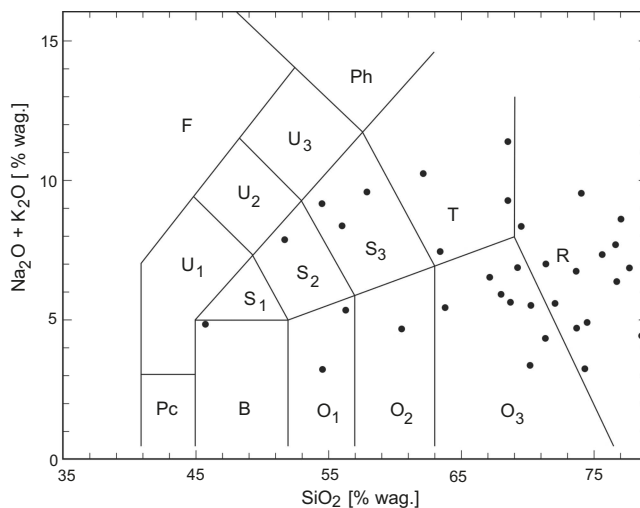


Fig. 34. Projekcja skał wulkanogenicznych w diagramie TAS (LeMaitre, 1989)

R – ryolit, T – trachit, S<sub>3</sub> – trachyandezyt, S<sub>2</sub> – bazaltowy trachyandezyt, O<sub>3</sub> – dacyt, O<sub>2</sub> – andezyt, O<sub>1</sub> – bazaltowy andezyt, B – bazalt

Projection of volcanogenic rocks in the TAS diagram (LeMaitre, 1989)

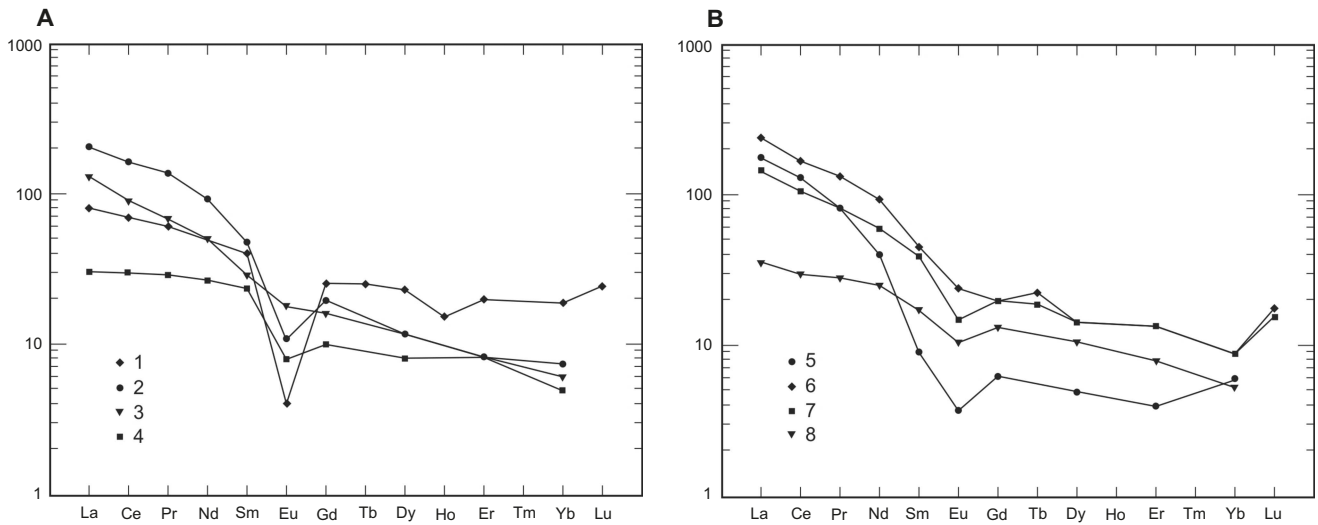
R – rhyolite, T – trachyte, S<sub>3</sub> – trachyandesite, S<sub>2</sub> – basaltic trachyandesite, O<sub>3</sub> – dacite, O<sub>2</sub> – andesite, O<sub>1</sub> – basaltic andesite, B – basalt

podstawiane przez wapń, co miało miejsce we wszystkich typach skał (Jackowicz, 2001, 2003).

Z uwagi na wielokrotne przeobrażenia skał wulkanogenicznych ich charakterystykę chemiczną oparto na pierwiastkach nieruchliwych i stosunkowo mało ruchliwych, przechodzących ilościowo ze skał macierzystych do osadów. Są to te same HFSE, REE i LILE, które zastosowano do charakterystyki skał wylewnych. Pierwiastki te są jednocześnie użytecznymi wskaźnikami pochodzenia osadów detrytycznych, jak też pochodzenia magm, będących tworzywem materiałów piroklastycznych.

Dla porównania składu chemicznego skał, zawartości HFSE i LILE oraz REE wybranych skał wulkanogenicznych, piroklastycznych i epiklastycznych (bez materiału wulkanicznego) przedstawiono na wykresach po znormalizowaniu do chondrytów (fig. 35, 36).

Pierwiastki ziem rzadkich należą do najmniej rozpuszczalnych i względnie nieruchliwych pierwiastków śladowych w procesach hydrotermalnych przeobrażeń, wietrzenia, diagenety i metamorfizmu bardzo niskiego stopnia (Cullers i in., 1987). W przypadku częściowej mobilizacji podczas wietrzenia pierwiastki te ulegają ponownemu wytrąceniu w tym samym miejscu i są przechwytywane najczęściej przez minerały ilaste (Nesbitt, 1979). Wpływ diagenety na redystrybucję REE jest niewielki, ponieważ ich uruchomienie jest możliwe tylko przy bardzo wysokim stosunku woda/skała (Rollison, 1993). Pozytywny efekt na koncentrację REE w osadach klastycznych wywiera sedimentacja detrytu ilastego, natomiast negatywny – sedimentacja kwarcu i węglanów.

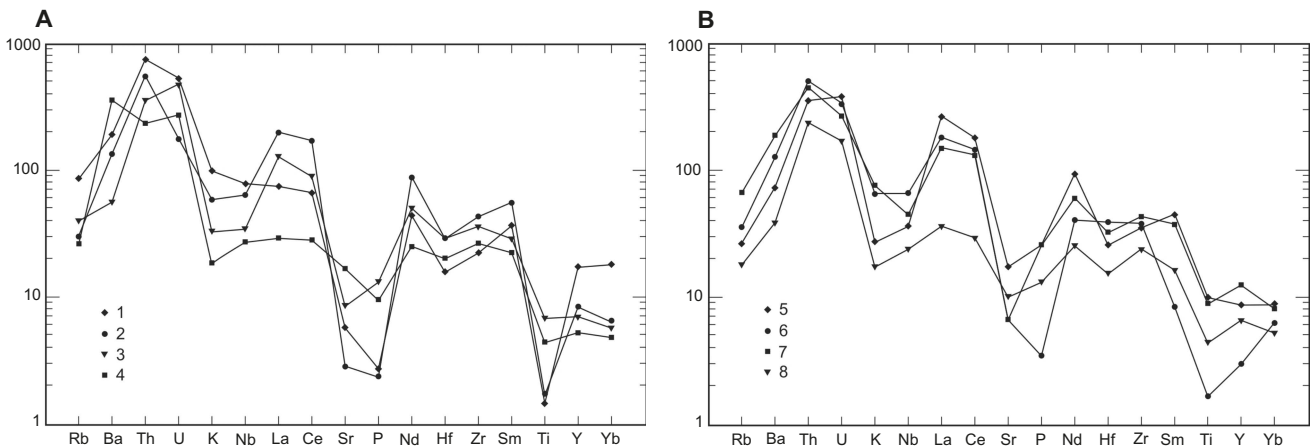


**Fig. 35. Wybrane diagramy pierwiastków ziem rzadkich znormalizowanych do ich zawartości w chondrytach (Taylor, McLennan, 1985)**

**A.** 1 – tuf trachitowy, 2 – tuf ryolitowy, 3 – brekcja wulkanogeniczna o składzie bazaltowego andezytu, 4 – piaskowiec wulkanogeniczny o składzie ryolitu. Klasyfikacja składu w diagramie TAS. **B.** 5 – tuf ryolitowy, 6 – brekcja wulkanogeniczna o składzie bazaltowego trachyandezytu, 7 – brekcja wulkanogeniczna o składzie trachyandezytu, 8 – piaskowiec terygeniczny o składzie dacytu. Klasyfikacja składu w diagramie TAS

Selected patterns of Rare Earth Element, normalized to chondrites values (after Taylor, McLennan, 1985)

**A.** 1 – trachyte tuff, 2 – rhyolite tuff, 3 – volcanigenic breccia (basaltic andesite composition), 4 – volcanigenic sandstone (rhyolite composition). Classification according to the content of silica and alkalis. **B.** 5 – rhyolite tuff, 6 – volcanigenic breccia (basaltic trachyandesite composition), 7 – volcanigenic breccia (trachyandesite composition), 8 – volcanigenic sandstone (dacite composition). Classification according to the content of silica and alkalis



**Fig. 36. Diagramy zawartości pierwiastków niedopasowanych, znormalizowanych do ich zawartości w chondrytach (Taylor, McLennan, 1985)**

**A** – objaśnienia jak do figury 35A; **B** – objaśnienia jak do figury 35B

Incompatible elements patterns, normalized to chondrites values (after Taylor, McLennan, 1985)

**A** – explanation like to Figure 35A; **B** – explanation like to Figure 35B

Z przykładowych wykresów REE (fig. 35A, B) wynika, że spośród skał wulkanogenicznych najwyższymi zawartościami tych pierwiastków odznaczają się grubookruchowe skały wulkanogeniczne. Udział REE, a zwłaszcza LREE, w tych skałach jest porównywalny do udziału w tufach, które bywają czasami uboższe w HREE od pozostałych omawianych skał. W brekcjach wulkanogenicznych frakcjonowanie

REE ( $La_N/Yb_N$ ) oraz samych LREE jest niekiedy nawet silniejsze, niż w tufach, a w pozostałych znacznie słabsze. Frakcjonowanie HREE jest dość słabe we wszystkich skałach. Duże, ujemne anomalie europowe występują tylko w tufach, w pozostałych skałach anomalie są słabsze, a w niektórych brekcjach wulkanogenicznych – prawie niewidoczne, za sprawą pokąźnego udziału skaleni wraz z produktami ich

rozkładu w klastach różnego rodzaju skał wulkanicznych. Wskutek wysokiego udziału tego rodzaju litoklastów, spektra REE grubookruchowych skał wulkanogenicznych w wielu przypadkach upodabniają się do spektrów wulkanitów.

W drobniej uziarnionych utworach, spektra REE kształtują się głównie w zależności od proporcji kwarcu do składników będących nośnikami tych pierwiastków, w tym przypadku – skaleni, łuszczyków i okruchów skał wulkanicznych. Przebieg wykresów REE skał frakcji popiołowej jest zbliżony do przebiegu krzywych REE dla szarowak o przeciętnej zawartości kwarcu lub zubożonych w kwarc.

Ze względu na zdecydowaną przewagę piroklastów juwenilnych charakterystyki REE tufów są w znacznym stopniu zależne od składu materiału źródłowego magm, z których się wywodzą. Spektra REE tufów są podobne do spektrów różnego rodzaju granitoidów, będących produktami magm wytopionych ze skał skorupy kontynentalnej (osadowych, magmowych lub słabo zmetamorfizowanych). Silne frakcjonowanie LREE w odniesieniu do HREE świadczy o obecności w materiale źródłowym piroksenów lub oliwinu, natomiast negatywne anomalie europowe wskazują na frakcjonowanie skaleni. Na zróżnicowanie charakterystyk REE tufów w istotny sposób wpływa obecność litoklastów. Najbardziej rozpowszechnione w tych skałach litoklasty piaskowców kwarcowych obniżają zawartość REE oraz wartość europejskiego minimum, zmniejszając także frakcjonowanie LREE i HREE.

Na diagramach pajęczych (fig. 36) sporządzonych dla tych samych skał, dla których przedstawiono wykresy REE, zaznaczają się maksima Th–U (wyjątkowo Ba lub Th), La–Ce (sporadycznie z Nb), Nd, Zr–Sm lub Zr oraz minima K–Nb lub K, Sr–P (lub jednego z tych pierwiastków), Hf i Ti.

Zawartość LILE jest uwarunkowana głównie udziałem skaleni i zastępujących je minerałów ilastych; wpływ występujących w niewielkich ilościach łuszczyków na udział K, Rb i Ba ma istotne znaczenie dla utworów drobno uziarnionych, ponieważ w pozostałych minerały te występują akcesorycznie i w śladowych ilościach. Najwyższe zawartości K, Rb i Ba odnoszą się do brekcji wulkanogenicznych i są porównywalne do ich zawartości w tufach, przy czym Ba jest nie tylko składnikiem skaleni, lecz także wraz ze Sr wchodzi w skład pospolitych tu siarczanów. Najniższe zawartości Sr zanotowano dla tufów, gdzie pierwiastek ten jest związany głównie w plagioklazach.

Brekcje wulkanogeniczne i tufy odznaczają się wysokimi zawartościami i szerokim zakresem zmienności poszczególnych HFSE, natomiast udział większości tych pierwiastków w pozostałych skałach jest niższy. Skały grubookruchowe są najbogatsze w Ti i P, wskutek wysokiej zawartości minerałów maficznych i innych minerałów ciężkich, podczas gdy najuboższe w te pierwiastki są tufy. Zróżnicowanie zawartości LILE i HFSE pomiędzy utworami grubo- i drobnookruchowymi wskazuje na frakcjonowanie większości minerałów zarówno maficznych, jak i salicznych, spowodowane ich sortowaniem podczas transportu mechanicznego. Frakcjonowanie stowarzyszone z degradacją ziarna przejawia się zubożeniem skał w klasty wulkaniczne i wzbogace-

niem w klasty terygeniczne (głównie kwarcu, lokalnie łuszczyków oraz okruchów skał osadowych).

Określenie pochodzenia i środowiska depozycji materiału źródłowego skał wulkanogenicznych jest zadaniem trudnym ze względu na ich grube (w wielu przypadkach) i niejednolite uziarnienie. Tego typu utwory są mało przydatne do rozważań petrogenetycznych, ponieważ pochodzenie osadów najlepiej charakteryzują utwory drobnoziarniste, a w zasadzie ich frakcja ilasta (Cullers i in., 1987, 1988). Pewną pomocą jest obecność w badanej serii tufów, które jednak ze względu na zanieczyszczenie osadami terygenicznymi też nie są pełnowartościowym materiałem do interpretacji środowiska generacji magm.

Do przybliżenia środowisk tektonicznych depozycji omawianych skał zastosowano diagramy dyskryminacyjne opracowane dla szarowak, oparte na pierwiastkach głównych (Bhatia, 1983) i śladowych (Bhatia, Crook, 1986). Diagramy uwzględniały następujące typy środowisk basenów osadowych: pasywna krawędź kontynentalna (PM), aktywna krawędź kontynentalna (ACM), kontynentalny łuk wysp (CIA) oraz oceaniczny łuk wysp (OIA). W diagramach usiłowano zamieścić zarówno skały wulkanogeniczne, jak i współwystępujące z nimi utwory piroklastyczne i epiklastyczne bez materiałów pochodzenia wulkanicznego.

Na diagramie  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3 + MgO$  (fig. 37) zmieściły się tylko skały o składzie ryolitów, dacytów, trachitów i jedna o składzie bazaltowego andezytu. Dla reszty natomiast, reprezentowanych w całości przez brekcje wulkanogeniczne, parametry dyskryminacyjne przekroczyły granice diagramu. Punkty projekcyjne skał wulkanogenicznych, tufów i skał epiklastycznych bez materiału wulkanicznego są rozproszone chaotycznie na polach ACM, CIA i OIA oraz w ich okolicach.

W diagramach opartych na procentowych proporcjach pierwiastków śladowych (fig. 38, 39) zostały umieszczone wszystkie omawiane skały, a ich położenie wyeliminowało środowisko OIA, sygnalizowane za pośrednictwem pierwiastków głównych. W trójkącie La–Th–Sc większość punktów mieści się w polach ACM/PM i CIA i reprezentują one wszystkie typy skał. Punkty poza polami należą do tufów i brekcji wulkanogenicznych. W trójkącie Th–Sc–Zr/10, rozdzielającym już środowiska ACM i PM, zdecydowana większość punktów mieści się w polach ACM i CIA, a w nieliczne dochodzące do pola PM reprezentują brekcje i piaskowce wulkanogeniczne.

Wyniki dyskryminacji skał wulkanogenicznych, co było do przewidzenia, wskazują na środowiska podobne do wytypowanych na podstawie składu chemicznego skał wylewnych. Dla obydwu rodzajów skał powtarza się środowisko łuków wulkanicznych, natomiast środowisko ACM, ze względu na pochodzenie i skład osadów, można by odnieść do środowiska wewnątrzpłytkowego (WP). Osady użyte jako wzorzec do wydzielenia ACM (Hodgkinson Suite, Australia) pochodzą bowiem głównie z dezintegracji granitów, gnejsów i łupków, a podrzędnie także ze skał wulkanicznych, związanych z wyniesioną skorupą kontynentalną typu andyjskiego (Bhatia, Crook, 1986).

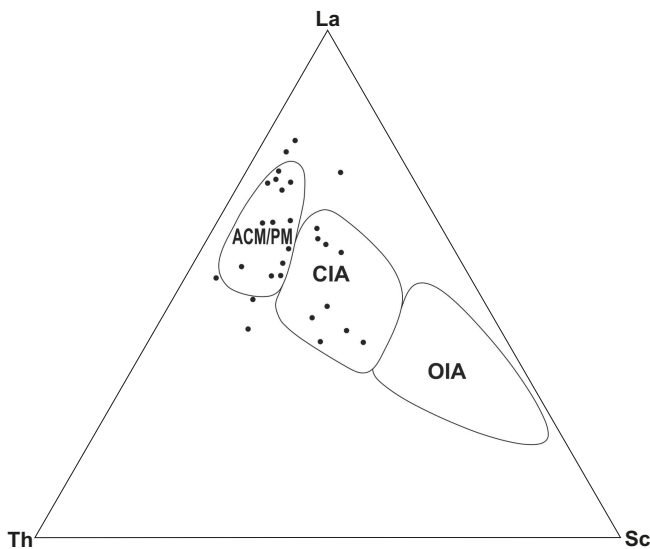
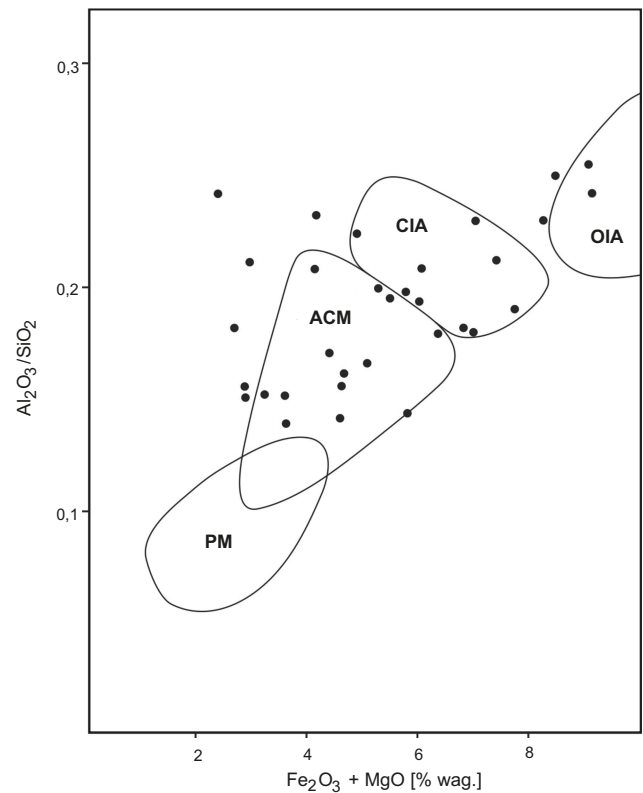
W podsumowaniu oceny środowiska depozycji osadów wulkanogenicznych można stwierdzić, że zawartość pierwiastków głównych nie jest wiarygodnym kryterium ich dyskryminacji. Użyte jako wskaźniki magnez i żelazo, poza tym że były w znacznym stopniu mobilne podczas diagenety, niejednokrotnie występują w ilości zbyt wysokiej w stosunku do typowej dla serii skalnych, będących podstawą dyskryminacji środowisk. Jest to spowodowane w znacznej mierze grubym uziarnieniem i niewysortowaniem osadów wskutek ich krótkiego transportu (lawiny, lahary).

**Fig. 37. Pozycja próbek ryolitów, dacytów, trachitów i andezytu bazaltowego na diagramie dyskryminacyjnym  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3 + MgO$  (Bhatia, 1983)**

PM – pasywna krawędź, ACM – aktywna krawędź kontynentalna, CIA – kontynentalny łuk wysp, OIA – oceaniczny łuk wysp

Position of samples of rhyolites, dacites, trachites and basaltic andesite on the  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3 + MgO$  discrimination diagram (Bhatia, 1983)

PM – passive margin, ACM – active continental margin, CIA – continental island arc, OIA – oceanic island arc

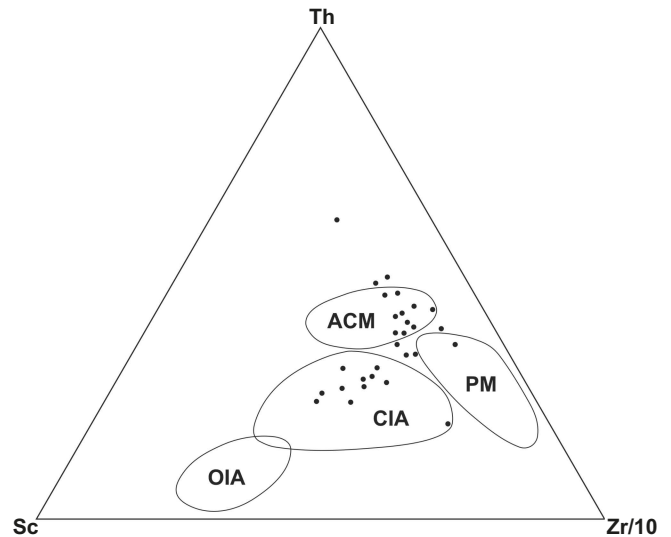


**Fig. 38. Projekcja skal wulkanogenicznych w diagramie dyskryminacyjnym La–Th–Sc (Bhatia, Crook, 1986)**

Oznaczenia sektorów jak na figurze 37

Projection of volcanogenic rocks in the La–Th–Sc discrimination diagrams (Bhatia, Crook, 1986)

Designation of sectors as in Figure 37



**Fig. 39. Pozycja próbek ryolitów i trachitów (sektor WP) oraz dacytów i niektórych ryolitów (sektor VA) w diagramie dyskryminacyjnym Th–Sc–Zr (Bhatia, Crook, 1986)**

Oznaczenia sektorów jak na figurze 37

Position of samples of rhyolites and trachites (WP sector) and of dacites and some of rhyolites (VA sector) in the Th–Sc–Zr (Bhatia, Crook, 1986)

Designation of sectors as in Figure 37

Uziarnienie ma również wpływ na wyniki dyskryminacji środowisk opartej na nieruchliwych pierwiastkach śladowych, które są skoncentrowane w nadmiarze w osadach grubookruchowych w stosunku do drobnookruchowych. Wskutek użycia diagramów uwzględniających proporcje tych pierwiastków w przeliczeniu na 100%, efekty różnic uziarnienia osadów ulegają spłaszczeniu. Chociaż spośród badanych skał najbardziej odpowiednim materiałem w odniesieniu do założeń podziałów są utwory drobnookruchowe, wyniki dyskryminacji środowisk tych skał są takie same jak skał grubookruchowych.

#### PODSUMOWANIE

Postorogeniczny wulkanizm waryscyjski w zachodniej Polsce rozpoczął się u schyłku karbonu i kontynuował się we wczesnym czerwonym spągowcu. Działalność wulkaniczna miała miejsce na obszarach konsolidacji waryscyjskiej i kaledońskiej i była synchroniczna z działalnością w Sudetach i na obszarze śląsko-krakowskim. Na wymienionych obszarach wulkanizm i magmatyzm intruzywny związany z cyklem waryscyjskim zaznaczał się w różnej skali na wcześniejszych etapach epoki waryscyjskiej. Produkty tych procesów są najslabiej rozpoznane w zachodniej Polsce, m.in. ze względu na rozległy obszar i występowanie skał wulkanicznych pod grubym nakładem skał osadowych, w odróżnieniu od Sudetów i obszaru śląsko-krakowskiego, gdzie skały te odsłaniają się na powierzchni ziemi.

Czynnikiem mobilizującym generację i wznoszenie się magm była tektonika ekstensyjna, której efektem było powstanie struktur zrębowych i zapadliskowych, spadek ciśnienia i wysoki strumień ciepły. Zależność rozwoju procesów magmowych i wulkanicznych na obszarze waryscydów i ich przedpola od geodynamiki wykazuje analogie do prowincji *Basin and Range Province* (zachodnie USA). W ogólnym zarysie skład magm kształtował się pod wpływem wcześniejszej subdukcji na obszarze waryscydów i progresywnego ryftu na ich przedpolu. Magmy pochodziły ze wzbogaconego płaszcza oraz z dolnej skorupy, wytapianej pod wpływem podchodzących do jej granicy magm płaszczowych. Jednocześnie istotną rolę w kształtowaniu się składu magm odgrywało zróżnicowanie litologii skorupy i tektonika regionalna.

W zachodniej Polsce produkty wulkanizmu tworzą dwie lateralne jednostki wulkaniczne – jednostkę monokliny przedsudeckiej (wraz z jej północnym obrzeżeniem) położoną na obszarze waryscyjskich eksternidów oraz jednostkę Pomorza Zachodniego położoną na ich przedpolu. Jednostki te odpowiadają dwóm prowincjom wulkanizmu północno-wschodnich Niemiec – prowincji wschodniej Brandenburskiej, zdominowanej przez andezyty, oraz prowincji Meklemburgii-Vorpommern, zdominowanej przez kwaśne skały wylewne. Tę samą tendencję wykazują lateralne jednostki wulkaniczne z zachodniej Polski.

Na obszarze monokliny przedsudeckiej i jej północnego obrzeżenia wulkanity są reprezentowane głównie przez an-

dezyty i trachyandezyty, a w mniejszej ilości przez ryolity, dacyty oraz lokalnie pojawiające się trachity i bazalty. Dość rozpowszechnione są tu kwaśne skały piroklastyczne, lecz objętościowo ustępują one miejsca kwaśnym, obojętnym i zasadowym skałom subwulkanicznym. Do rzadkości należą utwory piroklastyczne o charakterze obojętnym.

Na obszarze Pomorza głównym składnikiem jednostki wulkanicznej są ryolity i dacyty, natomiast podrzędnym – trachity, trachyandezyty i andezyty. Dość często występują tu kwaśne skały piroklastyczne, lecz ze względu na raczej niewielkie miąższości ich sumaryczny udział objętościowy jest niewielki. Skały subwulkaniczne mają tu zazwyczaj skład mikrodiorytu i mikromonzonitu.

Kompleksy andezytów, trachyandezytów i bazaltów składają się przeważnie z potoków lawowych charakterystycznych dla wielofazowych efuzji, których produkty tworzą wspólnie stygnącą jednostkę, określaną jako pokrywa. Skały te często wykazują cechy law blokowych, których fację wewnętrzną charakteryzują struktury określane ogólnie jako andezytowe. Wskazują one na krótką krystalizację stopu w zbiorniku magmowym, na jego szybkie przemieszczanie się w kanale wulkanicznym i stygnięcie dość szybkie law na powierzchni ziemi.

Tego rodzaju andezyty są najbardziej rozpowszechnionymi produktami współczesnych erupcji zachodzących na obszarach subdukcji, bądź też stosunkowo niedawnej subdukcji. Wulkanizm ten charakteryzuje się naprzemianległością erupcji eksplozywnych i efuzywnych, o zbliżonym składzie ich produktów. Znikoma ilość przewarstwień piroklastycznych w andezytach sugeruje, że skala impulsów eksplozywnych była bardzo skromna, odpowiadająca co najwyżej aktywności w stylu *Vulcano*.

Mniej pospolite są andezyty, trachyandezyty i bazalty o strukturach określanych ogólnie jako bazytowe. Pochodzą one ze stopów dłużej krystalizujących zarówno w zbiorniku magmowym, jak i w kanale wulkanicznym i po depozycji. Skały te wykazują wyraźne zróżnicowanie wertykalne na fację brzeżną – bogatą w szkliwo, mikrolity i pęcherzyki gazowe oraz na intersertalną lub bazyofitową fację wewnętrzną. Erupcje takich law tworzyły najprawdopodobniej krótkie i grube potoki podobne do kopuły, a być może też krypto-kopuły lub protruzje. Obecnie należą one do rzadkości.

Andezyty są związane przede wszystkim z obszarem monokliny przedsudeckiej, bowiem na obszarze Pomorza wulkanizm andezytowy miał słabe rozprzestrzenienie i dynamikę, toteż i lokalnie ulegał transformacji w magmatyzm intruzywny, czego wyrazem są ciała subwulkaniczne o składzie mikrodiorytu. Intensywne przeobrażenia andezytów z monokliny przedsudeckiej i jej północnego obrzeżenia w znacznym stopniu utrudniają porównanie ich składu mineralnego ze składem Mg-andezytów z Brandenburskiej. Na podstawie składu reliktywów minerałów pierwotnych oraz składu i cech morfologicznych pseudomorfoz można jedynie podejrzewać, że występowanie tego typu skał na obszarze monokliny przedsudeckiej jest niewykluczone.

Lawy bogate w krzemionkę tworzą kopuły lub krótkie potoki (*coulee*), o czym świadczy ich przestrzenna relacja do



współwystępujących z nimi osadów piroklastycznych. Występowanie pod skałami wylewnymi kwaśnych skał subwulkanicznych wskazuje na działalność ekstruzywno-intruzywną związaną z tym samym źródłem magmowym. Kompleksy ekstruzywno-intruzywne zostały także wyróżnione na obszarze północno-wschodnich Niemiec; niektóre z nich zaliczono do lakkolitów, zastygłych w większej części pod powierzchnią ziemi, co najwyżej z wierzchołkiem wynurzającym się z otaczających osadów. Występują one zarówno na obszarze Brandenburgii, jak i Meklemburgii (Breitkreuz, Mock, 2004; Paulick, Breitkreuz, 2005). Być może tego rodzaju formy występują również na obszarze zachodniej Polski, jednak nie zostały one na razie rozpoznane. Wydaje się, że opisane w niniejszej pracy kwaśne skały subwulkaniczne raczej do takich mieszanych kompleksów nie należą, lecz reprezentują typowe formy intruzywne.

W dobrze rdzeniowanych, grubych pokrywach lawowych widoczna jest strefowość. Ich fację brzeżną i często dolną reprezentują autobrekcie i różnej wielkości, często zdeformowane, klasty pumeksu, a fację wewnętrzną – homogeniczne lawy o niskiej zawartości pęcherzyków pogazowych. Stopień krystaliczności law odzwierciedla przede wszystkim efekt dewitryfikacji szkliwa, nakładający się na zespoły występujących w zdecydowanej mniejszości produktów krystalizacji przechłodzonego stopu. Morfologia i rozmiary produktów dewitryfikacji odzwierciedlają natomiast prędkość stygnięcia law oraz aktywność składników lotnych.

Dla facji wewnętrznej typowe jest mikropoikilitowe, homogeniczne ciasto skalne. Fację brzeżną reprezentuje ciasto mikrofelsytowe lub apowitrofirowo-plamiste. Obydwie te struktury czasami współwystępują z teksturą fluidalno-wstęgową, odzwierciedlającą kierunek ruchu lepkiego stopu. Tekstura fluidalno-wstęgowa traci wyrazistość lub zanika we wnętrzu pokryw na korzyść tekstury bezładnej, lub też czasami wraz ze strukturą mikrofelsytową rozprzestrzenia się w całych kompleksach. Do facji brzeżnej odnosi się także tekstura perlitowa, charakterystyczna dla szybko zestalonego, prawdopodobnie uwodnionego szkliwa. Przyczyną jej rozwoju mogło być przemieszczanie się lawy przez mokre osady środowiska fluwialno-jeziornego. Tekstura perlitowa, podobnie jak fluidalno-wstęgowa, obejmuje niekiedy całe kompleksy, co w obydwu przypadkach może wskazywać na dystalne partie potoków lawowych.

Struktura mikropoikilitowa i tekstura perlitowa są rozpoznane w skałach z Pomorza Zachodniego, podczas gdy w skałach z monokliny przedsudeckiej częściej pojawia się struktura mikrofelsytowa i potokowo-wstęgowa.

Erupcje eksplozywne utrwaliły się obecnością osadów piroklastycznych, reprezentowanych przez kwaśne tufy, będące przeważnie osadami opadów piroklastycznych i rzadziej – piroklastycznych spływów pumeksowych. Utwory te towarzyszą kwaśnym skałom wylewnym, rzadziej pojawiają się w nadkładzie skał obojętnych lub są jedynym elementem formacji wulkanicznej. Materiały piroklastyczne są umiarkowanie lub silnie spieczone, a ich rozdrobnienie, najczęściej do frakcji popiołowej, świadczy o znacznej energii erupcji.

Struktury i tekstury skał piroklastycznych są zależne od typu transportu wulkanicznego, temperatury depozycji osadów, prędkości utraty ciepła, ciśnienia własnego nadkładu oraz oddziaływania pary wodnej wchłoniętej podczas transportu lub po depozycji. Osady opadów piroklastycznych są dobrze wysortowane i równolegle warstwowane, w przeciwieństwie do osadów spływów pumeksowych, czyli ignimbrytów, które są niewysortowane, zawierają więcej litoklastów, połamanych krystaloklastów i okruchów pumeksu (w tym fiamme) frakcji lapillowej.

Dla umiarkowanie spieczonych tufów i ignimbrytów typowa jest struktura wiroklastyczna, która w miarę wzrostu spieczenia przechodzi w strukturę parataksytową, a ta w wyniku reomorfizmu zanika na rzecz struktur typowych dla kwaśnych skał wylewnych. Ze względu na przeważnie niewielkie miąższości pokryw, progresja spieczenia osadów wraz ze wzrostem ich głębokości zaznacza się dość rzadko, tym bardziej że słabiej spieczone partie łatwo ulegały wtórnym przeobrażeniom i denudacji. Z kolei w silnie spieczonych osadach rozwinęły się na szeroką skalę procesy dewitryfikacji maskujące relikty wiroklastów i upodabniające te utwory do skał wylewnych.

Istotną rolę w spieczeniu i dewitryfikacji osadów odegrała para wodna, wchłonięta przez kolumnę erupcyjną z powietrza, a w niektórych przypadkach także z parowania wód gruntowych i roślinności w podłożu osadów. Nasycenie szkliwa wodą obniżało temperaturę jego likwidusu doprowadzając niekiedy do wtórnego wrzenia i wezykulacji, a wskutek jego szybkiego stygnięcia tworzyły się spękania perlitowe, sferolity i litofizy. Dzięki uwodnieniu szkliwa, spieczeniu mogły ulec nawet cienkie warstwy opadów piroklastycznych. Spieczenie osadów spływów pumeksowych następowało niekiedy już podczas transportu, o czym świadczą tekstury fluidalne ignimbrytów.

Silne erupcje eksplozywne są związane najczęściej ze strefami tensji oraz z kontynentalnymi plamami gorąca. Na podstawie rozprzestrzenienia i miąższości produktów erupcji eksplozywnych w zachodniej Polsce można sądzić, że odbywały się one raczej w stylu subpliniańskim.

Pokrywy wulkaniczne z zachodniej Polski uległy głębokim, wielokrotnym przemianom, które spowodowały przeobrażenia minerałów pierwotnych, szkliwa oraz wypełnienie pęcherzyków pogazowych minerałami wtórnymi. Pierwszy etap przeobrażeń wiązał się z działalnością ekshalacji wulkanicznych i gorących źródeł, drugi etap – z cyrkulacją ciepłych wód porowych podczas postępującego pogrzebienia, aż do osiągnięcia warunków metamorfizmu bardzo niskiego stopnia, kiedy to miał miejsce trzeci etap tych przemian. Na powierzchni ziemi oddziaływały ponadto procesy wietrzeńcowe, których przejawy są obecnie słabo czytelne wskutek intensywnych późniejszych przemian. Do pospolitych minerałów wtórnych w wulkanitach zachodniej Polski należą węglany, chloryty, minerały ilaste, kwarc, albit, pumpellyit, sercyt, hematyt i siarczany, znacznie mniej rozpowszechnione są zeolity, iddingsyt, seladonit, adular i inne minerały akcesoryczne. Kilkakrotne zmiany środowiska krystalizacji minerałów wtórnych odzwierciedla obecność różnych gene-

racji kalcytu, wyznaczonych na podstawie zawartości izotopów  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{13}\text{C}$ . W większości przypadków kalcyt pochodzący z migdałów i szczelin spękań tworzył się w wyniku ekshalacji powulkanicznych, rzadziej w warunkach sedymentacyjnych.

Przeobrażenia skał przejawiały się przede wszystkim uruchomieniem alkaliów i magnezu, co odzwierciedla położenie punktów projekcyjnych w trójkącie dyferencyjnym AFM poniżej pola serii subalkalicznej, chociaż z klasyfikacji TAS wynika, że wulkanity należą właśnie do tej serii. W trójkącie tym zespół skał z zachodniej Polski dzieli się na dwie populacje, które nie łączą się w szereg dyferencyjny, lecz są związane z dwoma odrębnymi źródłami magmy.

Z uwagi na przeobrażenia skał ich klasyfikację i charakterystykę chemiczną oparto na niedopasowanych pierwiastkach nieruchliwych i słabo ruchliwych.

Skład kompleksów andezytowych bywa wertykalnie niestabilny, zwłaszcza na obszarze monokliny przedsudeckiej, najczęściej za sprawą zmian składu ciasta przy tym samym składzie fenokryształów. Chociaż na diagramie  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  skład tych kompleksów najczęściej oscyluje w zakresie andezyt-trachyandezyt, trafiają się wśród nich też subalkaliczne i alkaliczne bazalty, a nawet ryodacyty/dacyty i trachity. Następstwo tych odmian w profilach często nie wykazuje prawidłowości, a zmiany składu skał są zazwyczaj gradacyjne.

Ryodacyty/dacyty tworzące wyraźnie rozgraniczone jednostki skalne różnią się od dacytów z kompleksów andezytowych, zarówno składem fenokryształów, jak i budową wewnętrzną. Skały te wykazują pokrewieństwo geochemiczne z ryolitami, lokując się w sąsiedztwie ich sektora na diagramie  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ , podczas gdy pozostałe ryodacyty/dacyty mieszczą się przy granicy z sektorem andezytów lub trachyandezytów. Skład kompleksów skał kwaśnych jest bardziej ujednoczony, przy częstym braku równowagi pomiędzy składem fazy intra- i ekstratelurycznej.

Zawartości pierwiastków niedopasowanych oraz zmienność lateralna i wertykalna wskaźników geochemicznych sugeruje, że skały andezytowo-trachyandezytowo-bazaltowe wywodzą się z komór magmowych usytuowanych w górnym płaszczu, a w ewolucji składu ich stopów istotną rolę pełnił stopień intensywności wytapiania źródła i kontaminacja magm materiałem skorupy kontynentalnej, o zróżnicowanej regionalnie litologii. Środowisko tektoniczne generacji magm określono jako wewnątrzpłytkowe, lokalnie z cechami kontynentalnego łuku wysp.

Z porównania zawartości pierwiastków niedopasowanych i wskaźników geochemicznych skał kwaśnych z badanych obszarów wynika, że ryolity, komendyty/pantelleryty i ryodacyty/dacyty z Pomorza są zasobniejsze w K, REE i HFSE względem tych samych typów skał z monokliny przedsudeckiej, co świadczy o niższym stopniu wytopienia lub o innym składzie ich materiału źródłowego pochodzącego ze skorupy kontynentalnej. Na korzyść tej drugiej ewentualności świadczy znaczna przewaga objętościowa i miąższościowa kwaśnych law na obszarze Pomorza w odniesieniu do obszaru monokliny. Środowisko tektoniczne tworzenia się kwaśnych magm było takie samo jak środowisko magm obojętnych i zasadowych.

Wyniki dyskryminacji środowiska tektonicznego magm, będących źródłem wulkanizmu waryscyjskiego zachodniej Polski, są ogólnie zgodne z wynikami dotyczącymi przyległego obszaru Niemiec – wschodniej Brandenburgii i Meklemburgii (Benek i in., 1996). Wulkanizm określono tu jako wewnątrzpłytkowy, związany z ryfem na przedpolu waryscydów, co ma zastosowanie aktywności wulkanicznej w całym permo-karbońskim basenie sedymentacyjnym środkowej Europy.

Charakterystyki geochemiczne kwaśnych wulkanitów z Pomorza oraz z prowincji Meklemburgii-Vorpommern są zbliżone zarówno pod względem zawartości pierwiastków, jak i przebiegu diagramów pajęczych, można zatem sądzić, że skały te należą do tej samej prowincji.

Z porównania charakterystyk geochemicznych andezytów z monokliny przedsudeckiej z charakterystykami Mg-andezytów z Brandenburgii (Benek i in., 1996) wynika, że skały te może łączyć pokrewieństwo, lecz jest ono w znacznym stopniu zamaskowane efektami wtórnych przeobrażeń. Nieliczne andezyty z monokliny przedsudeckiej (np. nawiercone w otworach Czeklin 1, Sulęcín 5, Ośno IG 2) mają zawartości Mg, Cr i Ni zbliżone do zawartości tych pierwiastków w andezytach z Brandenburgii. Na podobnym poziomie kształtują się zawartości Mg, Cr i Ni w niektórych trachyandezytach (np. nawierconych w otworach Dolsk 1, Wyrzeka 1, Chrzastowo 1), przy czym zarówno w tych skałach, jak i w wyżej wymienionych andezytach prawie cały Mg jest związany w chlorytach. W innych andezytach, trachyandezytach lub bazaltach nawet jeśli zawartość jednego lub dwóch z tych pierwiastków jest odpowiednia, to reszta wykazuje deficyt. Największą zgodność przebiegu diagramów pajęczych z andezytami z Brandenburgii wykazują skały położone w polu andezytów oraz na pograniczu pól AB/SB na diagramie  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ , a także subwulkaniczny mikrodioryt z monokliny przedsudeckiej. Trachyandezyty, nawet te o zawartościach Mg, Cr i Ni zbliżonych do andezytów z Brandenburgii, są bogatsze we wszystkie LILE i HFSE, a ich diagramy pajęczce są w przybliżeniu równoległe do diagramów andezytów. Podobną tendencję wykazują trachyandezyty współwystępujące z Mg-andezytami w kompleksach wulkanicznych Brandenburgii. W odróżnieniu od Mg-andezytów, skały te mają charakter subalkaliczny, podobnie jak permskie wulkanity niecki śródsudeckiej.

Porównując chemizm waryscyjskich serii wulkanicznych platformy paleozoicznej, Dolnego Śląska i rejonu śląsko-krakowskiego w zakresie pierwiastków głównych Pen-dias i Ryka (1981) stwierdzili, że pomimo zróżnicowanego wieku i pozycji tektonicznej łączą je podobne tendencje w ewolucji składu magm. W trójkącie AFM mają one bardzo słabo zaznaczony trend magnez-żelazo i wyraźniejszy trend żelazo-alkalia, co autorzy interpretują jako skutek utleniania żelaza przez wodę obecną w skałach skorupy podczas wznoszenia się magm, a następnie kształtowania się ich składu w zależności od aktywności alkaliów. Duży, w stosunku do pozostałych serii, rozrzut punktów wulkanitów platformy paleozoicznej wskazuje na ich odmienną petrogenezę, co potwierdza ich alkaliczny charakter (wg klasyfikacji Peacocka,

1931), podczas gdy wulkanity Dolnego Śląska i rejonu śląsko-krakowskiego mają charakter wapniowo-alkaliczny.

Zaawansowane przeobrażenia skał spowodowały ich nieprzydatność do oznaczeń radiometrycznych dawniej stosowanymi, standardowymi metodami. Datowania skał wulkanicznych z zachodniej Polski metodą Ar/Ar wykazały wiek ok. 288 mln lat (Lippolt i in., 1982) oraz ok. 279 mln lat metodą K/Ar (Breitkreuz i in., 2000). Wyniki licznych datowań skał wulkanicznych z środkowej Europy metodą K/Ar wskazują na wiek w zakresie trias–jura (Menning, 1995). W tym też zakresie mieszczą się wieki kolejnych skał z zachodniej Polski (154–223 mln lat), badanych tą samą metodą oraz wieki seladonitu z pęcherzyków pogazowych (Jackowicz, 2005b). Wieki te można w przybliżeniu przypisać okresom nasilonej subsydencji (najprawdopodobniej termicznej), przeplatającymi się z okresami słabszej subsydencji na obszarze basenu polskiego. Szerszy zakres wiekowy (ok. 121–285 mln lat) reprezentują wyniki badań K-skaleń i łyszczaków z wulkanitów z okolic Gorzowa Wielkopolskiego (Bylina, 2006), przy czym najstarszy wiek odpowiada posadowieniu law, a wieki ok. 121, 149 i 188 mln lat – impulsom metamorfizmu hydrotermalnego facji subzbieleńcowej o zasięgu lokalnym. Najsilniejszy epizod termiczny powodujący zaburzenia układu K/Ar na rozległych obszarach środkowej Europy miał miejsce w jurze (Zwingmann i in.; 1998, Brecht, 1999).

Wyniki oznaczeń wieku izotopowego skał metodą Ar/Ar i K/Ar wyraźnie odbiegają od wyników uzyskanych metodą U-Pb (SHRIMP) na cyrkonach. Datowania wulkanitów nawierconych w sześciu otworach z zachodniej Polski wykazały, że wylewy law miały miejsce w przedziale 293–308 mln lat (z maksymalnym zakresem błędów  $\pm 4$  mln lat). W zbliżonym czasie (294–302 mln lat) zachodziły erupcje law na obszarze wschodnich Niemiec (Breitkreuz, Kennedy, 1999; Breitkreuz i in., 2007; Krzemińska, 2008).

Powszechna obecność w wulkanitach z zachodniej Polski cyrkonów odziedziczonych oraz cyrkonów z odziedziczonymi starymi jądrami świadczy o hybrydalnym charakterze magm, będących źródłem wulkanizmu. Odziedziczony materiał reprezentujący anatektyczny składnik stopów był głównie wieku proterozoicznego i neoproterozoicznego, przy czym maksima wieków proterozoicznych mieszczą się w zakresie maksimów wyznaczonych dla wieków cyrkonów z północno-wschodnich Niemiec (Krzemińska, 2008). Rozkład wieków proterozoicznych wskazuje na obecność w podłożu wulkanitów skorupy należącej do wschodniej Awalonii, jedynie wulkanity nawiercone w jednym otworze z Pomorza Bałtyckiego wskazują na związek ze wschodnią Baltiką (Breitkreuz i in., 2007).

Kompleksy wulkaniczne zawierają zróżnicowanej miąższości przewarstwienia skał piroklastyczno-epiklastycznych i epiklastyczno-piroklastycznych, w których znaczna część materiału epiklastycznego jest pochodzenia wulkanogenicznego. Osady te często też występują w nadkładzie kwaśnych wulkanitów wraz z cienkimi wkładkami typowych tufów, a miejscami pojawiają się w kompleksach epiklastycznych bez utworów wulkanicznych. Wskazuje to na jednoczesny

z działalnością wulkaniczną transport i sedymentację detrytu wulkanicznego.

Ze względu na subiektywność w odróżnianiu piroklastów *in situ* od redeponowanych po krótkim transporcie i niskie prawdopodobieństwo wiarygodnego wyznaczenia ich proporcji w silnie zmienionych osadach do określenia utworów zawierających tego rodzaju materiał zastosowano bezpieczną nazwę „skały wulkanogeniczne”. Skały te reprezentują zależnie od uziarnienia litofacje lapillową, aglomeratowo-lapillową, grub- oraz drobnopopiołową. Z uwagi na skład elementów budowy skał sklasyfikowano je jako litokrystaloklastyczne lub wiroklastyczne.

Utwory te występują przeważnie w kompleksach fluwialnych, rzadziej jeziornych wśród osadów stożków aluwialnych, równi aluwialnej oraz spływów rumoszu (Kiersnowski, 2003b).

W układzie TAS skład skał wulkanogenicznych litofacji popiołowej odpowiada ryolitom, trachitom i dacytom, natomiast skał litofacji lapillowej – ryolitom, dacytom, trachyandezytom, andezytom, bazaltowym andezytom i bazaltom. Towarzyszące skałom wulkanogenicznym tufy mają skład ryolitu, natomiast piaskowce epiklastyczne bez materiałów wulkanogenicznych – dacytu.

Zróżnicowanie wskaźników geochemicznych wykazało, że bezpośrednio po depozycji tworzące je osady były w stanie stosunkowo świeżym, a głównym czynnikiem dezintegracji ich skał macierzystych był rozpad mechaniczny. Przyczyną jego mogły być erupcje freatyczne, podczas których uległy rozsadzeniu budowle wulkaniczne, zostały uruchomione lawiny wulkaniczne i lahary, a także wydobyła się niewielka ilość materiałów piroklastycznych (Jackowicz, 2003).

Z analizy zróżnicowania stosunków glinki do tlenków metali alkalicznych i ziem alkalicznych oraz żelaza całkowitego wynika, że najbardziej zaawansowane zmiany ujawniają skały o wysokiej zawartości żelaza i magnezu, a ich efektem jest powstanie minerałów mieszaopakietowych illit/smektyt i chlorytów (Jackowicz, 2003). W skałach mniej zasobnych w żelazo i magnez przeobrażenia skał prowadziły natomiast do powstania illitu. Rozwinięta lokalnie karbonatyzacja wywarła negatywny wpływ na zawartość sodu i potasu, które były podstawiane przez wapń, co miało miejsce we wszystkich typach skał.

Zróżnicowanie zawartości pierwiastków niedopasowanych pomiędzy utworami grubo- i drobnookruchowymi wskazuje na frakcjonowanie większości minerałów zarówno maficznych, jak i salicznych, a zwłaszcza tzw. minerałów ciężkich, spowodowane ich sortowaniem podczas transportu mechanicznego, w większości przypadków o charakterze hydraulicznym. Frakcjonowanie, z jednoczesną degradacją ziarna, przejawia się zubożeniem skał w klasty wulkanogeniczne i wzbogaceniem w klasty terygeniczne (głównie kwarcu, lokalnie łyszczaków oraz okruchów skał osadowych).

Środowiska tektoniczne depozycji utworów wulkanogenicznych określono jako aktywną krawędź kontynentalną oraz kontynentalny łuk wysp.

## SKAŁY OSADOWE (EPIKLASTYCZNE) CZERWONEGO SPĄGOWCA DOLNEGO

### WPROWADZENIE: WARUNKI SEDYMENTACJI

Wyniki analizy sedymentologicznej rdzeni wiertniczych, przeprowadzonej przez Kiersnowskiego (2003b), wykazały, że osady czerwonego spągowca dolnego tworzyły się najczęściej w środowiskach stożków aluwialnych i fluwialnej równi powodziowej. Kiersnowski (*op. cit.*) wyróżnił osady mokrych stożków aluwialnych, rzeczne osady korytowe i pozakorytowe, miejscami także – jeziorne (w tym cienkie warstwy wapieni). Często stwierdzał poziomy paleogleb i poziomy zawierające skamieniałości śladowe. Z uwagi na aktywność wulkaniczną w dolnym permie niektóre kompleksy skalne określił jako aluwialno-piroklastyczne (na przykład w profilu otworu Mężyk 1). W profilu otworu Objezierze IG 1 wyróżnił trzy kompleksy osadowe: fluwialno-jeziorny (górnny), piroklastyczny (środkowy) i fluwialno-jeziorny, być może bagienny (dolny). W profilu otworu Pniewy 3 wyróżniono także trzy kompleksy: fluwialno-jeziorny, jeziorno-fluwialny i stożków aluwialnych z przewarstwieniami osadów piroklastycznych. Wyniki analizy sedymentologicznej rdzeni także z innych otworów wiertniczych na obszarze Wielkopolski (m.in. Jezierzycy 1, Grodzisk 4, Piaski PIG 2, Września IG 1) zamieszczono w pracy Maliszewskiej i in. (2003a). Wcześniej rozpoznano tu osady najniższego czerwonego spągowca nazwane formacją Dolska, które Karnkowski i Rdzanek (1982) uznali za utwory jeziorne i rzeczne. Występują one w otworach: Dolsk 1, Donatowo 1, Grodzisk 4, Kaleje 5 i Wyrzeka 1 (Karnkowski, 1987b). Jednak według obowiązującego obecnie podziału stratygraficznego permu (Wagner, 2008) zarówno formacja Dolska, jak i formacje Dziwny (Żelichowski, 1978) oraz Świńca (Dybova-Jachowicz, Pokorski, 1984; Pokorski, 1987) na Pomorzu Zachodnim należą do najwyższego karbonu.

### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

#### Litofacja zlepieńcowa

Zlepieńce poddane badaniom petrograficznym pochodzą z obszaru monokliny przedsudeckiej z następujących otworów wiertniczych: Biesiec 2, Grodzisk 2 i 4, Jemielno 1, Jezierzycy 1, Kargowa 2, Krzykosy 1A, Książ Wielkopolski 4 i 6, Łągów 1, Nowy Tomyśl 1, Obrzycko 1, Polwica 1, Raduchów 2, Rudniki 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Surmin 3, Ujazd 3, Września IG 1, Zajączki 1, Zaniemyśl 2k oraz Zielenin 1 (Maliszewska i in., 2003a, 2008; Kuberska i in., 2008). Są to najczęściej skały szarobrunatne, drobnoziarniste, o najczęstszej średnicy okruszków ( $M_f$ ) mieszczącej się w granicach od 4 do 32 mm. Miejscami występują warstwy zlepieńców bardzo drobnoziarnistych ( $M_f = 2-4$  mm) lub średnio uziarnionych ( $M_f = 40-55$  mm). Zlepieńce wykazują zwykle strukturę psefitowo-psamitową, teksturę bezładną. Stopień obróbki mechanicznej okruszków żwiru jest zróżnicowany – oprócz ziarn ostrokrawędzistych lub słabo obto-

czonych o zarysach izometrycznych są widoczne ziarna obtoczone dobrze o zarysach elipsoidalnych, niekiedy silnie wydłużonych.

Wśród ziarn żwiru dostrzega się głównie okruschy skał wulkanicznych i osadowych, natomiast okruschy skał metamorficznych i głębinowych występują znacznie rzadziej (fig. 40).

Wśród okruszków skał wulkanicznych (do których zaliczono skały wylewne, subwulkaniczne i piroklastyczne) wyróżnia się:

- czerwobrunatne lub szare ryolity kwarcowe (tabl. V: A) o strukturze porfirowatej lub afirowej, złożone z mikrofelzytowego ciasta skalnego, w którym tkwią nieliczne fenokryształy kwarcu, biotyту oraz ilaste pseudomorfozy po fenokryształach skaleni; skały te często zostały wtórnie zsylikowane, skalcytyzowane, impregnowane hematytem i wodorotlenkami żelaza; w cieście skalnym miejscami są widoczne zarysy tekstury sferolitowej lub perlitowej;
- czerwobrunatne dacyty o strukturze afirowej, o mikrolitowej strukturze ciasta skalnego, z nielicznymi fenokryształami biotyту oraz ilastymi pseudomorfozami po fenokryształach skaleni lub minerałów maficznych;
- brunatne trachyandezyty afirowe o trachitowej lub intersertalnej strukturze ciasta skalnego (tabl. V: B), złożone z licznych, drobnych tabliczek skaleni, produktów przeobrażenia szkliwa oraz z hematytu i wodorotlenków żelaza; miejscami są widoczne drobne fenokryształy biotyту lub pseudomorfozy po minerałach maficznych i skaleniach, niektóre okruschy odznaczają się częściową kalcytyzacją;
- subwulkaniczne skały drobnokrystaliczne o strukturze holokrystalicznej przypominające trachyandezyty;

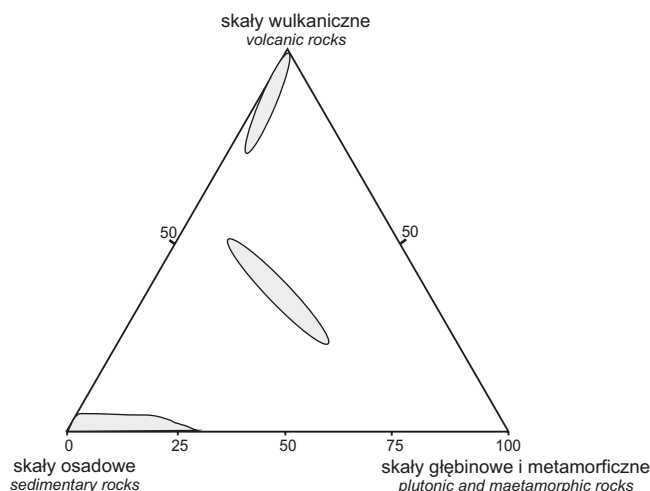


Fig. 40. Skład litologiczny frakcji psefitowej w zlepieńcach czerwonego spągowca dolnego

Lithological composition of psephitic fraction in Lower Rotliegend conglomerates

– szare lub brunatne tufy spieczone o strukturze apowitrofirowej, niekiedy parataksytowej, odznaczającej się obecnością Y-kształtnych, często spłaszczonych i potokowo wyciągniętych hyaloklastów (tabl. V: C). Skały te charakteryzuje tekstura pseudofluidalna, miejscami zawierają pojedyncze krystaloklasty kwarcu, bywają impregnowane tlenkami i wodorotlenkami żelaza. Obok nich występują niekiedy spłaszczone soczewki fiamme. Opisane tufy podobne są do znanych z literatury *welded tuffs* (Ross, Smith, 1961), mogą być zaliczone do ignimbrytów (Fisher, Schmincke, 1984). Niektóre tufy uległy bardzo silnej argilityzacji (tabl. V: D).

Rozpoznane okruchy skał osadowych to fragmenty podłoża permu, należące do utworów karbońskich. Są to:

- szare, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe o spoiwie ilastym, rzadziej – kwarcowym lub kalcytowym;
- brunatne mułowce, zawierające pył kwarcowy, minerały ilaste i wodorotlenki żelaza (tabl. V: E);
- iłowce (lub łupki ilaste), zwarte – być może metaiłowce (?), złożone z pelitu ilastego, pyłu kwarcowego i wodorotlenków żelaza.

Okruchy skał metamorficznych są tu reprezentowane przez częściowo obtoczone ziarna kwarcu polikrystalicznego o cechach kataklazytów lub mylonitów. We frakcji psamitowej dostrzega się także drobne okruchy łupków krystalicznych kwarcowo-łuszczkowych. We frakcji tej występują również drobne okruchy skał intruzywnych przypominających mikrogranity.

Masa wypełniająca opisywanych zlepieńców jest złożona z fragmentów wymienionych wyżej skał o wielkości ziarn frakcji psamitowej i z drobnych, ostrokrawędzistych lub półobtoczonych ziarn kwarcu (tabl. V: F). Podrzędnie występują tu również ziarna skaleni potasowych, kwaśnych plagioklazów (w tym albitu szachownicowego) i mikroperytów oraz pojedyncze blaszki biotyту i ziarna minerałów nieprzezroczystych. Miejscami dostrzegano również drobne klasty zargilityzowanego szkliwa. Spoiwo jest złożone z łuseczek minerałów ilastych impregnowanych wodorotlenkami żelaza, miejscami zawiera drobnokrystaliczny kalcyt lub dolomit oraz kwarc autigeniczny.

Opisane zlepieńce różnią się między sobą nie tylko uziarnieniem i stopniem wysortowania materiału detrytycznego, lecz także jego litologią. Większość warstw w poszczególnych otworach wiertniczych stanowią zlepieńce wulkaniczne, natomiast miejscami (np. w otworach: Biesiec 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1 i Surmin 1) występują także zlepieńce, złożone głównie z okruchów skał osadowych.

Zwracają uwagę zlepieńce z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1, występujące w profilu wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej w interwałach głębokości 4485,0–4508,0 m i 4533,0–4565,0 m, pomiędzy warstwami lapillowo-popiołowych i popiołowo-lapillowych tufów ryodacytowych, często spieczonych lub stopionych, opisanych przez Jackowicz (1990). Wymienione zlepieńce są złożone głównie z okruchów szarych piaskowców drobnoziarnistych o składzie mineralnym arenitów i wak kwarcowych oraz arenitów i wak sublitycznych, dość bogatych w blaszki łuszczków. Pod-

rzędnie występują tu okruchy szarych lub brunatnych mułowców i iłowców. Okruchy skalne są na ogół wydłużone, dobrze obtoczone i gęsto upakowane. Masa wypełniająca zawiera drobne litoklasty, ziarna kwarcu, minerały ilaste i wodorotlenki żelaza (Kuberska i in., 2008). Dostrzeżono tu również cementy kalcytowe i kwarc autigeniczny (fig. 41).

Zlepieńce, w których oprócz okruchów skał wulkanicznych stwierdzono otoczaki granitów, gnejsów, kwarcytów i amfibolitów opisał Kłapciński (1967) z otworów: Rawicz 1, Obora, Buczyna i Wichów 2 (południowa część monokliny przedsudeckiej). Z kolei w otworze Piaski 1 Kłapciński (*op. cit.*) stwierdził zlepieńce zbudowane głównie z otoczków piaskowców i łupków ilastych, a w otworze Bielawy 1 – zlepieńce złożone głównie z otoczków kwarcytów, gnejsów i łupków chlorytowo-kwarcowych.

### Litofacja piaskowcowa

Piaskowce, występujące w osadach czerwonego spągowca dolnego, to najczęściej skały czerwono-brunatne, szaro-brunatne, niekiedy szare. Odznaczają się strukturą psamitową, niekiedy psamitowo-pelitową, drobno-, średnio- lub nierównoziarnistą (tabl. VI: A), teksturą zwężłą, bezładną. Najrzadziej występują tu piaskowce zlepieńcowate (np. w otworach Strzelce Krajeńskie PIG 1, Krzykosy 1A, Surmin 3) (tabl. VI: B). Z uwagi na udział materiału detrytycznego i matriksu wyróżniono tu arenity i waki, a z uwagi na skład mineralny detrytu (fig. 42) – piaskowce kwarcowe, subarkozowe, sublityczne i lityczne (Maliszewska i in., 2003a; Kuberska i in., 2008).

Kwarc jest głównym składnikiem materiału detrytycznego. Ziarna kwarcu są najczęściej ostrokrawędziste, rzadziej półobtoczzone, a niektóre z nich przypominają kwarc pirogeniczny (tabl. VII: C). Ziarna kwarcu monokrystalicznego znacznie dominują nad kwarcem polikrystalicznym. W wielu próbkach piaskowców ziarna te są pokryte obwódkami

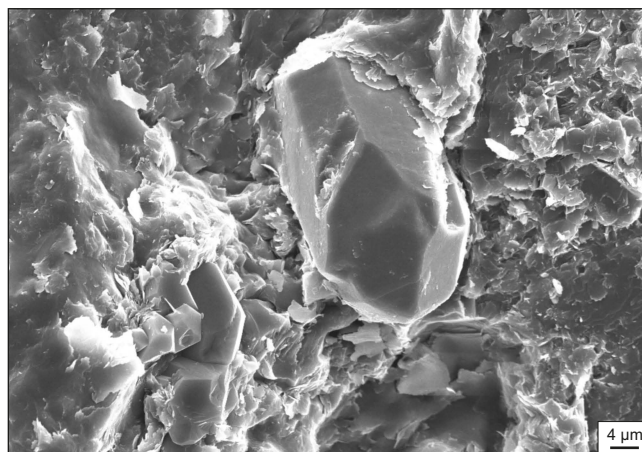
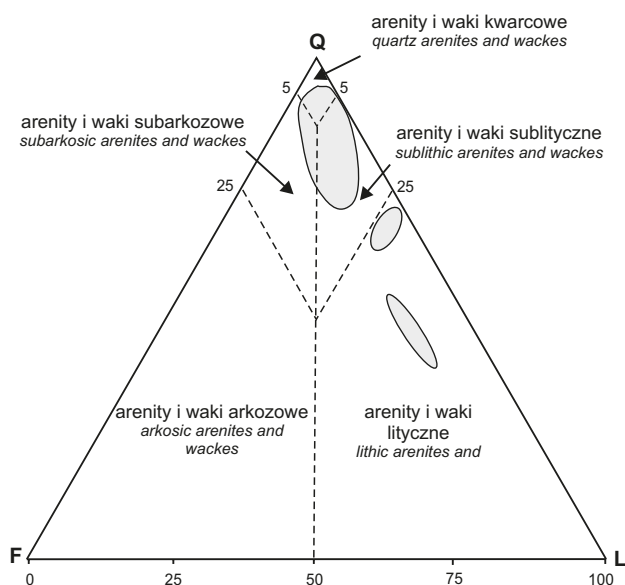


Fig. 41. Kryształ kwarcu autigenicznego w zlepieńcu wulkanicznym; obraz SEM; otwór wiertniczy Strzelce Krajeńskie IG 1, głęb. 4507,7 m

Crystal of autigenic quartz in volcanic conglomerate. SEM image; Strzelce Krajeńskie IG 1 borehole, depth 4507.7 m



**Fig. 42. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców czerwonego spągowca dolnego w diagramie QFL w klasyfikacji Pettijohna i in. (1972)**

Q – ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, L – okruchy skał

Mineral composition of the grain framework of Lower Rotliegend sandstones in the QFL diagram in the classification of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz grains, F – feldspars, L – rock fragments

ilasto-żelazistymi. Udział ziarn kwarcu waha się w granicach od 18 do 92%.

Skaleni występują w postaci drobnych ziarn ostrokrawędzistych. Zaobserwowano tu ziarna skaleni potasowych i kwaśnych plagioklazów. Niektóre z nich częściowo uległy argilityzacji lub kalcytyzacji (tabl. VI: D). Udział skaleni w badanych piaskowcach wynosi od 0 do 10% obj.

Łyszczki występują w postaci drobnych blaszek bezbarwnego muskowitu i brunatnego biotytu. Niektóre blaszki biotytu są częściowo schlorityzowane. Maksymalna ich zawartość wynosi 6%.

Okruchy skalne są najczęściej reprezentowane przez fragmenty kwaśnych skał wulkanicznych, miejscami obserwowano fragmenty piaskowców drobnodziarnistych, mułowców i iłowców oraz kwarcowo-skaleniowych granitoidów. Piaskowce zawierają od 0,5 do 49,0% obj. litoklastów. Minerale akcesoryczne i nieprzezroczyste najczęściej są reprezentowane przez ziarna hematytu i ilmenitu. Występują one podrzędnie (0–3% obj.).

Spoiwo piaskowców jest złożone z łuszek minerałów ilastych i pyłu kwarcowego, impregnowanych brunatnymi wodorotlenkami żelaza (3–42% obj.). Większość piaskowców zawiera także drobnokrystaliczny kalcyt (0–24% obj.), a miejscami pojawia się kwarc autigeniczny (0–10% obj.) lub anhydryt (0–3% obj.).

Opisywane tu piaskowce pochodzą z następujących otworów wiertniczych: Grodzisk 2 i 4, Jemiello 1, Jezierzycze 1, Kargowa 2, Krzykosy 1, Krzykosy 1a, Książ Wielkopolski 3 i 4, Łągiewniki 8, Mężyk 1, Obrzycko 1, Objezierze

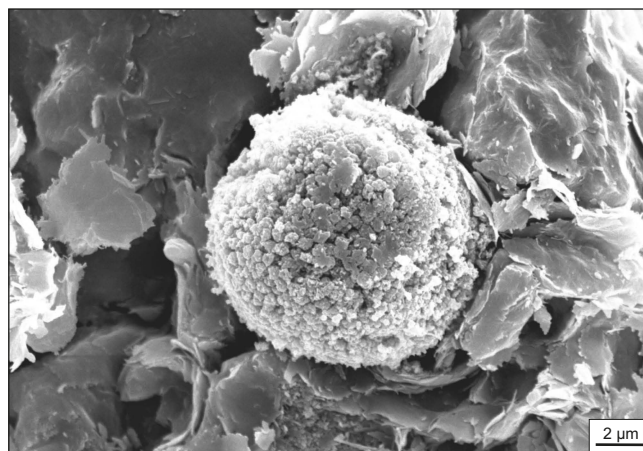
IG 1, Pniewy 3, Polwica 1, Raduchów 2, Rusocin 1, Stargard Szczeciński 1, Surmin 3, Ujazd 3, Września IG 1, Zajączki 1, Zielęcín 1. Niektóre warstwy piaskowców wyróżniają się z uwagi na obecność żwiru (otwory: Krzykosy 1A, Rusocin 1, Strzelce Krajeńskie PIG 1) lub skład mineralny. Na przykład w otworze Jemiello 1 (głęb. 1683,6 m) występuje drobnodziarnisty piaskowiec typu waki kwarcowej z licznymi blaszkami biotytu i muskowitu. Drobnouseczkowe spoiwo przypomina serycyt – być może jest to pseudomatriks, utworzony wskutek mechanicznego roztrucia blaszek łyszczków. Piaskowiec ten jest silnie impregnowany hematytom (28% obj.), który świeci na czerwono w świetle odbitym.

Na ogół okruchy skał wulkanicznych w piaskowcach przeważają nad litoklastami osadowymi, a miejscami są one jedynym składnikiem litycznym, jak na przykład w arenitach litycznych z otworu Strzelce Krajeńskie PIG 1 (przystropowa część profilu czerwonego spągowca dolnego) (Kuberska i in., 2008). Z kolei w niektórych arenitach sublitycznych z otworów Krzykosy 1, Książ Wielkopolski 4, Raduchów 2 i Zajączki 1 okruchy mułowców dominują nad okruchami skał wylewnych.

W spoiwie niektórych warstw piaskowców dostrzegano autigeniczny chloryt, illit włóknisty lub robakowaty kaolinit. Zwraca uwagę silna karbonatyzacja piaskowców z otworu Surmin 3 – zawierają one od 3 do 42% cementu węglanowego, w którym kalcyt znacznie przeważa nad dolomitom. W piaskowcach tych dostrzeżono kuliste agregaty hematytowe, utworzone wskutek utlenienia framboidalnego pirytu (fig. 43).

### Litofacja mułowcowa

Mułowce w profilu czerwonego spągowca dolnego występują podrzędnie. Są one skałami ciemnobrunatnymi o strukturze aleurytowo-pelitowej. Tekstura ich bywa bezładna lub ukierunkowana równoległym ułożeniem blaszek



**Fig. 43. Pseudomorfoza hematytowa po pirycie framboidalnym; obraz SEM; otwór wiertniczy Surmin 3; głęb. 1920,3 m**

Hematite pseudomorph after framboidal pyrite; SEM image; Surmin 3 borehole, depth 1920.3 m

łyszczaków. Mułowce są złożone głównie z drobnych, ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o najczęstszej średnicy 0,04 mm, podrzędnie zawierają drobne ziarna skaleni oraz blaszki łyszczaków – biotyty i muskowitu. Spoiwo jest złożone z drobnych łuseczek minerałów ilastych, impregnowanych wodorotlenkami żelaza.

Mułowce stwierdzono w otworach: Kargowa 2, Kórnik 1, Książ Wielkopolski 4 oraz Rusocin 1. Mułowiec z otworu Książ Wielkopolski 4 (głęb. 2975,9 m) zawiera ok. 10% obj. drobnego żwiru, złożonego z okruchów kwaśnych skał wulkanicznych, wśród których rozpoznano fragmenty dacytów, zargityzowanych tufów popiołowych i pumeksu. Mułowiec z tego samego otworu (głęb. 3002,6 m) zawiera ok. 40% obj. żwiru o najczęstszej średnicy 1,5 cm (maks. 4,0 cm). Rozpoznano tu okruchy iłowców, ryolitów kwarcowych i wapienia mikrytowego.

Zwraca uwagę brunatnozielony mułowiec ilasty z otworu Rusocin 1 (głęb. 2843,4 m). Jest złożony głównie z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu o najczęstszej średnicy 0,05 mm. Maksymalna wielkość ziarn dochodzi do 0,55 mm – mają zarysy charakterystyczne dla kwarcu pirogenicznego. Podrzędnie występują ostrokrawędziste ziarna skaleni potasowych i kwaśnych plagioklazów – część ich uległa zaawansowanej kalcytyzacji. W mułowcu liczne są blaszki brunatnego biotyty o rozmiarach dużo większych, niż ziarna kwarcu (tabl. VI: E). Występują tu również drobne okruchy skał wulkanicznych, częściowo zastępowanych kalcytem. Uwagę przykuwają również drobne okruchy węglanowe złożone z mikrosparu kalcytowego – mogą to być fragmenty skalcytyzowanych skał wulkanicznych.

Spoiwo mułowca jest złożone z minerałów ilastych (głównie z illitu) oraz z mikrosparu kalcytowego. Występują w nim drobne skupienia hematytu i ilmenitu. Opisana skała przypomina ilasty mułowiec tufitowy.

### Litofacja iłowcowa

Iłowce najczęściej występują w postaci cienkich warstw lub lamin w obrębie piaskowców i zlepieńców. Odznaczają się zabarwieniem ciemnoszarym lub ciemnobrunatnym, strukturą pelitowo-aleurytową, teksturą równoległą. Głównym składnikiem są tu łuseczki minerałów ilastych, podrzędnie występuje mułek kwarcowy i łyszczakowy, afanokrystaliczna krzemionka, hematyt, wodorotlenki żelaza i materia organiczna, miejscami są widoczne minerały węglanowe.

W otworze Stargard Szczeciński 1 niektóre warstwy iłowców zostały silnie skalcytyzowane. W otworze Rusocin 1 iłowce cięte są żyłkami grubokrystalicznego dolomitu i kalcytu. W otworze Jemieleno 1 (głęb. 1604,4 m) występuje warstwa skały przypominająca makroskopowo ciemnobrunatny mułowiec. W płycie cienie jest widoczna jasna skała ilasta, miejscami impregnowana brunatnymi wodorotlenkami żelaza i hematytem. Głównym składnikiem jest tu kaolinit, wykształcony w postaci drobnych płytek, często zgrupowanych w większe, agregatowe skupienia (tabl. VI: F). Skupienia te przypominają agregaty diagenetycznego

kaolinitu, obserwowane w łupkach ogniotrwałych (tonsteinach). Licznie występują tu blaszki zielonego chlorytu, akcesorycznie pojawiają się euhedralne słupki apatyty. Hlawce impregnowany jest drobnokrystalicznym kalcytem, miejscami zastępującym agregaty kaolinitowe. Ziarna detrytycznego kwarcu są tu nieliczne, natomiast obecny jest kwarc autigeniczny.

### PODSUMOWANIE

Z przeprowadzonych badań osadowych skał epiklastycznych wynika, że znaczącym procesem w czasie ich sedymentacji było nieustające niszczenie pokryw skał wylewnych i piroklastycznych wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. Większość zlepieńców jest złożonych z okruchów skał wylewnych, przy czym na północny-wschód od wyniesienia wolsztyńskiego klasty należące do ryolitów kwarcowych znacznie dominują nad klastami trachyandezytów. Miejscami towarzyszą im okruchy ryolitowych tufów spieczonych, najliczniejsze w zlepieńcach z otworów Łągów 1 i Zaniemyśl 2k. Udział okruchów skał obojętnych wzrasta w kierunku południowym. Spośród zbadanych zlepieńców jedynie w otworach Biesiec 1, Raduchów 1, Surmin 3 i Zajęczki 1 (położonych na SE od wyniesienia Pogorzeli) stwierdzono warstwy, w których materiał pefitowy reprezentują okruchy drobnoziarnistych skał osadowych. Z kolei skład litologiczny klastów w zlepieńcach z otworu Jemieleno 1, złożonych głównie z kwarcowych okruchów skał metamorficznych o teksturach przypominających mylonity, łączy się z bliskością erodowanych skał bloku przedsudeckiego.

Szczególne znaczenie mają zlepieńce złożone z materiału osadowego, stwierdzone w otworze Strzelce Krajeńskie PIG 1 w interwałach głębokości 4485–4508 i 4533–4565 m, pomiędzy warstwami lapillowo-popiołowych tufów spieczonych. Ich obecność i miąższości warstw sugerują znaczne przerwy w denudacji pokryw wulkanicznych i intensywne niszczenie skał podłoża karbońskiego. Zlepieńce te, wcześniej zaliczane do utworów czerwonego spągowca dolnego, obecnie zalicza się do karbonu.

W badanych piaskowcach litoklasty wulkaniczne na ogół przeważają nad innymi. Wyjątkami są piaskowce z otworów Jezierzycze 1, Raduchów 1 i Zajęczki 1, w których dominujące są klasty skał osadowych. Ziarna kwarcu polikrystalicznego o teksturach skał metamorficznych i okruchy łupków krystalicznych są dowodami niszczenia podłoża krystalicznego, budującego blok przedsudecki.

W analizowanych osadach miała miejsca silna kompaktacja mechaniczna zaznaczona gęstym upakowaniem materiału detrytycznego, szczególnie w zlepieńcach. Liczne warstwy skalne zostały silnie spękane, a szczeliny wypełnione węglanami. Procesy cementacyjne zostały wyrażone krystalizacją kalcytu, rzadziej – dolomitu, kwarcu autigenicznego lub anhydrytu. Procesy zastępowania diagenetycznego polegały na kalcytyzacji skaleni, szkliwa wulkanicznego i okruchów skalnych. Miejscami ziarna detrytyczne i kryształy cementów noszą ślady rozpuszczania diagenetycznego. Proce-

sy przeobrażenia wyraziły się tworzeniem autigenicznego chlorytu, kaolinitu lub illitu, a w osadach tufitowych także krystalizacją minerału mieszanopakietowego illit/smektyt.

Większość zbadanych skał należy do utworów leżących nad poziomami skał wulkanicznych, część występuje między takimi poziomami lub poniżej wulkanitów. *W niektórych profilach otworów brak skał wulkanicznych utrudnia rozpoziomowanie sekwencji osadowej* (Kiersnowski, 2008). Wyniki badań petrograficznych skał czerwonego spągowca

dolnego były pomocne do przeprowadzenia przez Kiersnowskiego (2008) analizy strukturalnej i miąższościowej tych utworów na obszarze zachodniej części Nizy Polskiego. Wykorzystano je do sporządzenia licznych korelacji profili litologiczno-stratygraficznych otworów wiertniczych, rozpoznania paleogeografii badanego obszaru oraz do opracowania nowego schematu stratygraficznego dla kompleksu osadowo-wulkanicznego czerwonego spągowca dolnego (Kiersnowski, *op. cit.*).

## SKAŁY OSADOWE (EPIKLASTYCZNE) CZERWONEGO SPĄGOWCA GÓRNEGO

### WPROWADZENIE: WARUNKI SEDYMENTACJI

Osady czerwonego spągowca górnego (formacji Drawy i Noteci) w zachodniej części Nizy Polskiego spoczywają najczęściej na pokrywach skał wulkanicznych (np. w otworach Ługi 1, Mężyk 1 i Pniewy 1) lub na kompleksach osadowych czerwonego spągowca dolnego (w otworach Jezierzycy 1, Książ Wlkp. 3 i 6 oraz Zielęcín 1), miejscami leżą na utworach karbonu (w otworach Dymek 1, Gorzyce 1, Kalisz IG 1), bądź dewonu (w otworach Bielica 2, Bydgoszcz IG 1, Unisław IG 1, 2, 4 i in.). W wielu otworach skały czerwonego spągowca nie zostały przewiercone (Kiersnowski, 2008). Ich miąższość jest bardzo zróżnicowana, waha się w granicach od ok. 8 m (otwór Ługi 1) do ok. 1094 m (otwór Kórník 1, kompleks nieprzewiercony; Kiersnowski *op. cit.*).

Basen sedymentacyjny czerwonego spągowca miał charakter poligeniczny. Powstał w wyniku połączenia się wielu mniejszych basenów sedymentacyjnych w jeden rozległy, którego główne depocentrum było ulokowane wzdłuż tektonicznej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Takie umiejscowienie depocentrum spowodowało, że basen sedymentacyjny czerwonego spągowca górnego miał charakter mega półrowu tektonicznego. Sedymentacja w basenie o charakterze półrowu tektonicznego spowodowała rozkład osadów polegający na tym, że część wschodnia i północno-wschodnia basenu była zdominowana przez osady plał i podrzędnie osady fluwialne, a część południowo-zachodnia basenu – przez osady eoliczne i podrzędnie fluwialne i aluwialne. Osady te tworzyły się w strefie podzwrotnikowej, w klimacie suchym i półsuchym z epizodami wilgotnymi (Parrish, 1995; Kiersnowski, 1998).

Zrekonstruowano główne elementy paleogeograficzne obecne w zachodniej Polsce w okresie sedymentacji osadów czerwonego spągowca górnego (fig. 44). Są to: basen centralny czerwonego spągowca górnego (Karnkowski, 1997; Pokorski, 1997), w którego północno-wschodniej części występował obszar plał-jeziora, a w części południowej i południowo-zachodniej obszar wydymowy, nazwany przez Kiersnowskiego (1997a, b) Ergiem Wschodnim oraz basen śląski, w którego południowej części występował obszar wydymowy, nazwany Ergiem Południowym (Kiersnowski *op. cit.*). Między wymienionymi basenami sedymentacyjnymi rozciągał się w kierunku NW–SE obszar paleowyniesień zbudowany ze skał wulkanicznych permu dolnego i skał klastycznych karbonu, zwany wyniesieniem wolsztyńskim lub wyniesieniem Wolsztyna i Pogorzeli. Obecna wiedza o paleogeografii i stratygrafii czerwonego spągowca w ogromnej mierze zawdzięczamy licznym pracom Pokorskiego (1978, 1981a, b, 1988, 1997) i Karnkowskiego (1987a, b, 1981, 1987a, b, 1999). Architektura depozycyjną czerwonego spągowca górnego w zachodniej i centralnej Polsce zrekonstruował Kiersnowski (1998), przedstawiając ją w postaci wybranych przekrojów: Stargard 1–Studzianna IG 2, Objezierze IG 1–Okonek 1 i Września IG 1–Wilcze IG 1.

W osadach czerwonego spągowca górnego Kiersnowski (1998) wyróżnił osiem sekwencji depozycyjnych, ponadto przedstawił model ewolucji systemów depozycyjnych oraz model rozwoju paleogeografii i środowisk sedymentacji.

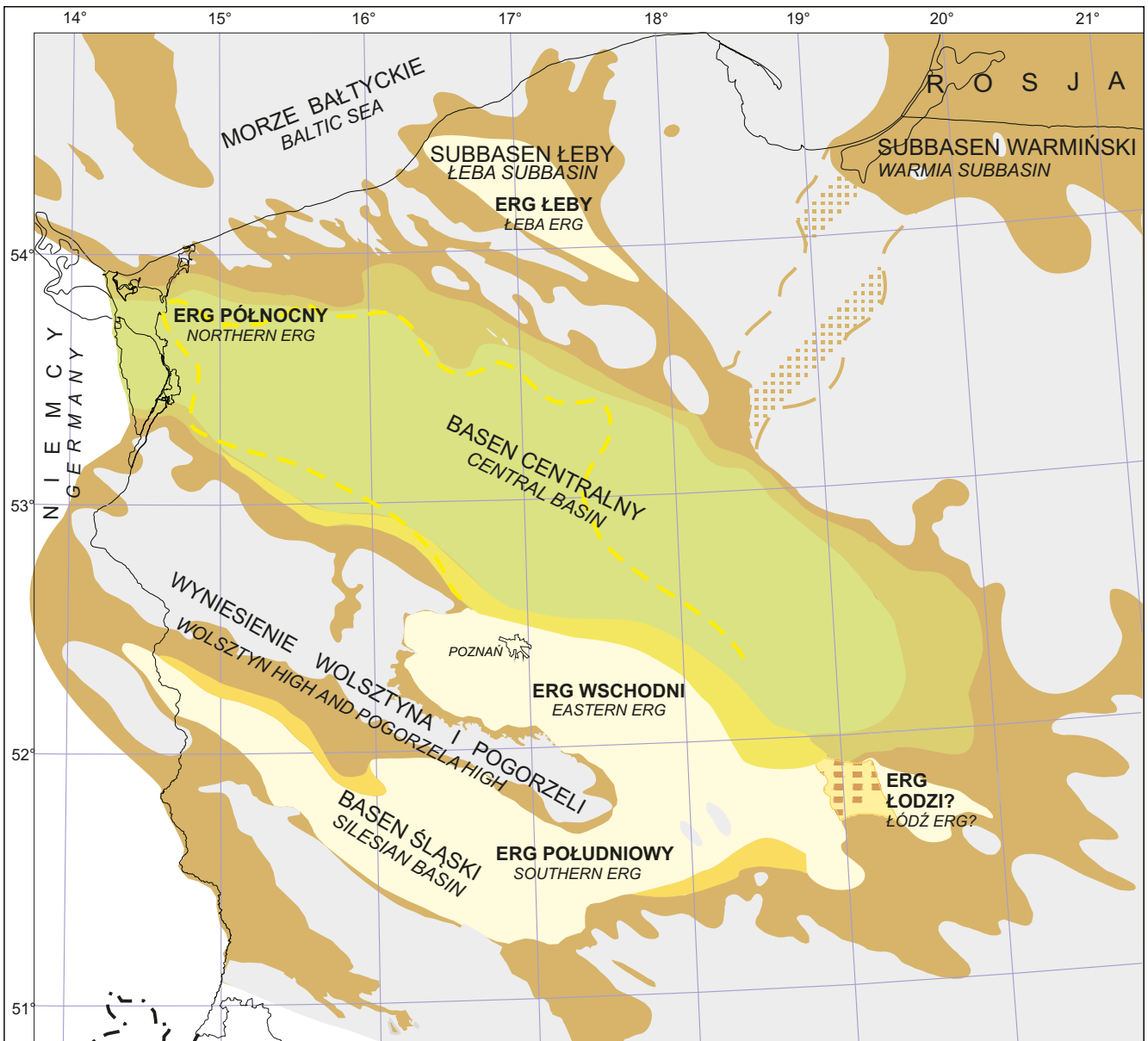
**Fluwialny system depozycyjny.** Reprezentują go osady stref: proksymalnej, pośredniej i dystalnej, utworzone w warunkach transportu rzek roztokowych i o małej krętości, często o charakterze okresowym (Kiersnowski, 1998). Wyróżnia się tu sukcesje asocjacji facjalnych: stożków aluwialnych, rzek roztokowych, rzek meandrujących i równi zalewowych. Zdaniem Kiersnowskiego (*op. cit.*): *osady fluwialne mają podstawowe znaczenie w rozwoju aluwialnego basenu czerwonego spągowca*, powstawały one w warunkach klimatu suchego i gorącego.

Osady fluwialnej strefy proksymalnej to najczęściej zlepnieńce z przewarstwieniami piaskowców i mułowców, wśród osadów stref pośredniej i dystalnej osady piaszczyste przeważają nad innymi. Wśród osadów rzek okresowych mogą występować utwory zarówno grubo-, jak i drobnoklastyczne. Miejscami są one przewarstwione osadami eolicznymi, np. w rejonie Witowo–Radlin (Kiersnowski, 1998).

**Eoliczny system depozycyjny.** Utwory tego systemu są reprezentowane przez osady drobno- i średniookruchowe, tworzące wydmy oraz wypełniające obszary międzywydmowe i pozawydmowe. W asocjacji wydymowej Kiersnowski (1998) wyróżnia wydmy złożone, wydmy pojedyncze (wśród nich osady z podstawy, trzonu i szczytu wydmy) oraz pokrywy piaskowe. W asocjacji międzywydmowej Kiersnowski (*op. cit.*) wyróżnia osady międzywydmowe suche, wilgotne i mokre oraz osady powodziowe. Asocjację pozawydmową reprezentują głównie osady pokrywy piaskowych.

**System depozycyjny plał.** Osady plał to najczęściej mułowce, mułowce piaszczyste, rzadziej piaskowce i iłowce. Kiersnowski (1998) wyróżnia tu osady plał marginalnej,





- mułowce i piaskowce plai-jeziora  
*playa-lake mudstones and sandstones*
- mułowce i piaskowce strefy brzegowej plai-jeziora  
*playa-lake coastal zone mudstones and sandstones*
- mułowce i piaskowce strefy brzegowej plai-jeziora przewarstwiewające się z piaskowcami eolicznymi lub przykryte przez wydmy  
*playa-lake coastal zone mudstones and sandstones, interbedded with aeolian sandstones or covered by dunes*
- piaskowce wydmy i obszarów międzywydmowych  
*dune and inter-dune area sandstones*
- piaskowce i mułowce równi aluwialnej i fluwialnej przewarstwiewające się z piaskowcami eolicznymi lub przykryte przez wydmy  
*alluvial plain and fluvial sandstones and mudstones, interbedded with aeolian sandstones or covered by dunes*
- piaskowce i zlepierce stożków aluwialnych  
*alluvial fan sandstones and conglomerates*
- obszary źródłowe, pozbawione pokrywy osadowej czerwonego spągowca  
*source area without Rotliegend sedimentary cover*

**Fig. 44. Litologia i środowiska sedimentacji stropowych osadów czerwonego spągowca górnego (wg Kiersnowskiego, 2013; zmienione)**

Lithology and sedimentary environment of topmost Upper Rotliegend sediments (after Kiersnowski, 2013; modified)

plai-jeziora oraz pojedyncze wydmy w obrębie środowiska plai, utworzone wskutek migracji osadów eolicznych. Osady te często zawierają drobne konkracje anhydrytowe i kalcytowe.

**System depozycyjny strefy brzegowej płytkiego morza.** Osady tego systemu (zaliczane do tzw. białego spągowca) występują tylko miejscami, najczęściej w południowej części monokliny przedsudeckiej (Nemec, Porębski, 1977, 1981; Michalik 2001). Jerzykiewicz i in., (1976) oraz Kiersnowski (1998), Kiersnowski i in. (2010 a) zaliczają je do utworów asocjacji płytkomorskiej. Są to osady pierwszego etapu transgresji morza cechszyńskiego, utworzone wskutek denudacji osadów starszych, najczęściej wydmowych oraz osady drugiego etapu transgresji, związane ze stopniowym wzrostem poziomu morza (Kiersnowski, *op. cit.*; Wagner, Peryt, 1998). Wymienione osady są głównie reprezentowane przez piaskowce z nielicznymi wkładkami mułowców lub ilowców. Miejscami pierwotne ich struktury uległy bioturbacjom lub przerobieniu wskutek działania sztormów. W głębszych częściach zbiornika tworzyły się osady o charakterze zastoiskowym, interpretowane jako osady lagunowe typu zabarierowego (Kiersnowski, 2008).

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

### Litofacja zlepieńcowa

Zlepience są skałami związłymi, barwy szarobrunatnej, czerwobrunatnej lub szarej. Najczęściej reprezentują utwory stożków aluwialnych, wykazując strukturę psefitowo-psamitową, bywają przewarstwione piaskowcami zlepieńcowatymi lub gruboziarnistymi. Większość zlepieńców należy do odmian drobnokruchowych, odmiany uziarnione średnio są radsze. Występują tu zarówno bogate w materiał psefitowy ortozlepience, złożone z gęsto upakowanych okruców żwiru, jak i parazlepience, uboższe w żwir, a bogatsze w masę wypełniającą. O ile w ortozlepience otoczaki kontaktują się ze sobą krawędziowo, a spoiwo tkwi tylko w przestrzeniach międzyziarnowych, to w parazlepience otoczaki żwiru kontaktują się ze sobą punktowo lub jedynie „pływają” w tle skalnym. W większości zlepieńców okrucy skalne są obtoczone tylko częściowo i obtoczenie ich wzrasta ku stropowi profilu czerwonego spągowca. W otworach, w których Pokorski (1981b) wyróżnił skały formacji Drawy i Noteci, zlepience z tej ostatniej mają materiał skalny lepiej obtoczony niż zlepience z formacji Drawy (Maliszewska, 1981). Niektóre skały psefitowe odznaczają się znacznym udziałem okruców ostrokrawędzistych. Dostrzegła je Aksamitowska (2004) w otoczeniu wyniesienia wolsztyńskiego i określiła jako brekcje, pochodzące ze spływów rumoszu. Zostały one stwierdzone w kilkunastu otworach wiertniczych, m.in. w Dębnie 1 i 2, Grochowicach 8 i 37, Janiszewie 1, Kargowej 4, Książu Wielkopolskim 4 i w Starym Kramsku 1 (fig. 45). Skały te w osadach czerwonego spągowca górnego współwystępują ze zlepienceami aluwialnymi o dość dobrym stopniu obróbki mechanicznej otoczaków.

Skład materiału detrytycznego zlepieńców jest związany zawsze z obszarem sedymentacji, jego paleogeografią i tektoniką. Na obszarze monokliny przedsudeckiej najpospolitsze są zlepience wulkaniczne (Maliszewska, 1997a; Buniak, Mikołajewski, 1997). Głównymi składnikami żwiru są tu okrucy skał wylewnych, najczęściej kwaśnych – ryolitów kwarcowych i dacytów (tabl. VII: A). Miejscami pojawiają się również okrucy skał o chemizmie pośrednim, jak trachyandezyty, lub zasadowym, jak trachybazalty. Przewagę okruców trachyandezytowych nad fragmentami skał kwaśnych stwierdzono jedynie w zlepiencech z otworów: Gorzyce 1 i Kaleje 2 (tabl. VII: B). Wymienione okrucy skalne są często przeobrażone hydrotermalnie, głównie zalbityzowane, zsylikowane, miejscami także schlorityzowane lub skarbonatyzowane. Masa wypełniająca zlepieńców składem mineralnym odpowiada zwykle arenitom litycznym, a prócz ziarn kwarcu, skaleni i okruców skał wulkanicznych pojawiają się miejscami drobne fragmenty piaskowców i skał krzemionkowych. Spoiwo jest złożone z substancji ilasto-żelazistej oraz cementów ortochemicznych. Wśród tych ostatnich najpospolitszymi są węglany (głównie kalcyt), a podrzędnie występują: dolomit, kwarc i anhydryt. Opisane zlepience wulkaniczne występują w licznych profilach czerwonego spągowca górnego monokliny przedsudeckiej (m.in. w otworach Pniewy 1, Mochy 1, Ujazd 3, Czarna Wieś 1, Parzęczewo 1, Kamieniec 1, Gorzyce 1; Muszyński, 1998; Maliszewska, Kuberska, 1999). W rejonie Paproci-Ujazdu zostały one opisane przez Pańczyk (1998, 1999). Na Pomorzu Zachodnim zlepience wulkaniczne dostrzeżono m.in. w otworach: Brojce IG 1, Karsk 1, Piaski PIG 2, Moracz IG 1, Czaplinek IG 1 i 2, Szubin IG 1 (Muszyński, 1992; Kuberska, 2004). Na tablicy VII (fig. C, D) przedstawiono fragment zlepieńca z otworu Karsk 1 z okrucem afirowej, kwaśnej skały wulkanicznej. Analiza CL wykazała, że ciasto skalne okrucza jest złożone niemal wyłącznie z mikrolitów skalenia potasowego.

Kolejną odmianę zlepieńców stanowią konglomeraty polimiktyczne, których frakcja żwirowa jest złożona z okruców skał wulkanicznych i osadowych. W północnej części monokliny przedsudeckiej występują one w rejonie Grodziska, Kalisza oraz w strefie Kaleje-Klęka. Fragmenty skał osadowych są reprezentowane przez piaskowce, mułowce i rogowce. Miejscami obserwowano również otoczaki tzw. kwarcu żyłowego, pochodzące zapewne ze skał głębinyowych lub metamorficznych. Skład masy wypełniającej w tej odmianie zlepieńców w dużej mierze odpowiada składowi frakcji żwirowej. Występują tu również kwarc, skalenie, minerały ilaste, hematyt, getyt oraz cementy ortochemiczne, jak w zlepiencech wulkanicznych. W południowej części monokliny przedsudeckiej konglomeraty polimiktyczne dostrzeżono w otworach: Czarna Wieś 1, Ujazd 3, Zielęcín 1, Łagiewniki 8, Kamieniec 1 i Brenno 1 (Komacka, 1974–1977; Bojarska i in., 1981; Maliszewska, Kuberska, 1999). W otworze Żakowo 1 zlepience są głównie złożone z okruców metałowców karbońskich.

Zlepience polimiktyczne (tabl. VII: E) występują również na obszarze Pomorza Zachodniego (Muszyński, 1992;

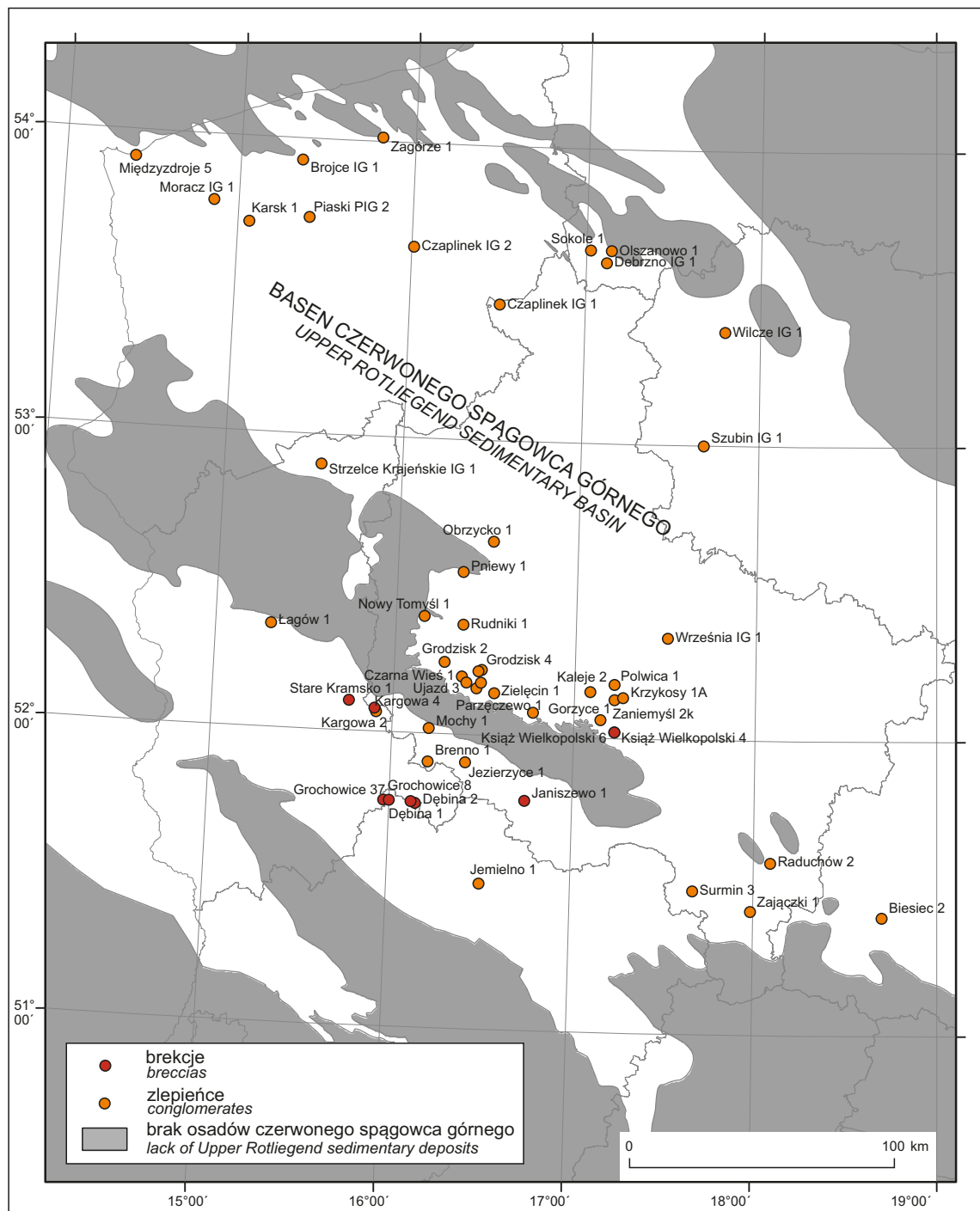


Fig. 45. Lokalizacja otworów wiertniczych, z których pochodzą brekcje i zlepieńce omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca

The location of boreholes penetrating breccias and conglomerates considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

Kuberska, 2004). Są one złożone częściowo z okruchów skał wulkanicznych (ryolitów, dacytów), częściowo z fragmentów skał osadowych (piaskowców, wapieni). Zawierają także pojedyncze okruchy skał metamorficznych, jak fragmenty krystalicznych łupków kwarcowo-łyszczkowych (Kuberska, *op. cit.*). Opisane zlepieńce dostrzeżono w otworach: Czaplonek IG 1 i 2, Debrzno IG 1, Sokole 1, Szubin IG 1

i Wilcze IG 1. Z kolei w strefie Unisław–Sokole stwierdzono obecność zlepieńców oligomiktycznych, zbudowanych głównie z okruchów skał węglanowych (kalcy- i dolosparytów, oo- i biosparytów). Podrzędnie obserwowano tu również okruchy mułowców i piaskowców oraz drobne ziarna kwarcu i skaleni (Muszyński, 1992; Kuberska, 1994, 2004). W spoiwie występują minerały ilaste, wodorotlenki żelaza,

węglany, kwarc autigeniczny i anhydryt. W niektórych próbkach zlepieńców polimiktycznych (w otworach: Olszanowo 1, Wilcze IG 1 oraz Międzyzdroje 5) (Kuberska, 1994; Kuberska i in., 2008) zauważono krustyfikacyjne obwódki kalcytowe o strukturze promienistej – być może są to pseudomorfozy po obwódkach aragonitowych, tworzonych w środowisku wadycznym (tabl. VII: F).

Zlepience czerwonego spągowca górnego należą do skał bardzo zwięzłych, lecz niekiedy bywają spękane (tabl. VII: B). Ich porowatość (oznaczona w próbkach z otworów: Brojce IG 1, Karsk 1, Moracz IG 1, Piaski PIG 2, Pniewy 1, Sokole 1, Zagórze 1) zwykle waha się w granicach od 0,94 do 5,77%, wyjątkowo wynosi 12,89% (Karsk 1). Badane próbki wykazały przepuszczalność od <0,1 do 0,6 mD, wyjątkowo 5,4 mD w próbce z otworu Karsk 1. Oznaczenia wykonano w Zakładzie Poszukiwań Ropy i Gazu w Wołominie oraz w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie.

### Litofacja piaskowcowa

Piaskowce utworzone we fluwialnym systemie depozycyjnym występują w całej zachodniej części Nizy Polskiego (fig. 46). Na obszarze Wielkopolski poddano analizom próbki z otworów: Dymek IG 1, Gorzyce 1, Książ Wielkopolski 3 i 4, Mężyk 1, Objezierze IG 1, Pniewy 1, Rusocin 1, Środa IG 3 oraz Zakrzyn IG 1 (Maliszewska i in., 1998, 2008). Wcześniej piaskowce fluwialne były badane w rejonie perykliny Żar (Rydzewski, 1968), w rejonie Bogdaj – Uciechów (Grabowska-Olszewska, 1974; Grabowska-Olszewska i in., 1974), w otoczeniu wyniesienia wolsztyńskiego (Bojarska i in., 1978, 1977; Weihe, 1997; Aksamitowska, 2003, 2004), w niecce poznańskiej (Bojarska in., 1977, 1981, 1983; Czerwonka i in., 1992; Głowacki i in., 1993a; Muszyński, 1998, 1999) i na wyniesieniu Rokietnicy (Buniak, Mikołajewski, 1997). Na obszarze Pomorza Zachodniego badano próbki piaskowców z otworów położonych w strefie Bydgoszcz–Szczecinek (m.in. Bielica 2, Sokole 1, Olszanowo 1, Wilcze IG 1, Unisław IG 1) (Głowacki i in., 1990, 1993b; Protas, 1990, 1999; Muszyński, 1992; Kuberska, 2004) oraz z otworów ze strefy Międzyzdroje–Brojce–Daszewo (Mikołajewska, Mikołajewski, 1999; Kuberska i in., 2008).

Piaskowce odznaczają się barwą czerwono- lub szarobrunatną, strukturą psamitową lub psamitowo-psefitową, teksturą bezładną lub kierunkową. Są to osady drobno- lub średnioziarniste, przy czym piaskowce zaliczone przez Kiersnowskiego (1998) do asocjacji aluwialnej są zwykle nierównoziarniste lub zlepieńcowate (tabl. VIII: A, B). Miejscami w piaskowcach dostrzega się laminację zaznaczoną zmiennością uziarnienia detrytu lub smużystym ułożeniem pelitu ilastego. Stopień obróbki mechanicznej ziarn detrytycznych jest zróżnicowany – przeważnie są one obtoczone częściowo, nieco rzadziej bywają dobrze obtoczone (fig. 47) lub ostrokrawędziste.

Stopień wysortowania materiału detrytycznego na ogół jest słaby. Większość badanych piaskowców w terminologii Pettijohna i in. (1972) reprezentuje arenity sublityczne, obok nich występują często arenity lub waki lityczne, natomiast

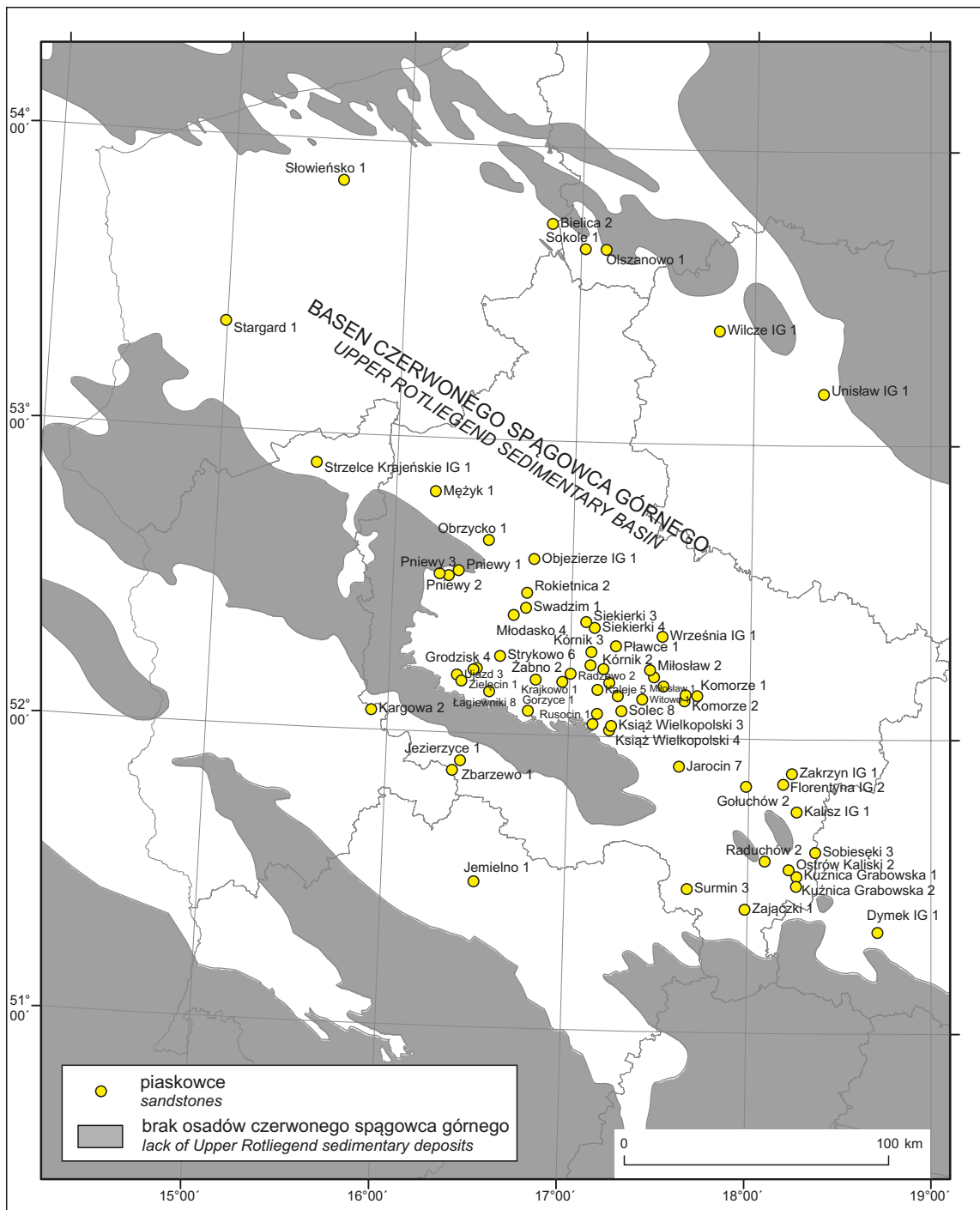
arenity i waki kwarcowe lub subarkozowe dostrzega się rzadziej (fig. 48).

Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców są ziarna kwarcu, wśród których wyróżniono kwarc monokrystaliczny (zawsze dominujący) oraz polikrystaliczny (mniej liczny). Udział ziarn kwarcu w piaskowcach fluwialnych Wielkopolski i Pomorza Zachodniego jest zbliżony, wynosi ok. od 40 do 75% obj. (Kuberska, 2004; Kuberska i in., 2008). Ziarna kwarcu badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach brunatnych i niebieskawych. Powierzchnie ziarn często noszą ślady korozji chemicznej, bywają otoczone obwódkami ilasto-żelazistymi lub kwarcowymi obwódkami regeneracyjnymi (Wichrowska, 1980).

Ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego są skaleni, których udział wynosi od 4 do 24% obj. Wyróżniono wśród nich: mikroklin, niezblizniaczony skałen potasowy, mikropertyt mikroklinowy, albit szachownicowy i oligoklaz. Ziarna skaleni zwykle odznaczają się słabym obtoczeniem i częściową argilityzacją lub kalcytyzacją. Część z nich nosi ślady rozpuszczania. Ważnym składnikiem detrytu są również litoklasty, których udział wynosi od 6 do 60% obj., najczęściej waha się w granicach od 10 do 20%. Podwyższony udział litoklastów zwykle wiąże się z grubszym uziarnieniem piaskowców lub obecnością frakcji żwirowej (np. w otworach Dymek IG 1, Zakrzyn IG 1, Sokole 1 i Wilcze IG 1). Skład mineralny okruchów skalnych zawsze jest ściśle związany z litologią erodowanego podłoża i kierunkami transportu materiału detrytycznego. Na obszarze Wielkopolski większość klastów należy do skał wulkanicznych, na Pomorzu Zachodnim oprócz wulkanitów liczne bywają klasty skał osadowych, podobnie jak w zlepieńcach polimiktycznych (Kuberska, 2004). Miejscami obserwowano również drobne kwarcowo-skaleniowe okruchy granitoidów (Kuberska, *op. cit.*). Wyróżniają się tu piaskowce z otworu Dymek IG 1, w których grupa okruchów skalnych jest reprezentowana głównie przez okruchy skał pochodzenia osadowego (piaskowce, metapiaskowce, metamułowce, łupki ilaste), w części przez metamorficzne łupki kwarcowo-mikowe, a okruchy skał wulkanicznych (dacytów, andezytów) są nieliczne.

W materiale detrytycznym opisywanych piaskowców fluwialnych występują także łyszczki reprezentowane głównie przez muskowit i częściowo schlorityzowany biotyt. Zawartość ich nie przekracza 1% obj. Akcesorycznie również pojawiają się ziarna minerałów ciężkich, wśród których wyróżniono: tlenki żelaza, ilmenit, cyrkon, turmalin i apatyt, a sporadycznie: rutil, piroksen, amfibol i granat.

Spoivo piaskowców składa się głównie z ilasto-żelazistego matriksu, którego zawartość nie przekracza 22% obj. Wśród składników cementu obserwowano kalcyt i dolomit (łącznie 0,2–20,0% obj.), anhydryt (najczęściej ok. 1% obj.), autigeniczny kwarc (0–18% obj.), illit, kaolinit i chloryt. Analiza udziału poszczególnych odmian cementu piaskowców wykazała, że ich rozmieszczenie jest nierównomierne i nie ma związku z wyróżnionymi przez Kiersnowskiego (1998) facjami depozycyjnymi osadów aluwialnych i fluwialnych (Maliszewska i in., 2008).



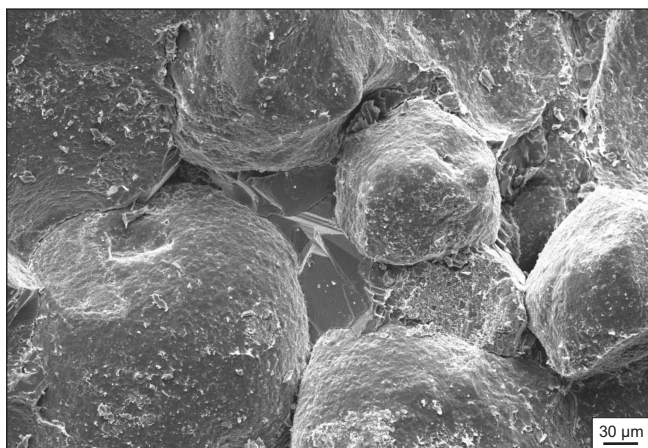
**Fig. 46.** Lokalizacja otworów, z których pochodzą piaskowce omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca

The location of boreholes penetrating sandstones considered in this study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

Badania petrofizyczne piaskowców z obszaru monokliny przedsudeckiej, przeprowadzone przez zespół Sucha w Instytucie Nafty i Gazu (Darłak i in., 1996, 1998; Gliniak i in., 1999; Maliszewska i in., 2008) wykazały, że odznaczają się one porowatością w granicach od 0,23 do 22,56% (najczęściej 2–8%) i przepuszczalnością w granicach 0,00–12,00 mD, wyjątkowo 691 mD. Wyższe wartości współ-

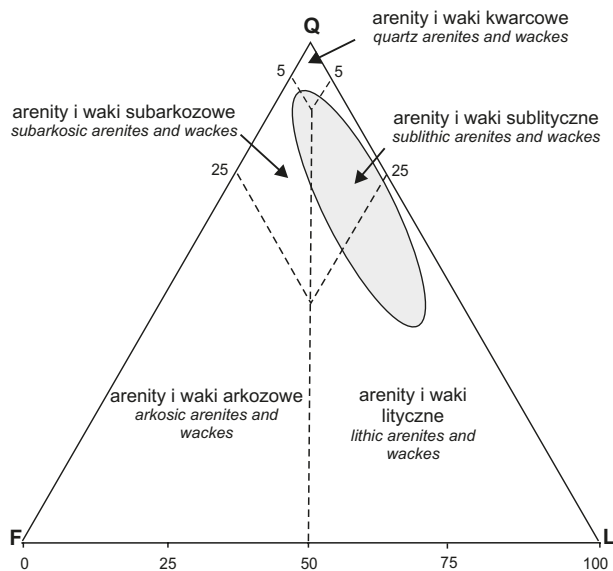
czynników porowatości i przepuszczalności wiążą się często ze szczelinowatością piaskowców. Zależność ta była opisana wcześniej przez Lenka (1980), Protasa (1986) i Aksamitowską (2004). Na dobre właściwości zbiornikowe piaskowców fluwialnych w zachodniej części wału pomorskiego (np. w strefie Międzyzdroje–Ciechnowo) zwracają uwagę Iwanowska i Jagosiak (1999).

Piaskowce eoliczne to od lat główny przedmiot poszukiwań złóż węglowodorów z uwagi na ich dobre właściwości zbiornikowe. Zostały najlepiej poznane na obszarze Ergu Wschodniego, część wyników badań dotyczy skał z Ergu Południowego oraz z obszaru na SE od wyniesienia wolsztyńskiego, gdzie oba wymienione ergi łączą się (Grabowska-Olszewska i in., 1974; Bojarska i in., 1977, 1981; Bojarska,



**Fig. 47. Fragment piaskowca fluwialnego; widoczne dobre obtoczenie ziarn detrytycznych; obraz SEM; otwór wiertniczy Słowieńsko 1, głęb. 3698,95 m**

Fragment of fluvial sandstone; well-rounded detrital grains are visible; SEM image; Słowieńsko 1 borehole, depth 3698.95 m



**Fig. 48. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców aluwialnych i fluwialnych w diagramie QFL w klasyfikacji Pettijohn i in. (1972)**

Q – ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, L – okruchy skał

Mineral composition of the grain framework of alluvial and fluvial sandstones in the QFL diagram according to the classification of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz grains, F – feldspars, L – rock fragments

1978; Maliszewska, 1997a; Weihe, 1997; Buniak, Mikołajewski, 1997; Muszyński, 1998; Aksamitowska, 2004; Biernacka i in., 2006a, Maliszewska i in., 2008; Buniak i in., 2009; Kiersnowski, 2013).

Zdaniem Kiersnowskiego (1998) piaskowce asocjacji wydymowej występują częściej od utworów asocjacji międzywydymowej. Są one określone jako „suche”, w przeciwieństwie do występujących miejscami piaskowców asocjacji międzywydymowej wilgotnej, przypominających utwory jeziornej plai marginalnej (Kiersnowski, *op. cit.*). Piaskowce asocjacji wydymowej i międzywydymowej suchej, zgodnie z wyróżnieniem Kiersnowskiego badano w otworach: Florentyna IG 2, Gołuchów 2, Grundy IG 1, Jarocin 7, Kaleje 5, Kalisz 5, Klęka 10, Komorze 1 i 2, Kórnik 2 i 3, Krajewo 1, Krzykosy 1A, Książ Wielkopolski 1, Kuźnica Grabowska 1 i 2, Miłosław 2 i 3, Młodasko 4, Objezierze IG 1, Ostrów Kaliski 2, Pławce 1, Pniewy 1 i 2, Radzewo 2, Rokietnica 2, Siekierki 3 i 4, Sobieszki 3, Solec 8, Strykowo 6, Swadzim 1, Środa IG 3, Witowo 1, Września IG 1, Zakrzyn IG 1 i Żabno 2. Z kolei piaskowce zbliżone do utworów plai marginalnej dostrzeżono w otworach: Komorze 1, Mężyk 1, Miłosław 2, Pniewy 1, Strykowo 6, Września IG 1, Zakrzyn IG 1 i Żabno 2.

Piaskowce eoliczne najczęściej są skałami barwy czerwonej lub różowej, rzadziej czerwono-brunatnej lub szarej. Przeważnie są to skały drobnoziarniste, odznaczające się obecnością cienkich lamin o uziarnieniu średnim lub grubym. Miejscami w piaskowcach występują ciemne laminy ilasto-żelaziste. Większość ziarn z frakcji drobnej (0,06–0,25 mm) jest ostrokrawędzista, natomiast częściowym, a niekiedy dobrym obtoczeniem odznaczają się ziarna z frakcji średniej i grubej (fig. 49). Najdrobniejszym uziarnieniem odznaczają się piaskowce należące do asocjacji międzywydymowej wilgotnej. Większość zbadanych próbek to arenity (zawierające do 15% pyłu i iłu), natomiast część stanowią waki, czyli piaskowce ilaste. Stwierdzono tu obecność odmian subarkozowych, sublitycznych i kwarcowych (fig. 50). Piaskowce o składzie arenitów litycznych obserwowano najrzadziej (Maliszewska i in., 1998, 2008; Aksamitowska, 2004; Biernacka i in., 2006a; Kuberska i in., 2008).

Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc (51,7–81,0% obj.), przy czym ziarna monokrystaliczne są zawsze znacznie liczniejsze od polikrystalicznych. Powierzchnie ziarn są najczęściej pokryte delikatnym filmem ilastym, ilasto-żelazystym lub narostami kwarcu autogenicznego. Ziarna kwarcu badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach brunatnych, rzadziej w barwach niebieskawych (tabl. VIII: C, D). Najrzadziej obserwuje się kwarc o luminescencji różowej lub czerwonej, a wyjątkowo – świecące jasnozielono. Miejscami dostrzega się ziarna ze śladami spękań, zabliznionych wtórnym kwarcem.

Skalenie w analizowanych piaskowcach występują w ilości od 0,7 do 15,3% obj. (Maliszewska i in., 2003b), a miejscami zawartość ich dochodzi do 24% (Biernacka i in., 2006a). Obtoczone ziarna skaleni występują tylko w piaskowcach grubszych frakcji, ziarna o uziarnieniu drobnym zawsze są ostrokrawędziste. W materiale detrytycznym skalenie potasowe przeważają nad plagioklazami. Większość

ziarn odznacza się częściową argilityzacją, niektóre z nich zostały częściowo rozpuszczone lub zastąpione przez kalcyt lub anhydryt.

W piaskowcach zaobserwowano następujące odmiany skaleni:

- mikroklin (z charakterystyczną krótką polisyntetycznych zbliźniaczeń albitowych i peryklinowych), świecący niebiesko w CL;
- niezbliźniaczony skaień potasowy (ortoklaz, sanidyn) o luminescencji niebieskiej;
- mikro- i kryptopertyty o przewadze K-skaleń nad Na-skaleniem; ziarna te najczęściej odznaczają się ciemnobrunatnym świeceniem w CL, lecz niektóre świecą czerwono, jak opisywali Krbetschek i in. (2002) (K-skaleń, tabl. VIII: D) lub fioletowo (albit);
- albit szachownicowy, odznaczający się obecnością licznych polisyntetycznych zbliźniaczeń o nierównomiernym rozmieszczeniu ich płaszczyzn zrostu; ziarna opisywanego albitu świecą w CL brunatno;
- oligoklaz (w postaci ziarn zbliźniaczonych według prawa albitowego), wykazujący luminescencję w barwach zielonych.

Litoklasty występują w analizowanych piaskowcach w ilości od 0,9 do 33,8% obj., lecz najczęściej ich udział nie przekracza 10%. Wyróżniono tu okruchy skał wulkanicznych, metamorficznych, głębinowych (lub intruzywnych) oraz osadowych.

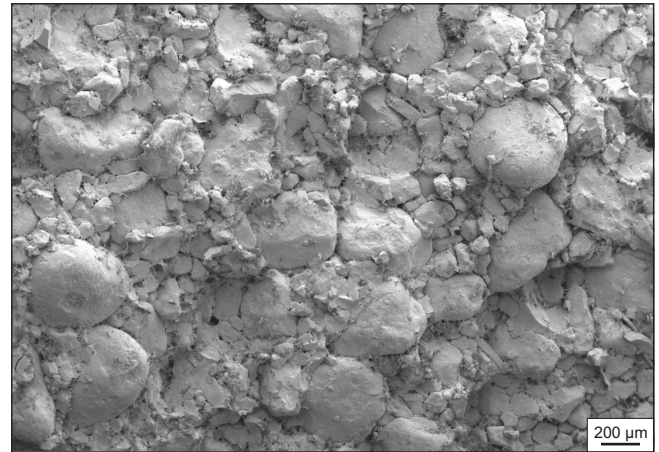
Skały wulkaniczne (0,3–8,1% obj.) są reprezentowane przez okruchy dacytów i ryolitów kwarcowych. Są to najczęściej okruchy afanokrystalicznego tła skalnego, zawierające miejscami fenokryształy plagioklazów, biotyту lub kwarcu. Niekiedy dostrzegano okruchy dacytów lub andezytów (?) o strukturze holokrystalicznej, złożone z drobnych tabliczek plagioklazowych. W cieście skalnym wulkanitów dostrzeżają się brunatny hematyt i wodorotlenki żelaza. Ciasto skalne wykazuje w CL świecenie w barwach brunatnych, czerwonych lub niebieskawych (tabl. VIII: E).

Skały metamorficzne (0,0–7,1% obj., najczęściej poniżej 1%) są reprezentowane przez bardzo drobne okruchy kwarcowo-łuszczykowych łupków krystalicznych (tabl. VIII: F), dostrzeżono też pojedyncze okruchy fyllitów.

Skały głębinowe (o charakterze granitoidów) występują w ilości od 0,0 do 7,2% obj., przy czym najczęściej ich udział nie przekracza 2% obj. Są to zwykle dobrze obtoczone okruchy o strukturze holokrystalicznej, złożone z osobników kwarcu i skaleni przerastających się wzajemnie (tabl. IX: A). Kwarc wykazuje tu świecenie w barwach brunatnych, niebieskich lub czerwonych, skalenie sodowe – w barwach brunatnych lub czerwonych, a skalenie potasowe odznaczają się luminescencją niebieską, czerwoną (mikropertyty) lub oliwkową (Maliszewska i in., 2003b). Wyniki badań osobników skaleni w CL były kontrolowane za pomocą analiz w mikroobszarach. Precyzyjne określenie rodzaju skał macierzystych bardzo drobnych okruchów nie jest możliwe – część z nich może pochodzić ze skał metamorficznych.

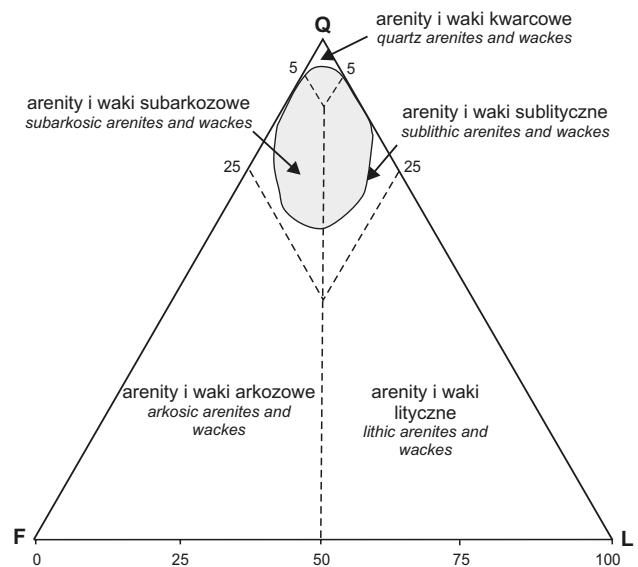
Okruchy skał osadowych występują w badanych piaskowcach w ilości od 0,0 do 14,7% obj.; ich udział naj-

częściej nie przekracza 5%. W tej grupie okruchów najczęściej obserwowano drobnoziarniste piaskowce kwarcowe, rzadziej mułowce lub iłowce. Najczęściej dostrzegano okruchy wapieni mikrosparytowych i okruchy drobnokrystalicznych skał krzemionkowych (Maliszewska i in., 2003b). W niektórych próbkach piaskowców występują także



**Fig. 49. Fragment piaskowca eolicznego; widoczne dobre obtoczenie ziarn grubszych i brak obtoczenia drobnych; obraz SEM; otwór wiertniczy Kórnik 2, głęb. 3532,5 m**

Fragment of aeolian sandstone; note well-sorted coarse grains and lack of roundness of fine grains; SEM image; Kórnik 2 borehole, depth 3532.5 m



**Fig. 50. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców eolicznych w diagramie QFL w klasyfikacji Pettijohna i in. (1972)**

Q – ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, L – okruchy skał

Mineral composition of the grain framework of aeolian sandstones in the QFL diagram according to the classification of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz grains, F – feldspars, L – rock fragments

okruchy określone przez Biernacką i in. (2006a) jako nieco zmetamorfizowane szarogłazy.

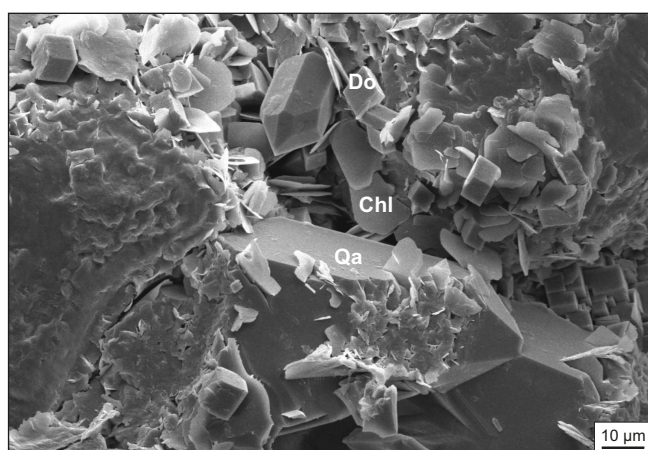
Łyszczki są zwykle reprezentowane przez muskowitz, tylko wyjątkowo przez biotyt. Udział blaszek łyszczków waha się od 0,0 do 3,1% obj., najczęściej jest mniejszy od 1%.

Minerały akcesoryczne, do których zaliczono ziarna magnetytu, hematytu, cyrkonu, rutyłu, turmalinu, apatyty i zielonego amfibolu, występują w ilości od 0,0 do 3,8% obj.

Nie dostrzeżono zasadniczych różnic w składzie szkieletu ziarnowego piaskowców z obszaru Ergu Wschodniego i Południowego. W niektórych profilach piaskowców eolicznych zawartość ziarn kwarcu wzrasta ku stropowi, maleje natomiast zawartość litoklastów, co dostrzegli Biernacka i in. (2006a).

Szkielet ziarnowy piaskowców jest spojony ilasto-pyłowym matriksem, zwykle impregnowanym wodorotlenkami żelaza i hematytem. Najbogatsze w matriks (do 20,4% obj.) są waki z asocjacji międzywymowej wilgotnej. Udział matriksu w arenitach nie przekracza 13%, najczęściej wynosi od 3 do 5%. W spoiwie piaskowców występują często minerały węglanowe (0,0–10,2%), wśród których wyróżniono kalcyt i dolomit. Siarczany są reprezentowane niemal wyłącznie przez anhydryt (0,0–24,0% obj., zwykle poniżej 10%), miejscami obserwowano także baryt. Kwarc autigeniczny występuje powszechnie, lecz jego udział nie przekracza 6% obj. (fig. 51).

Wśród autigenicznych minerałów ilastych najczęściej obserwowano illit. Zdaniem Biernackiej i in. (2006a) zawartość illitu w piaskowcach wynosi od <3% do 7%, średnio 2,2% obj. Nieco rzadziej występuje chloryt, a kaolinit pojawia się tylko miejscami, zwłaszcza w otworach położonych na SE od wyniesienia wolsztyńskiego (Czerwonka i in., 1992, Maliszewska i in., 2003b; Biernacka i in., 2006a). Weihe (1997) oprócz wymienionych minerałów ilastych udoku-



**Fig. 51. Urozmaicony skład mineralny spoiwa w piaskowcu; obraz SEM; otwór wiertniczy Rokietnica 2, głęb. 3549,1 m**

Qa – kwarc autigeniczny, Do – dolomit, Chl – chloryt

Varied mineral composition of the cement in sandstone; SEM image; Rokietnica 2 borehole, depth 3549.1 m

Qa – authigenic quartz, Do – dolomite, Chl – chlorite

mentował obecność minerału mieszanopakietowego illit/chloryt.

Prześlędzono występowanie minerałów autigenicznych w spoiwach piaskowców eolicznych pochodzących z poszczególnych, wyróżnionych przez Kiersnowskiego facji depozycyjnych. Dotychczas nie dostrzeżono tego rodzaju zależności. Wydaje się, że skład mineralny cementów ortochemicznych w piaskowcach jest związany z pierwotnym składem mineralnym szkieletu ziarnowego i z przebiegiem procesów diagenetycznych.

Większość piaskowców eolicznych wykazuje dobre właściwości zbiornikowe. Ich porowatość często przekracza 10% obj., dochodząc do 30% obj. (Bojarska i in., 1981; Darlak i in., 1996, 1998; Muszyński, 1998; Gliniak i in., 1999; Aksamitowska, 2004; Maliszewska i in., 2008; Kuberska i in., 2008; Buniak i in., 2009).

Zdolności filtracyjne piaskowców są najczęściej słabe (Such, Leśniak, 2009). Przepuszczalność zwykle jest niższa niż 10 mD, miejscami wykazuje wartości ok. 100 mD. Najwyższą przepuszczalność wykazują warstwy szczelinowate. Zależności między porowatością i przepuszczalnością piaskowców z różnych facji depozycyjnych niezwykle szczegółowo rozpatrzyła w rozprawie doktorskiej Aksamitowska (2004).

Piaskowce plai jeziornej rozciągają się głównie na obszarze basenu polskiego czerwonego spągowca (m.in. w otworach Piła IG 1, Czaplonek IG 1 i 2, Szubin IG 1), przechodząc w kierunku południowo-zachodnim w utwory plai marginalnej (m.in. w otworach Objezierze IG 1 i Gołeczewo 1). Były one badane przez Ekiert (1977, 1980), Szymkowiaka (1988), Muszyńskiego (1992), Maliszewską i in. (1998) oraz Kuberską (1994, 1996, 2001, 2004).

Piaskowce plai odznaczają się barwą czerwonobrunatną lub szaroróżową. Są to skały drobno uziarnione, na ogół o dobrym wyselekcjonowaniu materiału detrytycznego i o słabym jego wysortowaniu. Stwierdzono wśród nich mikrolitofacje arenitów i wak kwarcowych oraz rzadziej występujące odmiany arenitów i wak subarkozowych oraz sublitycznych (fig. 52). Piaskowce plai często są przewarstwione mułowcami i iłowcami lub tworzą cienkie wkładki w obrębie osadów drobnoklastycznych.

Arenity badane w otworach strefy Moracz–Bydgoszcz–Byczyna (plaja jeziorna) zawierają od ok. 40 do 73% obj. ziarn kwarcu, a waki – od ok. 30 do 44% obj. tego składnika. Ziarna kwarcu najczęściej są monokrystaliczne, ostrokrawędziste. Udział skaleni potasowych i kwaśnych plagioklazów nie przekracza łącznie 14% obj. Łyszczki są reprezentowane głównie przez muskowitz (do 1,5% obj.). Wśród litoklastów (2–18% obj.) obserwowano okruchy należące do piaskowców, mułowców, iłowców (tabl. IX: B), wapieni i kwaśnych skał wylewnych, natomiast klasty skał granitoidowych występowały sporadycznie. Materiał detrytyczny jest spojony ilastożelazistym matriksem, współwystępującym z cementami: kalcytem, dolomitem, anhydrytem i kwarcem autigenicznym. Miejscami obserwuje się agregaty autigenicznych minerałów ilastych: chlorytu, kaolinitu i illitu. Piaskowce plai często zawierają drobne nodule anhydrytowe



i kalcytowe. W otworze Bydgoszcz IG 1 Kuberska (2004) dostrzegła w piaskowcach tabliczki barytu i gipsu.

Piaskowce utworzone w warunkach plai marginalnej, wyróżnione przez Kiersnowskiego (1998), m.in. w strefie Objezierze–Obrzycko są bardzo podobne do piaskowców plai jeziornej z centralnej części basenu polskiego. Występują tu głównie arenity subarkozowe o zawartości od 53 do 66% ziarn kwarcu, od 9 do 12% obj. ziarn skaleni oraz od 4 do 6% obj. litoklastów, należących do kwaśnych skał wylewnych. W spoiwie obserwuje się ilasto-żelazisty matriks (5–11% obj.), minerały węglanowe (8–20% obj.), anhydryt i kwarc autigeniczny (do 15% obj.).

Piaskowce utworzone w środowiskach plai wykazują bardzo niską porowatość (do 3% obj.) i brak przepuszczalności (Darłak i in., 1998; Maliszewska i in., 2008).

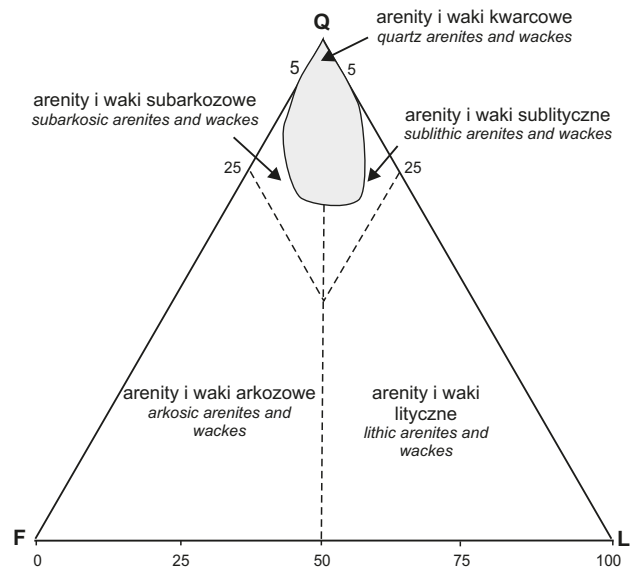
W niektórych otworach wiertniczych na monoklinie przedsudeckiej (np. Komorze 1, Mężyk 1, Miłostaw 1, Pniewy 1, Strykowo 6, Września IG 1, Zakrzyn IG 1, Żabno 2) Kiersnowski (1998) wyróżnił warstwy piaskowców międzywymowej asocjacji wilgotnej i mokrej. To osady utworzone w eolicznym systemie depozycyjnym, przypominające utwory jeziornej plai marginalnej. Piaskowce te są reprezentowane przez skały drobno- lub bardzo drobnoziarniste, niekiedy z laminami brunatnych iłowców mułowcowych. Stwierdzono wśród nich arenity kwarcowe i subarkozowe oraz waki kwarcowe.

Głównym składnikiem materiału detrytycznego jest kwarc (51–80% obj.). Jego ziarna odznaczają się brakiem obróbki mechanicznej, badane w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach brunatnych lub niebieskawych. Ziarna skaleni (2–12% obj.) są reprezentowane przez niebiesko świecące w CL skalenie potasowe i zielono świecące plagioklasy. Litoklasty (1–13% obj.) są reprezentowane głównie przez okruchy kwaśnych skał wylewnych; okruchy piaskowców, łupków krystalicznych kwarcowo-mikowych i granitoidów występują akcesorycznie. W nikłych ilościach (0–4% obj.) łącznie występują blaszki muskowitu oraz ziarna minerałów ciężkich (tlenki żelaza, cyrkon, turmalin, rutil).

Udział matriksu waha się od 3 do 20% obj. (tabl. IX: C) minerałów węglanowych – od 0 do 15% obj., podrzędnie obserwuje się anhydryt (do 4% obj.) i kwarc autigeniczny (do 6% obj.).

Opisane piaskowce wykazały zróżnicowaną porowatość (1,86–11,59%) i przepuszczalność (0,00–56,8 mD, Darłak i in., 1996; Maliszewska i in., 2008).

Piaskowce płytkiego morza występują tylko w niektórych profilach na pograniczu dolnego i górnego permu, gdzie na ogół tworzą pakiety o niewielkiej miąższości (Krasoń, Grodzicki, 1964; Nemeč, Porębski, 1977, 1981; Nemeč i in., 1978; Muszyński, 1992; Karnkowski, 1986; Kiersnowski, 1998; Aksamitowska, 2004). Skały te, opisywane jako biały lub szary spągowiec, najczęściej odznaczają się zabarwieniem jasnoszarym lub jasnobezowym, rzadziej szaroróżowym. Najlepiej zostały poznane w południowej części monokliny przedsudeckiej, szczególnie na obszarze, gdzie występują złoża miedzi (Michalik, 2001). Są to zwykle piaskowce drobnoziarniste o nierównomiernym wysortowaniu materiału detrytycznego i częściowym obtoczeniu ziarn.

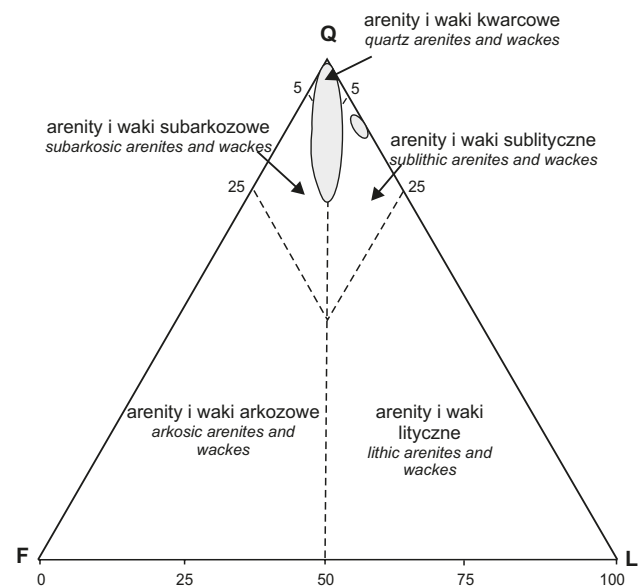


**Fig. 52. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców plai marginalnej i jeziornej w diagramie QFL w klasyfikacji Pettijohna i in. (1972)**

Q – ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, L – okruchy skał

Mineral composition of the grain framework of marginal and lake playa sandstones in the QFL diagram according to the classification of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz grains, F – feldspars, L – rock fragments



**Fig. 53. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców płytkiego morza w diagramie QFL w klasyfikacji Pettijohna i in. (1972)**

Q – ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, L – okruchy skał

Mineral composition of the grain framework of shallow-marine sandstones in the QFL diagram according to the classification of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz grains, F – feldspars, L – rock fragments

Przytoczone poniżej wyniki analiz planimetrycznych obejmują próbki arenitów kwarcowych z otworów Florentyna IG 2, Zbarzewo 1 i Komorze 1 (tabl. IX: D), arenitów subarkozowych z otworów Komorze 1, Mężyk 1 i Swadzim 1 oraz próbki arenitów sublitycznych z otworów Kalisz IG 1 i Zakrzyn IG 1 (fig. 53; Maliszewska i in., 2008).

W szkielecie ziarnowym piaskowców głównym składnikiem jest kwarc (57–84% obj.), przy czym ziarna monokrystaliczne znacznie przeważają nad polikrystalicznymi. Liczne ziarna mają cienkie obwódki ilasto-żelaziste. Skalenie (0–12%) są reprezentowane przez mikroklin, niezblizniony skałen potasowy i kwaśne plagioklasy. Litoklasty (1–10% obj.) należą zwykle do kwaśnych skał wulkanicznych, akcesorycznie obserwowano okruchy kwarcowo-łyszczykowych łupków krystalicznych, granitoidów, piaskowców i wapieni. Spoiwo piaskowców stanowi ilasto-mułkowy matriks (8–12% obj.), na ogół nie zawierający wodorotlenków żelaza. Występują tu również: kalcyt (0–15% obj.), dolomit (1–12% obj.), anhydryt (0–6% obj.), baryt (0–4% obj.), kwarc autigeniczny (0–5%) oraz włóknisty illit. Opisane piaskowce wykazały porowatość w granicach od 0,47 do 16,10% i przepuszczalność od 0 do 18,35 mD (Maliszewska, *op. cit.*).

### Litofacja mułowcowa

Skały tej litofacji obserwuje się w utworach wszystkich systemów depozycyjnych czerwonego spągowca górnego, różnią się one jednak sposobem rozprzestrzenienia i wykształcenia warstw. W obrębie utworów fluwialnych i eolicznych mułowce występują tylko miejscami tworząc najczęściej cienkie warstwy lub laminy, natomiast pospolite są wśród utworów plał, szczególnie w polskim basenie czerwonego spągowca (m.in. w otworach Czaplina IG 1 i 2, Szubin IG 1, Piła IG 1, fig. 54). Mułowce są skałami barwy brązowej, szarobrunatnej lub wiśniowej, bogatymi w pył, minerały ilaste i wodorotlenki żelaza. Odnaczają się strukturą aleurytową (tabl. IX: E) lub aleurytowo-pelitową, teksturą bezładną lub kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem łuseczek łyszczyków, bądź lamin bogatszych w związki żelaza. Rozmieszczenie składników najczęściej jest nierównomierne: występują tu przerosty, smugi i laminy ilaste. Obserwuje się tu również materiał detrytyczny z frakcji piaszczystej.

Głównymi składnikami mułowców są bardzo drobne, ostrokrawędziste ziarna kwarcu. W niewielkich ilościach pojawiają się ziarna skaleni, okruchy skalne i blaszki łyszczyków. W zasadzie mułowce stanowią osady kwarcowe, lecz w otworze Szubin IG 1 w obrębie mułowców piaszczystych Ekiert (1977) notuje także występowanie odmian subarkozowych i sublitycznych. Wśród minerałów ilastych stwierdzono illit i chloryt. Występują tu również węglany i siarczany, często tworząc drobne nodule o strukturze drobnokrystalicznej. Mułowce najczęściej odznaczają się bardzo niską porowatością i brakiem przepuszczalności.

### Litofacja iłowcowa

Iłowce odznaczają się najczęściej barwą brązową lub wiśniową, niekiedy obserwowano skały o zabarwieniu szarym lub szarozielonkawym (otwór Szubin IG 1; Ekiert, 1977). Najpospoliej i w mięszszych warstwach występują w obrębie utworów plał jeziornej, a wśród osadów fluwialnych i eolicznych tworzą zwykle cienkie wkładki lub laminy. Najczęściej są to mułowce lub piaszczyste iłowce, odznaczające się strukturą pelitowo-aleurytową i teksturą równoległą. Warstwowanie ich często bywa zaburzone, mierzwiaste, faliste lub soczewkowe. Miejscami są widoczne szczeliny z wysychania lub dajki piaszczyste oraz struktury powstałe w wyniku zaburzeń gęstościowych. Masę podstawową iłowców stanowią łuseczki minerałów ilastych, wśród których stwierdzono illit i chloryt. W iłowcach z otworów Czarne 1–5 Protas (1990) dodatkowo stwierdził obecność minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt, z kolei w iłowcach z otworu Czarne 3 Kuberska (2001) udokumentowała obecność kaolinitu. W masie ilastej tkwią liczne ziarna pyłu kwarcowego (tabl. IX: F), podrzędnie występują ziarna skaleni i blaszki łyszczyków. Ciemna barwa iłowców jest efektem silnej ich impregnacji brązowymi wodorotlenkami żelaza i hematytem. Materiał detrytyczny jest tu na ogół rozmieszczony nierównomiernie, w postaci smug i gniazd. Opiswane iłowce zawierają często drobne kryształy węglanów (głównie kalcytu) i siarczanów. Często występują w nich nodule anhydrytowe lub kalcytowe, a drobne spękania bywają wypełnione kalcytem lub anhydrytem.

Iłowce zazwyczaj są skałami zwięzłymi (o porowatości bliskiej zera) i nieprzepuszczalnymi.

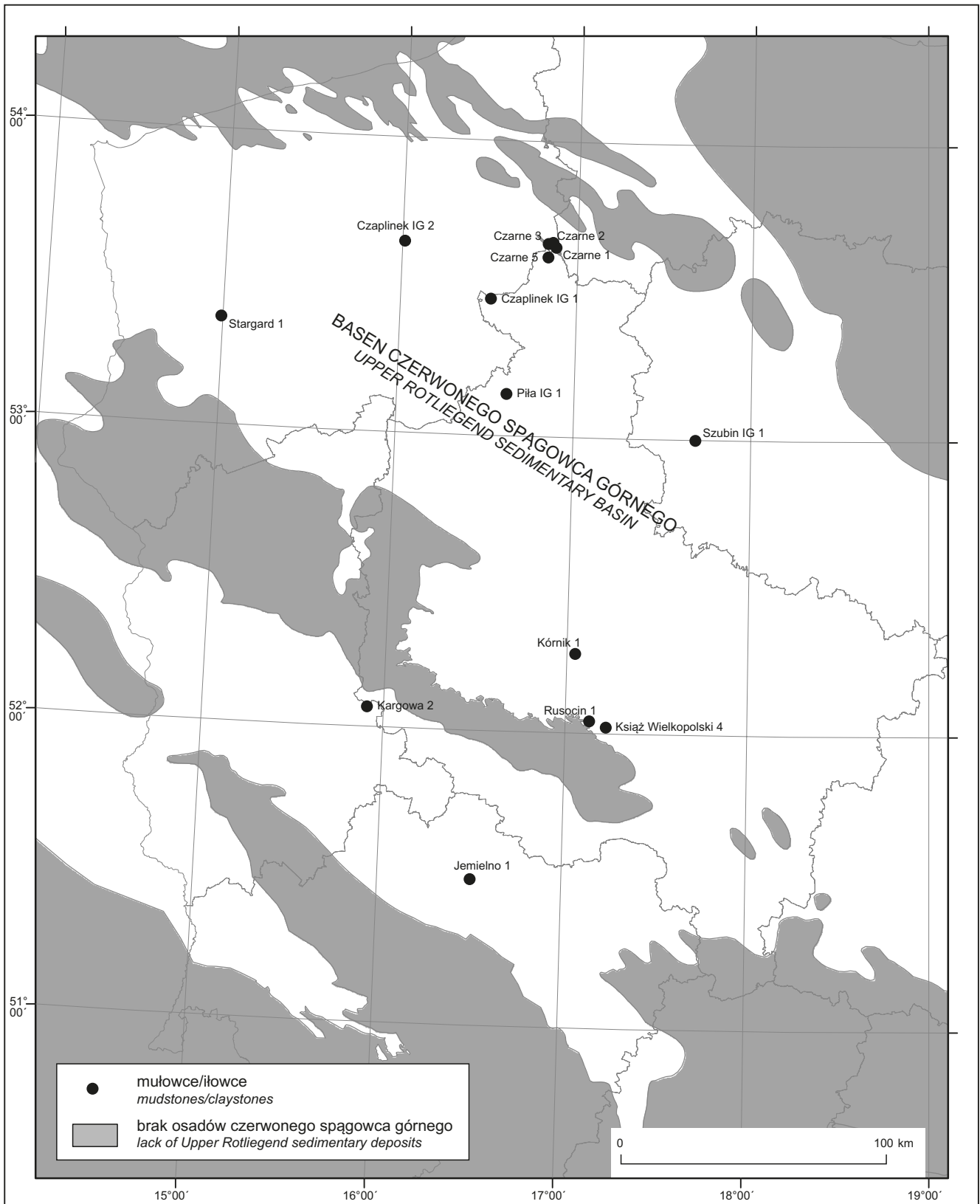
### CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA

#### Skład chemiczny piaskowców

Pełne analizy chemiczne kilkudziesięciu próbek piaskowców czerwonego spągowca z południowej części monokliny przedsudeckiej były wykonywane w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku (Plewa, 1972, 1976; Grabowska-Olszewska i in., 1974). Dotyczyły one próbek piaskowców określaných jako kwarcowe lub szarogłazowe o zróżnicowanym składzie mineralnym szkieletu ziarnowego oraz spoiwa. W badanych próbkach Ryka i Rygiel (1987) cytują następujący skład chemiczny skał (w % wag.):

SiO <sub>2</sub>	61,43–88,70	MgO	śląd–2,14
TiO <sub>2</sub>	0,11–0,71	CaO	0,69–11,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89–10,97	Na <sub>2</sub> O	0,10–2,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21–3,13	K <sub>2</sub> O	0,90–3,79
FeO	0,09–0,46	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06–0,60
MnO	0,01–0,08	Strata praż.	2,37–10,80

W pracy Plewy (1976) znajdujemy również zestawienie maksymalnych, średnich i mineralnych wartości składników



**Fig. 54. Lokalizacja otworów, z których pochodzą mułowce omawiane w niniejszej pracy, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca**

The localisation of boreholes penetrating mudstones considered in the present study, on the background outline of Rotliegend sedimentary basin

głównych – SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO i CaO, wyliczonych dla sześciu odmian piaskowców (słabo i silnie ilastych, marglistych i wapienistych) oraz dla mułowcowo-piaszczystego łożowca. Zmienny udział składników chemicznych wiąże się ze zmiennym udziałem ziarn kwarcu, skaleni i litoklastów, a zwłaszcza ze zróżnicowaną zawartością spoiwa węglanowego i anhydrytowego.

Skład chemiczny wybranych próbek piaskowców eolicznych z obszaru monokliny przedsudeckiej zestawiono w **tabeli 7** (Maliszewska i in., 2003b). Udział oznaczonych składników kształtuje się tu następująco (w % wag.):

SiO <sub>2</sub>	79,98–90,07	MgO	0,22–1,85
TiO <sub>2</sub>	0,05–0,39	CaO	0,41–2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13–5,96	Na <sub>2</sub> O	0,19–1,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37–2,32	K <sub>2</sub> O	1,13–1,96
	wyjątkowo 8,42		
FeO	0,007–0,064	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0022–0,083
MnO	0,01–0,08	Strata praż.	1,52–4,43

Jako Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oznaczono żelazo całkowite. Wysoka jego zawartość (8,42% wag.) w próbce z otworu Żabno 2 jest efektem epigenetycznej impregnacji piaskowca hematytem.

**Tabela 7** zawiera również wyniki oznaczeń pierwiastków śladowych w analizowanych próbkach. Wśród pierwiastków ziem rzadkich dostrzega się tu wyraźną przewagę pierwiastków lekkich (LREE) nad ciężkimi (HREE).

Wyniki analiz chemicznych różnorodnych skał białego spągowca z południowej części monokliny przedsudeckiej (m.in. licznych próbek piaskowców) zestawili Michalik (2001). Porównując dane prezentowane w **tabeli 4** (Michalik, *op. cit.*) można stwierdzić, że piaskowce białego spągowca zawierają więcej REE niż piaskowce czerwonego spągowca z **tabeli 7**, natomiast są uboższe w Co, Sr i Th.

### Wyniki oznaczeń izotopowych w cementach węglanowych i siarczanowych

**Kalcyt.** Wśród cementów kalcytowych obecnych w skałach czerwonego spągowca zachodniej części Polski wyróżniono dwie główne odmiany: starszą – tzw. „czysty” kalcyt, nie świecący w CL i młodszą – kalcyt manganowy o luminescencji w barwach żółtopomarańczowych. Ten ostatni zawiera często drobne domieszki żelaza, jest znacznie pospolitszy od kalcytu, który nie zawiera Mn i Fe. Wyniki oznaczeń trwałych izotopów tlenu i węgla w próbkach piaskowców, zawierających Mn-kalcyt, zawarto w **tabeli 8**. Zostały one uzyskane w Instytucie Fizyki UMCS w Lublinie przez Hałasa za pomocą zmodyfikowanego spektrometru mas MI 1305 (Hałas, 1979). Próbki piaskowców, wybrane do wymienionych oznaczeń nie zawierały „czystego” kalcytu i dolomitu lub zawierały tylko znikome ilości tych minerałów.

Udział δ<sup>18</sup>O<sub>PDB</sub> w badanych próbkach waha się w granicach od –11,34 do –0,48‰, co odpowiada wartościom od 19,17 do 30,27‰<sub>SMOW</sub> (Kuberska, 2004; Maliszewska i in., 2008).

Dane uzyskane wcześniej dla 12 próbek z ośmiu otworów na Pomorzu Zachodnim (Bydgoszcz IG 1, Czarne 1, Liszka 1, Okonek 1, Solec 1, Unisław IG 1, Wilcze IG 1, Złotów 2, **fig. 55**) przez Kuberską (2004) zostały wykorzystane do wyliczenia temperatur Mn-kalcytu w zależności od przyjętych wartości δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub> wody, z których krystalizował ten minerał. Wartości te obliczono zgodnie ze wzorem podanym przez Epsteina i in. (1953):

$$t [^{\circ}\text{C}] = 16,5 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_{\text{K}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}}) + 0,14 (\delta^{18}\text{O}_{\text{K}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}})^2$$

gdzie:

δ<sup>18</sup>O<sub>K</sub> – wartości oznaczone laboratoryjnie dla kalcytu w jednostkach PDB;

δ<sup>18</sup>O<sub>W</sub> – wartości przyjmowane dla wody w jednostkach SMOW.

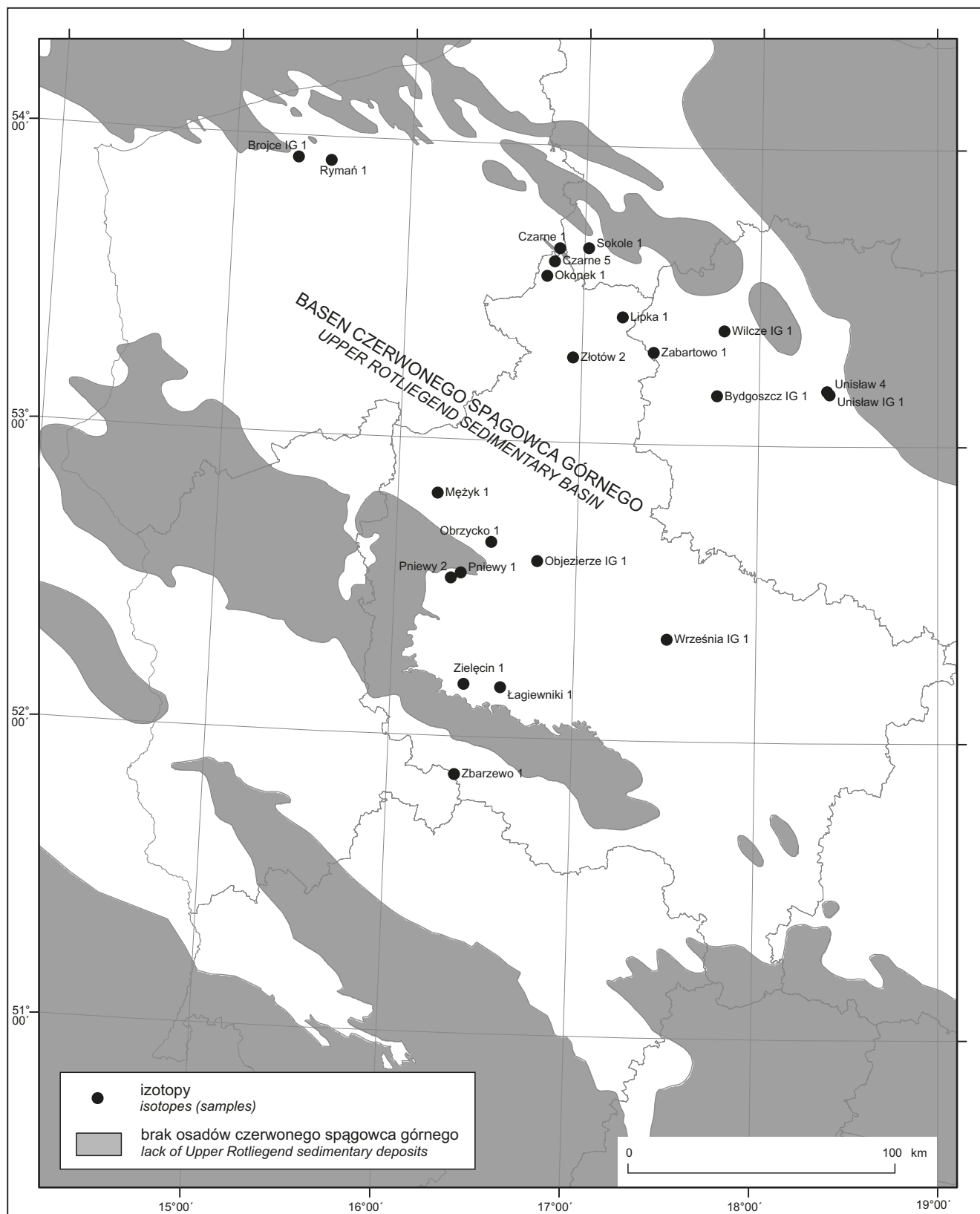
Jak wiadomo zróżnicowanie składu izotopowego wód porowych w osadach zależy od wielu czynników, jak klimat (Harwood, Coleman, 1983; Platt, 1991; Gaupp i in., 1993), od głębokości występowania, stopnia zmineralizowania i stopnia wymieszania wód pochodzenia opadowego i morskiego (Dowgiałło, 1976). Skład wód porowych w osadach czerwonego spągowca zapewne ulegał modyfikacji wraz ze wzrostem ich pogrzebienia oraz wskutek postępującej ich infiltracji wodami morza cechsztyńskiego (Kuberska, 2004). Wartość δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub> wód porowych mogła wtedy ulegać wzbogaceniu w izotop <sup>18</sup>O. Wartość δ<sup>18</sup>O dla wód meteorycznych w warunkach kontynentalnego środowiska suchego przeciętnie mogła wynosić ok. –5‰<sub>SMOW</sub> (Harwood, Coleman, 1983), jednak przyjmowane są także wartości od –10‰ do –2‰<sub>SMOW</sub> (Platt, 1991 *vide* Gaupp i in., 1993). Kuberska (2004) wyraziła pogląd, że temperatury krystalizacji wyliczone dla Mn-kalcytu z wymienionych wyżej otworów na Pomorzu Zachodnim wahały się w granicach od kilku do prawie 43°C, lecz mogły też osiągnąć, a nawet nieco przekroczyć wartość 70°C.

Udało się także uzyskać wyniki oznaczeń δ<sup>18</sup>O<sub>PDB</sub> i δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> z osobników kalcytu, który nie zawiera Mn i Fe (Kuberska, 2004). Oznaczenia te metodą punktowej analizy laserowej wykonał T. Durakiewicz w laboratorium izotopowym University of New Mexico, Department of Earth and Planetary Sciences w Albuquerque w USA. Badania objęły 20 próbek (czy też kryształów) kalcytu, które w analizie katodoluminescencyjnej nie wykazały świecenia wywołanego obecnością aktywatorów, szczególnie manganu. Wyniki oznaczeń przedstawiono w **tabeli 9**.

Wartość δ<sup>18</sup>O‰ waha się tu od –7,78 do –1,18‰<sub>PDB</sub>, najczęściej od –3,88 do –2,34‰, natomiast wartość δ<sup>13</sup>C od –2,32 do 2,51‰<sub>PDB</sub>. Wyliczone przez Kuberską (2004) temperatury wody krystalizacyjnej dla „czystego” kalcytu wahały się prawdopodobnie od ok. 3 do ok. 30°C.

W **tabeli 8**, oprócz wyników oznaczeń izotopów tlenu i węgla w Mn-kalcycie uzyskanych dla pracy Kuberskiej (2004) ze skał strefy Bydgoszcz–Szczecinek, przedstawiono wyniki tych samych oznaczeń uzyskanych przez Hałasa dla próbek piaskowców z Mn-kalcytem z innych wybranych otworów na Pomorzu Zachodnim oraz z obszaru monokliny przedsudeckiej. Wartość δ<sup>18</sup>O łącznie dla wymienionych próbek waha się w granicach od –11,34 do –0,48‰<sub>PDB</sub>.

Dla 10 próbek piaskowców z otworów Pniewy 1 i Mężyk 1 Kuberska ostatnio wyliczyła δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub> wód krystaliza-



**Fig. 55. Lokalizacja otworów, w których wykonano oznaczenia stosunków izotopowych węgla, tlenu i siarki w próbkach piaskowców, na tle zarysu zasięgu basenu osadowego czerwonego spągowca**

The localisation of boreholes where origine results of isotopic relations of carbon, oxigen and sulphur in sandstone samples, in the background outline Rotliegend sedimentary basin

## Zawartość pierwiastków głównych (% wag.)

Content of main (wt.%) and trace (ppm)

Otwór głęb. [m] Składnik	Gołuchów 2 3185,1	Komorze 2 3842,5	Kórnik 3 3796,4	Krajkowo 1 3042,5	Krzykosy 1A 3657,1	Kuźnica Grab. 1 2314,0	Miłosław 2 4169,2
SiO <sub>2</sub>	81,19	81,89	86,71	85,45	85,76	82,71	86,15
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,31	0,208	0,142	0,15	0,15	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	5,96	4,02	3,91	4,34	5,42	4,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	2,32	1,66	1,10	1,32	0,59	0,94
MnO	0,041	0,022	0,017	0,064	0,030	0,038	0,009
MgO	1,34	1,85	0,71	1,03	0,95	0,79	0,61
CaO	1,80	1,17	0,87	1,62	1,28	2,49	1,33
Na <sub>2</sub> O	0,98	0,64	0,86	0,68	0,65	0,19	0,68
K <sub>2</sub> O	1,65	1,74	1,39	1,26	1,29	1,13	1,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,060	0,065	0,041	0,034	0,58	0,060	0,049
Strata prażenia	4,34	2,84	2,41	3,12	2,53	3,70	2,33
Suma	99,46	99,59	101,29	100,57	99,15	98,15	99,07
CO <sub>2</sub>	1,69	1,34	1,17	2,00	1,36	1,80	0,37
SO <sub>3</sub>	0,49	0,25	0,14	0,35	0,40	1,64	1,13
La	5	4	5	6	4	7	2
Ce	10	9	9	9	7	14	5
Pr	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3
Nd	6	5	4	4	4	7	3
Sm	1	1	2	-1	2	2	1
Eu	0,3	0,3	0,4	-0,3	0,3	0,3	-0,3
Gd	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
Tb	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Dy	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Ho	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Er	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Tm	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Yb	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Lu	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
As	5	8	8	5	9	4	5
Ba	174	165	361	187	85	360	102
Cd	<3	3	<3	<3	3	<3	<3
Co	<3	9	4	<3	<3	<3	<3
Cr	30	105	16	12	8	41	7
Cu	7	10	26	16	14	6	8
Ga	6	6	4	4	4	5	4
Mo	3,7	5,4	3	3	4,0	2,9	3,4
Ni	10	22	10	7	7	6	7
Pb	8	4	17	13	23	<3	<3
Rb	57	56	45	44	40	42	46
Sc	2,2	2,3	2,0	1,8	1,8	1,6	1,3
Sr	169	49	161	78	53	174	107
Th	5	6	<3	<3	6	5	6
U	2,2	2,4	<2,0	<2,0	2,8	2,9	3,0
V	17	33	20	21	18	17	13
Y	3	3	3	3	3	3	2
Zn	32	16	40	30	21	5	13
Zr	179	304	192	126	97	95	101

Tabela 7

**i śladowych (ppm) w piaskowcach eolicznych**  
elements in aeolian sandstones

Radzewo 2 3170,3	Rokietnica 2 3596,2	Siekierki 4 3846,9	Sobiesęki 3 2963,0	Solec 8 3045,3	Swadzim 1 3476,1	Września IG 1 4653,5	Zakrzyn IG 1 4435,9	Żabno 2 3113,9
84,13	82,21	84,72	79,98	89,25	80,97	90,07	81,42	80,17
0,153	0,39	0,06	0,19	0,068	0,18	0,05	0,178	0,232
4,00	5,73	3,35	5,66	3,13	5,86	3,45	4,89	5,45
1,10	2,07	0,77	1,99	0,73	1,07	0,37	1,27	8,42
0,064	0,051	0,039	0,077	0,033	0,044	0,007	0,038	0,008
1,12	1,40	0,91	1,09	0,59	1,01	0,45	1,42	0,22
1,74	1,23	2,96	2,02	0,69	2,21	0,71	2,32	0,41
0,94	0,59	0,47	0,31	0,93	1,32	0,40	1,15	0,28
1,36	1,86	1,42	1,79	1,29	1,96	1,68	1,35	1,25
0,031	0,083	0,035	0,065	0,022	0,056	0,037	0,044	0,054
4,11	3,08	3,49	3,35	2,08	3,35	1,52	4,43	2,24
100,98	99,89	98,89	97,80	99,92	98,93	99,14	100,85	101,38
1,83	1,72	2,31	2,49	0,92	1,32	0,59	2,33	0,18
0,28	0,13	0,95	1,70	0,06	1,70	0,14	0,78	0,14
6	10	3	6	3	9	3	3	7
10	19	7	10	6	20	5	5	12
-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3
5	10	7	5	3	10	3	4	6
1	2	3	1	-1	2	1	1	1
-0,3	0,3	0,6	-0,3	-0,3	0,4	-0,3	0,3	0,3
-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	1	1	-1	-1	1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
-0,5	0,6	-0,5	-0,5	-0,5	0,5	-0,5	-0,5	-0,5
-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
5	8	5	6	<3	5	4	5	9
469	205	626	1457	501	321	125	951	96
3	3	6	4	5	4	4	4	<3
<3	<3	<3	<3	5	<3	<3	5	6
12	36	4	9	14	47	13	17	38
21	13	14	6	30	7	21	<5	12
4	6	3	5	<3	6	<3	4	5
3	6,3	3,5	2,5	3	4,8	3,3	3	3
9	17	7	9	7	6	3	8	8
14	16	4	<3	7	4	5	16	23
45	66	46	82	44	60	40	44	46
1,8	2,8	1,8	2,2	1,0	1,6	0,7	2,3	4,7
189	44	127	277	39	133	63	195	91
<3	7	4	3	<3	4	5	<3	8
<2,0	3,2	2,6	2,9	<2,0	3,0	2,8	<2	3,8
19	35	10	21	12	21	6	19	55
3	5	5	4	2	5	2	3	3
43	19	9	103	20	42	16	51	24
133	466	54	152	60	198	41	130	132

Tabela 8

## Wyniki oznaczeń stosunków izotopowych węgla i tlenu w Mn-kalcycie z piaskowców czerwonego spagowca górnego

Results of designations of isotopic relations of carbon and oxygen in Mn-calcite from Upper Rotliegend sandstones

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} [\text{‰}]$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} [\text{‰}]$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} [\text{‰}]$
Brojce IG 1	3618,1	-1,75	-5,72	24,96
Brojce IG 1	3621,5	-1,35	-6,62	24,04
Brojce IG 1	3628,5	-2,06	-4,82	25,89
Bydgoszcz IG 1	4253,7	-0,45	-7,25	23,39
Bydgoszcz IG 1	4255,5	-0,54	-8,06	23,81
Czarne 1	3804,0	0,53	-0,89	30,72
Czarne 1	3815,6	0,26	-1,02	30,85
Lipka 1	3751,1	-0,28	-5,55	26,34
Lipka 1	3873,4	0,59	-5,62	26,27
Łagiewniki IG 1	2671,7	1,22	-1,50	29,32
Mężyk 1	4299,8	-2,20	-7,32	23,32
Mężyk 1	4300,1	-3,05	-8,24	22,37
Mężyk 1	4317,5	-1,65	-0,48	30,27
Objezierze IG 1	4158,0	-2,04	-10,00	20,56
Objezierze IG 1	4182,5	-1,71	-10,47	20,07
Objezierze IG 1	4188,0	-2,23	-2,61	28,16
Obrzycko 1	4167,5	-2,46	-7,34	23,30
Okonek 1	3623,9	-0,78	-9,93	21,96
Okonek 1	3698,7	0,14	-5,39	26,50
Pniewy 1	3589,3	-1,87	-10,46	20,07
Pniewy 1	3592,9	-1,59	-9,91	20,64
Pniewy 1	3593,5	-2,38	-11,07	19,45
Pniewy 1	3597,9	-1,32	-10,04	20,51
Pniewy 1	3601,0	-3,60	-10,93	19,59
Pniewy 1	3603,8	-2,03	-10,45	20,08
Pniewy 1	3615,5	-1,66	-10,70	19,83
Pniewy 2	3513,7	-1,96	-10,10	20,45
Pniewy 2	3526,1	-1,01	-10,77	19,76
Pniewy 2	3574,2	-2,20	-11,34	19,17
Rymań 1	3295,0	-2,66	-6,96	23,68
Rymań 1	3298,0	-3,17	-6,79	23,86
Rymań 1	3299,0	-3,08	-7,61	23,01
Rymań 1	3300,8	-2,87	-7,04	23,60
Rymań 1	3303,5	-2,71	-7,34	23,29
Sokole 1	3948,5	0,48	-2,09	29,80
Unisław IG 1	4553,4	-0,11	-4,79	27,10
Wilcze IG 1	4696,6	0,79	-4,69	27,20
Wilcze IG 1	4702,7	0,22	-5,47	26,42
Wilcze IG 1	4744,2	2,20	-4,41	27,48
Zbarzewo 1	2075,9	-4,25	-6,23	24,44
Zielęcín 1	2761,0	-2,69	-9,61	20,95
Złotów 2	4695,0	0,05	-10,25	21,64



Tabela 9

**Wyniki oznaczeń stosunków izotopowych węgla i tlenu w „czystych” kalcytach metodą punktowej analizy laserowej (Kuberska, 2004)**

Results of designations of isotopic relations of carbon and oxygen in “pure” calcites by point method of laser analysis (Kuberska, 2004)

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Typ skały	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ [‰]
Lipka 1	4071,2	pa zc pl	-2,32	-6,79
Lipka 1	4071,2		0,63	-3,58
Lipka 1	4071,2		-1,17	-3,21
Lipka 1	4071,2		-2,30	-4,34
Okonek 1	3893,4	pa zc ol	-1,02	-7,78
Sokole 1	3999,8	or zc pl	1,00	-3,10
Sokole 1	3999,8		2,40	-1,40
Wilcze IG 1	4706,5	pa zc pl	1,25	-3,29
Wilcze IG 1	4706,5		0,22	-1,89
Wilcze IG 1	4706,5		1,98	-3,45
Wilcze IG 1	4706,5		1,02	-1,79
Wilcze IG 1	4706,5		0,11	-2,34
Wilcze IG 1	4706,5		0,89	-3,65
Wilcze IG 1	4706,5		2,51	-1,40
Wilcze IG 1	4728,8		ar l	2,38
Wilcze IG 1	4728,8	0,96		-1,18
Wilcze IG 1	4728,8	0,99		-5,75
Zabartowo 1	4253,1	or zc pl	0,55	-3,47
Zabartowo 1	4253,1		-2,04	-5,21
Zabartowo 1	4253,1		0,02	-3,88

pa zc pl – parazlepieniec polimiktyczny; or zc pl, ol – ortozlepieniec polimiktyczny, oligomiktyczny; ar l – arenit lityczny  
pa zc pl – polimictic paraconglomerate; or zc pl, ol – polimictic, oligomictic ortoconglomerate; ar l – lithic arenite

cyjnych Mn-kalcytu przy założeniu temperatury tego minerału 130°C uzyskanej w analizie inkluzji fluidalnych wykonanej przez Jarmołowicz-Szulc (Maliszewska i in., 2008). W tym celu jak poprzednio posłużyła się wzorem Epsteina i in. (1953). Wyliczone wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wód wahają się od +9,50 do +16,55‰<sub>SMOW</sub> (Mężyk 1) i od +4,79 do +5,99‰<sub>SMOW</sub> (Pniewy 1). Na podstawie wyników badań inkluzji wyliczono też hipotetyczne wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wód krystalizacyjnych kalcytu z otworu Brojce IG 1. Przy założeniu temperatury krystalizacji kalcytu 82°C wartość  $\delta^{18}\text{O}$  wód wyniosła od +4,29 do +6,15‰<sub>SMOW</sub>, a w przypadku przyjęcia temperatury 110°C (Jarmołowicz-Szulc, 2009) wartość  $\delta^{18}\text{O}$  wód może wynosić od +7,49 do +9,35‰<sub>SMOW</sub>. Uzyskane wyniki dotyczące składu izotopowego tlenu w wodach krystalizacyjnych kalcytu (sugerujące charakter wód morskich lub mieszanych, kontynentalno-morskich) są orientacyjne i wymagają kontynuowania analiz inkluzji fluidalnych. Wyniki te wskazują także na późne tworzenie się większości cementów kalcytowych w badanych osadach.

Z badań stosunków izotopów węgla ( $\delta^{13}\text{C}$ ) w kalcycie wynika, że ich wartości w badanych cementach piaskowców czerwonego spągowca na Pomorzu Zachodnim i monoklinie

przedsudeckiej zamykają się w przedziale od -3,60 do +2,51%. Podobne wartości  $\delta^{13}\text{C}$  (od -4,07 do +2,59‰<sub>PDB</sub>) w kalcycie z piaskowców białego spągowca w południowej części monokliny podaje Michalik (2001). Można więc sądzić, że  $\text{CO}_2$  w wodach krystalizujących kalcytu pochodził głównie z termicznego rozkładu skał węglanowych (Allan, Wiggins, 1993; Kuberska, 1999c, 2004), a jego związek z procesami fermentacyjnymi materii organicznej był mniej prawdopodobny.

Z kolei wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w kalcycie z piaskowców białego spągowca wahają się w granicach od -12,46 do +0,23‰<sub>PDB</sub> i od 18,02 do 31,10‰<sub>SMOW</sub> (Michalik, 2001). Z cytowanej pracy Michalika nie uwzględniono tu wymienionych w tabeli 5 wyników oznaczeń węgla i tlenu uzyskanych dla kalcytu występującego w kongrecjach *caliche*. Zdaniem Michalika (*op. cit.*) kalcytyzacja osadów białego spągowca była jednym z późniejszych procesów diagenetycznych, poprzedzonych krystalizacją minerałów autigenicznych, jak kwarc, kaolinit, illit i dolomit.

**Dolomit.** W tabeli 10 zamieszczono wyniki oznaczeń  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  w 10 próbkach piaskowców o cemencie dolomitowym. Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wahają się tu w granicach od -8,47 do

Tabela 10

## Wyniki oznaczeń stosunków izotopowych węgla i tlenu w dolomicie z piaskowców czerwonego spągowca górnego

Results of designations of isotopic relations of carbon and oxygen in dolomite from Upper Rotliegend sandstones

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ [‰]
Bydgoszcz IG 1	4253,7	-1,00	-5,28	26,61
Bydgoszcz IG 1	4255,5	-1,41	-4,89	27,00
Bydgoszcz IG 1	4632,9	-1,07	-7,40	24,49
Unisław IG 1	4553,4	1,88	-2,59	29,30
Unisław 4	4698,9	0,62	-1,58	30,31
Września IG 1	4024,8	-1,11	-5,17	25,53
Września IG 1	4043,6	0,48	-4,87	25,84
Września IG 1	4058,8	-0,55	-8,47	22,13
Września IG 1	4537,7	-2,89	-2,27	28,52
Zbarzewo 1	2081,4	-5,49	-8,45	22,15

-1,58‰<sub>PDB</sub>, a wartości  $\delta^{13}\text{C}$  od -5,49 do +0,62‰<sub>PDB</sub> (Kuberska, 1999c; Maliszewska i in., 2008).

W cemente dolomitowym piaskowca z otworu Bydgoszcz IG 1 oznaczono temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w granicach od 80,5 do 85,0°C. W oparciu o te wyniki wyliczono hipotetyczne wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej dolomitu zgodnie ze wzorem Friedmana i O'Neila (1977):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW wody}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB dolomitu}} - 3,2 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + 1,5$$

gdzie:

T – temperatura homogenizacji inkluzji fluidalnych w romboedrze dolomitu wyrażona w K.

Wyliczone wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody są bliskie 1‰, wobec czego temperatury krystalizacji dolomitu (zależnie od jego  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) mogły wynosić od 60 do ok. 100°C. Jednak zdaniem Kuberskiej (2001), po uwzględnieniu pracy Harwooda i Colemana (1983) oraz natury wód meteorycznych czerwonego spągowca (ok. -5‰<sub>PDB</sub>), bardziej prawdopodobne były nieco niższe temperatury krystalizacji dolomitu – od ok. 32 do 60°C.

Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  w analizowanych cementach dolomitowych (od -5,49 do +0,62‰<sub>PDB</sub>) sugerują nieorganiczne źródło CO<sub>2</sub> w wodach krystalizacyjnych, podobnie jak w cementach kalcytowych. Wartość  $\delta^{13}\text{C}$  ok. 5‰<sub>PDB</sub> podają Veizer i in. (1986) dla permskich wód morskich. Można więc sądzić, że wody porowe w piaskowcach czerwonego spągowca były zasolone, lecz częściowo mieszane ze słodkimi.

Cementy dolomitowe, badane w piaskowcach białego spągowca przez Michalika (2001), wykazały następujące wartości stosunków izotopowych węgla i tlenu:  $\delta^{13}\text{C}$  od -4,07 do +2,59‰<sub>PDB</sub>,  $\delta^{18}\text{O}$  od -11,30 do +3,48‰<sub>PDB</sub>,  $\delta^{18}\text{O}$  od 19,21 do 34,45‰<sub>SMOW</sub>.

Skład izotopowy minerałów węglanowych zdaniem Michalika (*op. cit.*) jest porównywalny ze składem kalcytu i dolomitu, znanym z osadów cechsztyńskich. Cecha ta odnosi się zwłaszcza do dolomitu występującego w utworach wapienia cechsztyńskiego. Z kolei wartości izotopów węgla

i tlenu w węglanach z piaskowców białego spągowca różnią się od wartości tych samych izotopów w węglanach obecnych w łupku miedzionośnym. W pracy Michalika (*op. cit.*) przeprowadzono korelację wyników badań izotopowych węglanów permskich na tle bogatej literatury, dotyczącej skał w Polsce, jak też z obszaru zachodniej Europy. Płynące stąd wnioski są istotne dla rozważań nad przebiegiem procesów diagenetycznych w osadach permskich.

**Minerały siarczanowe.** W osadach czerwonego spągowca na Pomorzu Zachodnim i na obszarze Wielkopolski głównym reprezentantem minerałów siarczanowych jest anhydryt, tworzący cementy porowe lub podstawowe w piaskowcach oraz nodule w skałach droбноziarnistych. Największe nagromadzenia tego minerału stwierdzono we wschodniej części basenu polskiego, wśród osadów plai jeziornej (Maliszewska, Kuberska, 2008). Gips i baryt pojawiają się tylko miejscami.

W czterech próbkach piaskowców zawierających cement anhydrytowy z otworów: Bydgoszcz IG 1, Czarne 5, Unisław IG 1, Unisław 4 (fig. 55) oznaczono stosunki izotopowe tlenu i siarki. Wartości te wahają się w następujących granicach:  $\delta^{18}\text{O}$  od 15,59 do 20,48‰<sub>SMOW</sub>,  $\delta^{34}\text{S}$  od 6,50 do 10,80‰<sub>CDT</sub> (Kuberska, 2004). Są one zbliżone do wartości podanych przez Holsera (1979) dla ewaporatów czerwonego spągowca pochodzenia kontynentalnego, z kolei różnią się od danych dotyczących składu izotopowego siarczanów cechsztyńskich badanych przez Pilota i in. (1972), Claypola i in. (1980), Kramma i Wedepohla (1991). Kuberska (2004) wykorzystwała wzór podany przez Chiba i in. (*vide* Sullivan i in., 1994) dla wyliczenia hipotetycznej temperatury krystalizacji anhydrytu. Równanie to wygląda następująco:

$$(\delta_a - \delta_b) = 3,21 \cdot 10^6 (T^{-2}) - 4,72$$

gdzie:

$\delta_a$  – wartość stosunku izotopowego tlenu w anhydrycie w jednostkach SMOW,

$\delta_b$  – wartość stosunku izotopowego tlenu wody porowej w jednostkach SMOW,

T – temperatura krystalizacji anhydrytu wyrażona w K.

Zdaniem Kuberskiej (*op. cit.*) temperatura krystalizacji badanego anhydrytu wahała się w granicach od 53°C (wody meteoryczne) do ok. 115°C (wody kontynentalno-morskie). Wyniki badań wskazują na co najmniej dwa etapy tworzenia się anhydrytu: wcześniejszego, z ewaporatowych zbiorników plai i późniejszego, na skutek infiltracji osadów czerwonego spągowca wodami morza cechsztyńskiego.

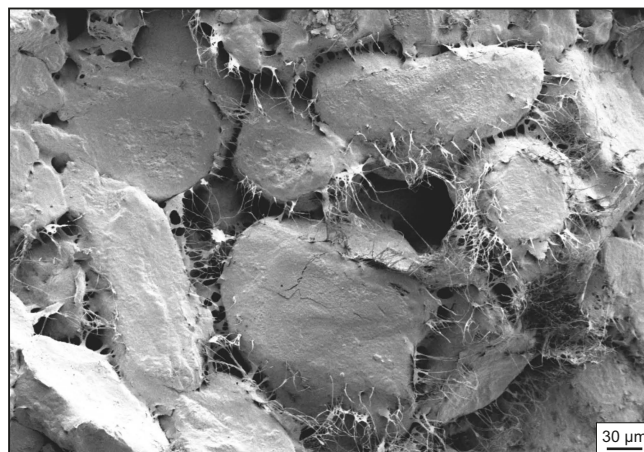
Cementy siarczanowe złożone z gipsu i anhydrytu były częściej badane w południowej części monokliny przedsudeckiej, w osadach białego spągowca (Michalik, 2001). W odniesieniu do osadów piaskowcowych, wyniki oznaczeń kształtują się następująco:  $\delta^{18}\text{O}$  od 0,10 do 10,97‰<sub>SMOW</sub>,  $\delta^{34}\text{S}$  od 3,85 do 9,18‰<sub>CDT</sub>.

Michalik (*op. cit.*) opierając się na pracy Kheraki i Thordsena (1992) jest zdania, że analizowane siarczany mogły krystalizować z wód o wartościach od -30 do -24‰<sub>SMOW</sub> w temperaturach od ok. 60 do 90°C. Siarka (przynajmniej miejscami) mogła pochodzić z przeobrażania pirytu we wczesnej diagenecie. Istotne znaczenie miało morfologiczne zróżnicowanie terenu, szczególnie na obszarach wydmowych, działanie opadów oraz bliskość basenów plai. Nie wykluczone, że krystalizacja siarczanów z wód kontynentalnych i o składzie mieszanym mogła następować w czasie diagenety osadów wielokrotnie.

#### Wiek K-Ar diagenetycznego illitu

W skałach z europejskich prowincji gazonośnych od lat prowadzi się badania minerału ilastego – illitu, którego wzrost, a następnie intensywny rozwój w czasie diagenety, prowadzi do ograniczenia, a nawet do całkowitego zredukowania zdolności filtracyjnych osadów. Początek krystalizacji illitu, oznaczony metodami izotopowymi K-Ar lub Ar-Ar, uznawany jest za wiek ograniczenia przepuszczalności skał. Przyczyną tego ograniczenia jest zdolność diagenetycznego illitu do krystalizacji w postaci cienkich włókien (fig. 56) i tworzenia w przestrzeniach międzyziarnowych skał mikrostruktur przypominających sieć. Skały zawierające diagenetyczny illit mogą wykazywać znaczną porowatość, której towarzyszy przepuszczalność bliska zera. Tego rodzaju cechy wykazują m.in. piaskowce gazonośne formacji Lemanu przy wschodnim wybrzeżu Anglii (Ziegler i in., 1994). Do czasu wykrystalizowania illitu skały te mogły być drożne dla krążących roztworów porowych, w tym węglowodorów płynnych i gazowych.

W prowincjach gazonośnych na obszarze Niemiec osady czerwonego spągowca występują przeciętnie na głębokości od 3 do 5 km, osiągając miąższość od 200 do 800 m (Platt, 1993). Wiek K-Ar wzrostu illitu określano tu na ok. 190 mln lat (Platt, *op. cit.*), 180–200 mln lat (Gaupp i in., 1993) lub 160–200 mln lat (Büker, Mäder, 1997). Zdaniem Zwiggmanna i in. (1998) w północno-zachodniej części Niemiec wiek illitu jest nieco inny w obrębie skał ze struktur zrębowych (180–210 mln lat) i z rowów tektonicznych (155–190 mln lat). Zależność tę dostrzegli wcześniej Clauer i in. (1996).



**Fig. 56. Porowaty piaskowiec eoliczny o niskiej przepuszczalności, spowodowanej wzrostem włóknistego illitu; obraz SEM; otwór wiertniczy Kórnik 2, głęb. 3532,5 m**

Porous aeolian sandstone with low permeability caused by fibrous illite growth; SEM image; Kórnik 2 borehole, depth 3532.5 m

W skałach czerwonego spągowca w południowej części Morza Północnego występuje illit, którego wiek K-Ar waha się w granicach: 39–178 mln lat (Lee i in., 1989), średnio ok. 158 mln lat (Robinson i in., 1993), 150–170 mln lat (Turner i in., 1993) lub 160–190 mln lat (Ziegler i in., 1994). Większość dat wskazuje na jurę, zwłaszcza środkową i późną, niektóre – na wczesną kredę. Cytowani autorzy wyrażali pogląd, iż do diagenetycznej krystalizacji illitu w osadach czerwonego spągowca przyczyniły się ruchy tektoniczne orogenezy kimeryjskiej, umożliwiające przepływ roztworów formacyjnych wzdłuż uskoku i szczeliny.

Badania wieku krystalizacji illitu w piaskowcach permu dolnego południowej części monokliny przedsudeckiej rozpoczął Michalik (1993, 1995b, 1996, 1997), koncentrując się szczególnie na illicie z piaskowców białego spągowca (Michalik i in., 2000; Michalik, 2001). Wiek K-Ar illitu zamyka się tu w granicach 158,8–186,2 mln lat. W latach 1997–2007 uzyskano daty wzrostu illitu w piaskowcach czerwonego spągowca z 12 otworów wiertniczych, usytuowanych na monoklinie przedsudeckiej i Pomorza Zachodnim (Maliszewska, 1997 b; Maliszewska, Kuberska, 2009). Wyniki oznaczeń K-Ar dla illitu z frakcji <0,2μm wahają się od 113,6 mln do 187,1 mln lat. Podobne wyniki oznaczeń wieku illitu z zachodniej części Niżu Polskiego uzyskali Protas i in. (2006) oraz Biernacka (2015). Odnoszą się one głównie do wczesnej i środkowej jury, obejmują także trias.

Dla wyodrębnionych frakcji pelitycznych <0,2μm i <0,3μm z sześciu próbek piaskowców (z otworów: Florentyna IG 2, Karsk 1, Objezierze IG 1, Pniewy 1, Środa IG3, Września IG 1) wykonano oznaczenia  $\delta^{18}\text{O}$  w illicie. Wyniki oznaczeń podał Fallick z Isotope Geoscience Unit, Scottish Universities Research and Reactor Centre w East Kilbride k. Glasgow za pośrednictwem firmy GeoAnaliza. Wyniki te mieszczą się w bardzo wąskim przedziale – od 15,1 do 15,9‰<sub>SMOW</sub> są zbliżone do wyników, które uzyskali Robin-

son i in. (1993) dla illitu z piaskowców obszaru Village Field w Morzu Północnym – od 14,1 do 17,8‰<sub>SMOW</sub>, średnio ok. 16‰. Wyliczono, że hipotetyczne wartości temperatur wód krystalizacyjnych illitu z próbek piaskowców z monokliny przedsudeckiej wahały się od 125 do 173°C, a wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wody wynosiły prawdopodobnie od 4,3 do 7,5‰<sub>SMOW</sub> (Maliszewska, Kuberska, 2009).

Wydaje się więc, że roztwory porowe, z których krystalizował illit były genetycznie związane z descendującymi wodami morza cechszyńskiego. Pogląd ten wyraził Michalik (1996) w odniesieniu do illitu z utworów białego spągowca, choć w jego opinii temperatury krystalizacji tego minerału mieściły się w granicach od 100 do 120°C. Dowodem takiego związku jest obecność chloru, wykrywanego często w illicie za pomocą mikrosondy (Michalik, *op. cit.*; Maliszewska, Kuberska, 2009). Przegląd wyników oznaczeń wieku illitu oraz stosunków izotopowych tlenu w tym mineralu z piaskowców permu dolnego w zachodniej Europie znajdujemy w pracy Michalika (2001). Wyniki te prowadzą do wniosku, że mezodiagenetyczna krystalizacja illitu, rozwijająca się w piaskowcach permskich najsilniej w jurze, była na obszarze Europy zjawiskiem regionalnym w ogromnej skali.

#### PODSUMOWANIE

##### Pochodzenie materiału detrytycznego piaskowców

W przypadku skał osadowych czerwonego spągowca zróżnicowanie ich składu mineralnego wynika z długich okresów silnej erozji skał starszego podłoża (głównie karbonu, dewonu i skał starszych), a więc degradowania różnorodnych kompleksów skał osadowych i magmowych, oraz znaczącej erozji bardzo urozmaiconych kompleksów skał wulkanicznych. Silna erozja była nie tylko wynikiem zmian baz erozyjnych, lecz także wiązała się z intensywnymi procesami wietrzenia (zmiany klimatyczne oraz podatność na wietrzenie często słabo skonsolidowanych osadów – szczególnie pokryw skał wulkanicznych), co wiązało się z redepozycją rumoszy i tworzeniem się nisko dojrzałych osadów typu debrytów. W rezultacie część skał osadowych (słabo dojrzałych) jest związana z bliskimi obszarami alimentacji. Zasadnicza część pokrywy osadowej związana jest jednak z dalszymi obszarami alimentacji poprzez wielokrotną redepozycję osadów. Osady te (mułowce, piaskowce i zlepieńce) są dobrze lub bardzo dobrze rozsortowane, tworząc homogeniczne kompleksy litologiczne, często o znacznej miąższości (Kiersnowski, 1997).

Wyniki badań mikroskopowych piaskowców prowadzą do wniosku, że znaczna część ich materiału detrytycznego pochodzi z resedymentacji. Ziarna kwarcu – głównego składnika szkieletu ziarnowego – odznaczają się częściowym, lub miejscami dobrym obtoczeniem w grubszych frakcjach. Brak obróbki mechanicznej ziarn dostrzega się we frakcjach najdrobniejszych. Liczba ziarn kwarcu świecących w CL brunatno jest większa niż świecących niebieskawo (Maliszewska i in., 2003b). Stąd wniosek, że materiał pochodzący pierwotnie ze skał metamorficznych przeważa nad

pochodzącym ze skał głębinowych i wulkanicznych (Zinkernagel, 1978; Matter, Ramseyer, 1985; Götze, Zimmerle, 1994; Götze, 1996). Zdaniem wymienionych autorów kwarc o luminescencji brunatnej pochodzi ze skał zmetamorfizowanych regionalnie.

Ziarna skaleni bywają częściowo zwietrzałe lub skarbo-natyzowane. Zwraca tu uwagę występowanie ziarn mikro- i kryptopertytów o składzie skaleni potasowego i albitu – pochodzenie ich nie zostało określone. Część z nich zapewne reprezentuje pośrednie stadia tworzenia się albitu szachownicowego z ortoklazem lub sanidynem. Mogą one być produktami procesu albityzacji, powszechnego w pokrywach skał wulkanicznych czerwonego spągowca (Nowakowski, 1968, 1976; Ryka, 1978a, 1981; Jackowicz, 1994). Obecność ziarn mikroklinu i oligoklazem przypuszczalnie jest związana z granitoidami.

W grupie okruców skalnych pospolite są klasty skał wylewnych i piroklastycznych pochodzące z pokryw wulkanicznych czerwonego spągowca dolnego. Obok nich występują miejscami klasty piaskowców i mułowców, związane zapewne z erodowaniem epiklastycznych utworów czerwonego spągowca dolnego i karbonu.

Drobne okrucy skał węglanowych, najczęstsze na obszarze pomorskim, łączone są z erozją osadów dolnego karbonu lub dewonu. Z kolei pierwotnym źródłem okruców określanych jako granitoidowe mogły być zarówno kompleksy skał krystalicznych obecnych pod nasunięciem Karpat, jak i krystaliczne masyw w przykrawędziowej strefie platformy prekambryjskiej. Materiałem pochodzącym niewątpliwie ze skał metamorficznych są klasty łupków krystalicznych kwarcowo-łyszczkowych oraz klasty przypominające fyllity.

Próbie określenia paleośrodowisk tektonicznych obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego piaskowców

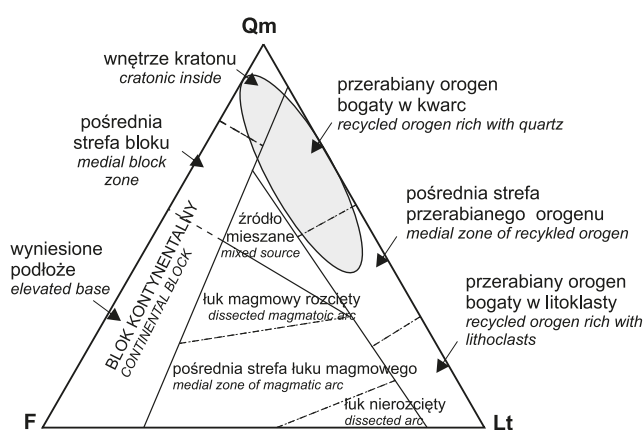


Fig. 57. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców eolicznych w diagramie QmFLt Dickinsona i in. (1983)

Qm – monokrystaliczne ziarna kwarcu, F – ziarna skaleni, Lt – okrucy niestabilnych skał drobnokrystalicznych i ziarna kwarcu polikrystalicznego

Mineral composition of the grain framework of aeolian sandstones in the QmFLt diagram according to Dickinson *et al.* (1983)

Qm – monocrystalline quartz grains, F – feldspars, Lt – fragments of unstable, finely crystalline rocks and polycrystalline quartz grains

z monokliny przedsudeckiej podjął Weihe (1997). Wykorzystał on diagram dyskryminacyjny Dickinsona i Suczka (1979), w którym zaznaczył pola materiału pochodzącego z orogenu kwarcowego erodowanego i przerabianego z bloków kontynentalnych oraz z prowincji magmowych. Na diagramie (w którego narożach umieszczono kwarc, skalenie i litoklasty) nakreślił Weihe (1997) punkty projekcyjne osadów aluwialnych, eolicznych i pochodzących z nierozpoznanych środowisk depozycyjnych.

Podobne próby znajdujemy w opracowaniu Maliszewskiej i in. (2003), odnoszącym się do eolicznych osadów Ergu Wschodniego. W diagramie QmFLt (Dickinson i in., 1983) punkty projekcyjne większości próbek piaskowców znalazły się w polu przerabianego (*recycled*) orogenu kwarcowego (fig. 57). Takie samo jest położenie próbek piaskowców w diagramie QtFL (fig. 58). W obu wymienionych diagramach część próbek piaskowców (głównie z wyższych części profilów osadów eolicznych) znalazła się w polu określonym jako „wnętrze kratonu”.

Obecnie trudno jest odnieść pochodzenie ziarn detrytycznych z pól wydmywych Ergu do wymienionych wielkich struktur tektonicznych. Rozpatrzono też skład mineralny piaskowców w odniesieniu do diagramu opartego na udziale litoklastów ze skał metamorficznych, wulkanicznych i osadowych Ingersolla i Suczka (1979). W diagramie tym część próbek piaskowców znalazła się w polach ryftowanych krawędzi kontynentalnych, a część w polach łuków magmowych i obszarów przedłukowych. Punkty projekcyjne piaskowców rozsięgały się po całym diagramie. Uzyskany, niezadowolający wynik poszukiwania obszarów źródłowych detrytu za pomocą wymienionego diagramu jest niewątpliwie efektem rozpatrywania próbek piaskowców eolicznych o zbyt niskiej zawartości litoklastów (na ogół poniżej 10% obj.).

W diagramie QmPK (fig. 59) punkty projekcyjne piaskowców znalazły się w pobliżu naroża Qm (kwarc monokrystaliczny). Zdaniem Dickinsona i Suczka (1979) takie usytuowanie próbek świadczy o stabilności i wysokim stopniu dojrzałości składu mineralnego detrytu.

Przytoczone rozważania prowadzą do wniosku, że niezależnie od umiejscowienia skał źródłowych dla materiału detrytycznego piaskowców wykazuje on znaczną dojrzałość składu mineralnego na całym obszarze Ergu Wschodniego. Jest to interpretowane jako efekt wielokrotnego przerabiania luźnych osadów pól wydmywych przez wiatry przed ostateczną depozycją materiału i związaniem ziarn.

W celu wyznaczenia paleośrodowisk geotektonicznych, z których pochodził materiał detrytyczny analizowanych piaskowców Ergu (Maliszewska i in., 2003b) posłużono się diagramami dyskryminacyjnymi opartymi na wynikach analiz chemicznych, szczególnie na stosunkach pierwiastków głównych (Bhatia, 1983) i śladowych (Bhatia, Crook, 1986).

Wymienieni autorzy wyróżniają następujące typy środowisk tektonicznych:

- oceaniczny łuk wysp (OIA) zbudowany ze skał wulkanicznych o zróżnicowanym charakterze geochemicznym;
- kontynentalny łuk wysp (CIA) zbudowany głównie z felsytowych skał wulkanicznych, często obojętnych chemicznie;

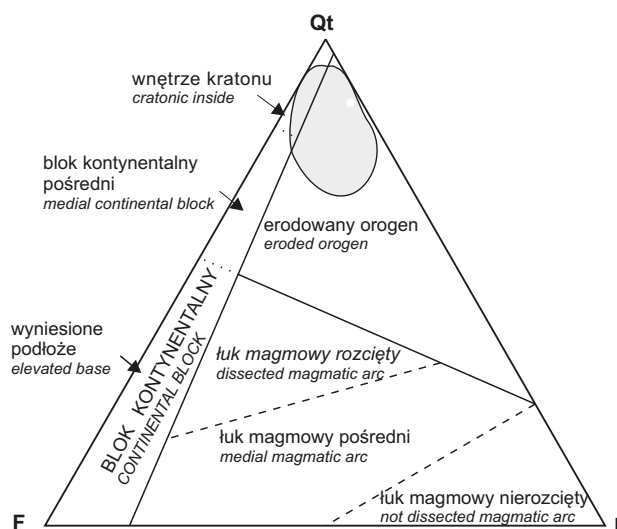


Fig. 58. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców eolicznych w diagramie QtFL Dickinsona i in. (1983)

Qt – mono- i polikrystaliczne ziarna kwarcu, F – ziarna skalenia, L – okruchy niestabilnych skał drobnokrystalicznych

Mineral composition of the grain framework of aeolian sandstones in the QtFL diagram according to Dickinson *et al.* (1983)

Qt – mono- and polycrystalline quartz grains, F – feldspars, L – fragments of unstable, finely crystalline rocks

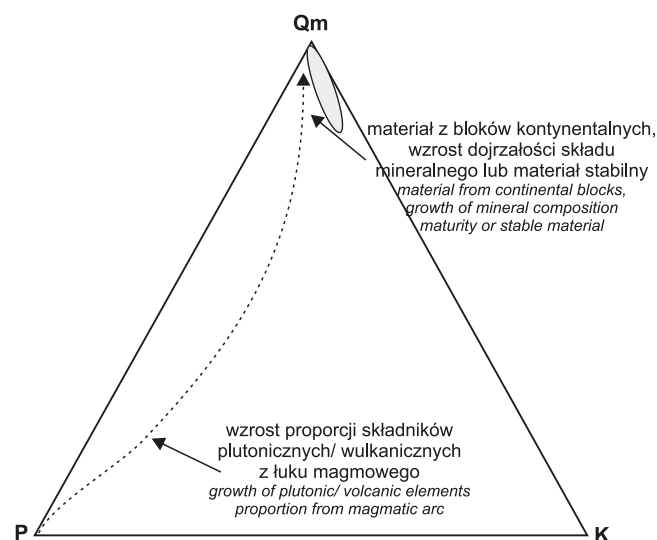
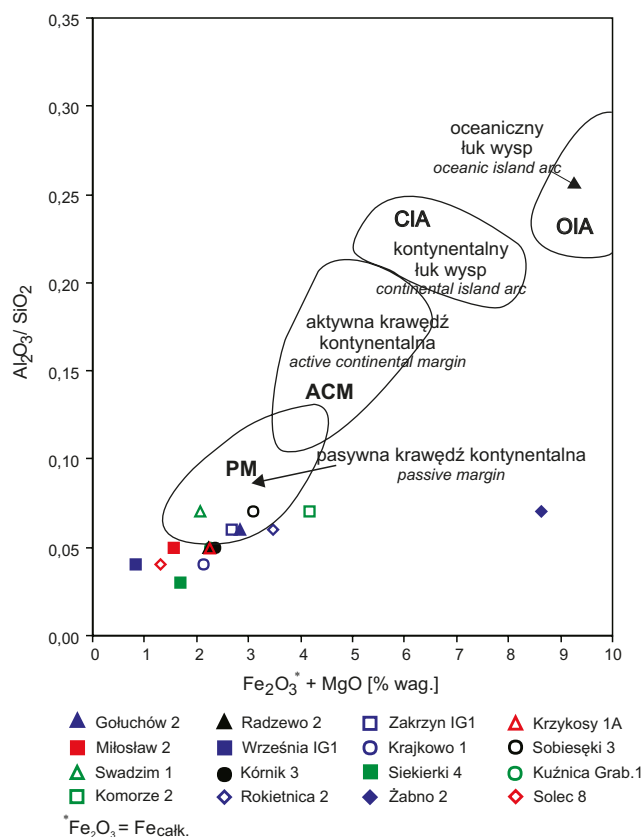


Fig. 59. Skład mineralny szkieletu ziarnowego piaskowców eolicznych w diagramie QmPK Dickinsona i Suczka (1979)

Qm – monokrystaliczne ziarna kwarcu, P – ziarna plagioklazów, K – ziarna K-skalenia

Mineral composition of the grain framework of aeolian sandstones in the QmPK diagram according to Dickinson and Suczek (1979)

Qm – monocrystalline quartz grains, P – plagioclases, K – K-feldspars



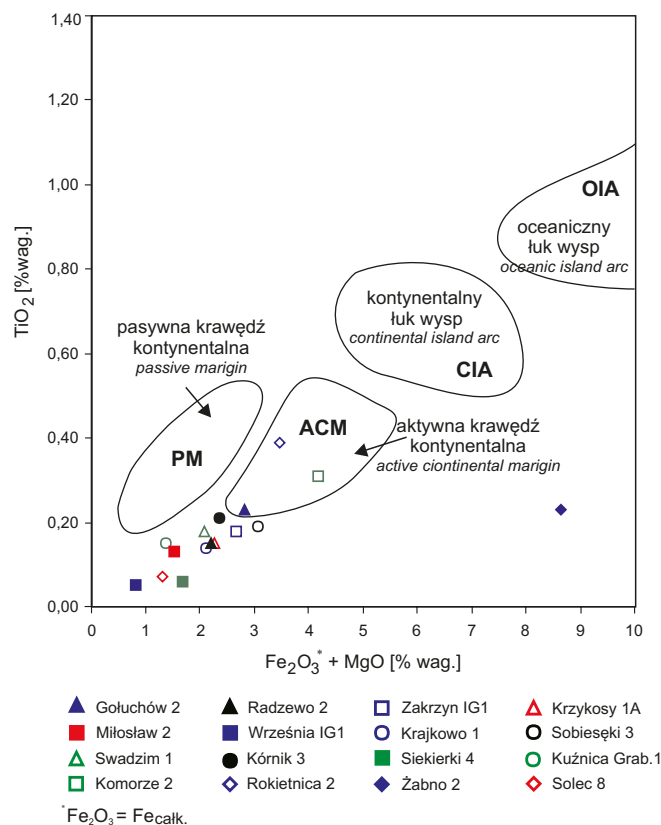
**Fig. 60. Piaskowce eoliczne w diagramie dyskryminacyjnym  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  środowisk geotektonicznych skał klastycznych (Bhatia, 1983)**

Aeolian sandstones in the  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  discrimination diagram for geotectonic environments of clastic rocks (Bhatia, 1983)

- aktywna krawędź kontynentalna (ACM) zbudowana z wyniesionego fundamentu granitowo-gnejsowego z kwaśnymi wulkanitami;
- pasywna krawędź kontynentalna (PM) – krawędź kontynentu, zbudowanego głównie ze starych skał osadowych lub metamorficznych.

Na diagramie  $Al_2O_3/SiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  (fig. 60) większość punktów projekcyjnych piaskowców znalazła się w polu PM i nieco poniżej tego pola. Rozmieszczenie niektórych punktów piaskowców poniżej pola PM, przy niższych wartościach wskaźnika  $Al_2O_3/SiO_2$ , jest zapewne związane z tym, że Bhatia (1983) opracował diagram na podstawie badań szarowak, czyli piaskowców litycznych, tymczasem analizowane piaskowce należą do subarkozowych, sublitycznych i kwarcowych.

Na wykresie  $TiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  (fig. 61) większość punktów piaskowców znalazła się nieco poniżej sektorów, określających pasywną i aktywną krawędź kontynentalną, jedynie trzy próbki są usytuowane w sektorze ACM. Większość punktów piaskowców zajmuje w diagramie miejsce charakteryzujące skały bardzo ubogie w  $TiO_2$ . Prawdopodobnie zawartość Ti jest znacznie zaniżona w stosunku do



**Fig. 61. Piaskowce eoliczne w diagramie dyskryminacyjnym  $TiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  środowisk geotektonicznych skał klastycznych (Bhatia, 1983)**

Aeolian sandstones in the  $TiO_2 - Fe_2O_3^* + MgO$  discrimination diagram for geotectonic environments of clastic rocks (Bhatia, 1983)

utworów, dla których Bhatia (*op. cit.*) wyznaczył parametry kwalifikacyjne.

Na diagramie  $Ti/Zr - La/Sc$  (fig. 62) punkty piaskowców znalazły się głównie w polu kontynentalnego łuku wysp (CIA), a tylko kilka z nich – w polu PM. Na diagramie  $La-Th-Sc$  zaledwie kilka próbek znalazło się w sektorze CIA, a większość próbek z uwagi na niską zawartość toru znajduje się po lewej stronie tego sektora.

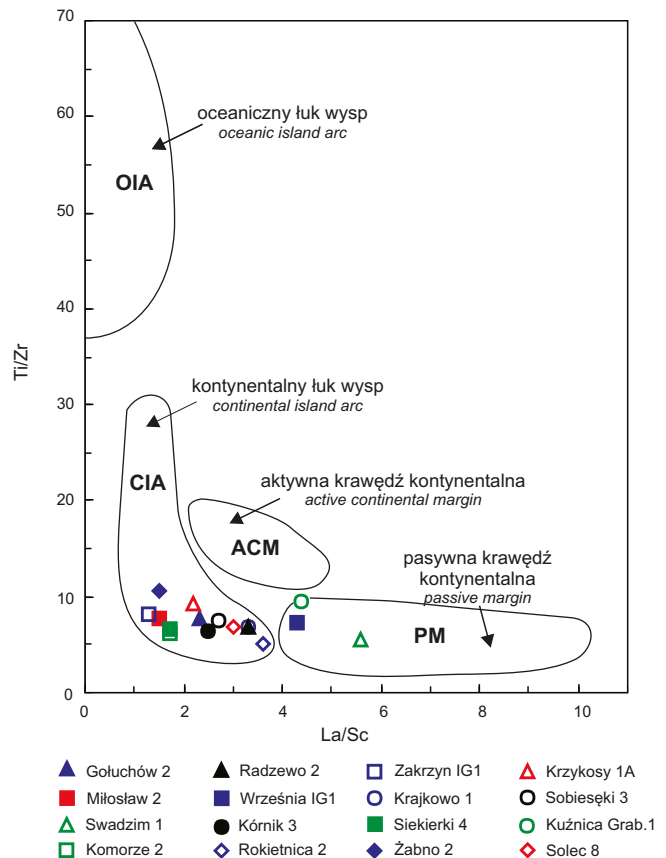
Po rozpatrzeniu diagramów dyskryminacyjnych opartych na wynikach analiz chemicznych dochodzi się do wniosku, że zawartość pierwiastków głównych w piaskowcach wskazuje na pokrewieństwo geochemiczne ich materiału detrytycznego ze skałami ze środowiska pasywnej krawędzi kontynentu. Zatem pierwotnym źródłem składników detrytycznych mogły być kompleksy bogatych w kwarc skał głębinowych, metamorficznych oraz starych utworów silikoklastycznych z przykrawędziowej strefy platformy prekambryjskiej. Z kolei usytuowanie punktów piaskowców w polach kontynentalnego łuku wysp na diagramach pierwiastków śladowych sugeruje powiązanie detrytu z pokrywami skał wulkanicznych. Sugestie te, oparte na wynikach analiz jedynie 20 próbek piaskowców, mają charakter hipotetyczny.

Wyniki analiz litologicznych i sedymentologicznych osadów czerwonego spągowca górnego, wsparte badaniami geofizycznymi stanowiły podstawę do wyznaczenia głównych kierunków transportu materiału detrytycznego. Kierunki te najwyraźniej są zarysowane w obrębie utworów aluwialnych i fluwialnych, otaczających wyniesienie wolsztyńskie. Zdaniem Karnkowskiego (1997) *żwir i rumosz były tu najczęściej transportowane przez wodę w systemie rzek roztokowych*. Kierunki transportu rzecznoego zaznaczył Karnkowski (*op. cit.*) na mapkach, podobnie jak główne kierunki wiatrów pod koniec sedymentacji osadów czerwonego spągowca. Wydaje się, że transport materiału gruboklastycznego z obszaru wyniesienia wolsztyńskiego odbywał się głównie w kierunku północnym i północno-wschodnim, częściowo także w południowym. Z kolei za główny kierunek transportu eolicznego uznał Karnkowski (1997), zgodnie z wcześniejszą pracą Glenniego (1982), kierunek ze wschodu na zachód.

Analiza sedymentologiczna osadów Ergu Wschodniego, wsparta dostępnymi danymi z upadomierza, wykazała znaczną zmienność kierunków działania wiatrów. Zdaniem Kiersnowskiego (Maliszewska i in., 2003b) w czasie sedymentacji starszych warstw eolicznych dominującym był kierunek wiatru z południa i południowego wschodu. W obrębie młodszych warstw eolicznych ergu Kiersnowski wyznaczył dwa równorzędne kierunki wiatrów – z południowego wschodu na północny zachód oraz ze wschodu na zachód. Zdaniem tego autora obszary źródłowe dla piaskowców znajdowały się daleko na południowym wschodzie oraz na wschodzie. Mogły to być obszary przedpola paleo Gór Świętokrzyskich, wypiętrzenia Radomsko-Lubelskiego i obniżenia podlaskiego. Częściowym źródłem materiału detrytycznego piaskowców (zapewne wielokrotnie przewiewanego) mogły być erodowane i denudowane starsze wydmy, znajdujące się na wschodnim skraju Ergu Wschodniego.

#### Skład mineralny osadów a ich właściwości zbiornikowe

Właściwości zbiornikowe są głównym obiektem badań skał w prowincjach ropo- i gazonośnych. Określają one możliwość magazynowania fluidów porowych, mierzoną jako współczynnik porowatości. Kolejną ważną cechą skał jest ich przepuszczalność, wynikająca ze zdolności filtracyjnych, charakteryzujących zdolności do transportowania płynów złożowych (Plewa, Plewa, 1992; Such, Leśniak, 2003). Wartość współczynnika przepuszczalności w dużej mierze wynika ze sposobu wykształcenia przestrzeni porowej, a więc z udziału makro- i mikroporów, z rozmiarów powierzchni właściwej i średniej kapilary, zależna jest także od krętości kanałów w osadzie. Charakterystykę morfologii przestrzeni porowej określają wyniki badań porozymetrycznych metodą pomiarów krzywych ciśnień kapilarnych (Such, 1996a, b), przydatne jest tu również stosowanie rachunku fraktalowego (Such i in., 2000). Ostatnio w celu określenia parametrów zbiornikowych skał stosuje się metodę rentgenowskiej mikrotomografii komputerowej (Dohnalik, 2014).



**Fig. 62. Piaskowce eoliczne w diagramie dyskryminacyjnym Ti/Zr – La/Sc środowisk geotektonicznych skał klastycznych (Bhatia, Crook, 1986)**

aeolian sandstones in the Ti/Zr – La/Sc discrimination diagram for geotectonic environments of clastic rocks (Bhatia, Crook, 1986)

Właściwości zbiornikowe i filtracyjne skał tworzą się zależnie od wielu czynników (Such, 1993). Zdaniem Grocholskiego i Sucha (1993) korzystne właściwości zbiornikowe osadów czerwonego spągowca wiążą się ściśle ze strefami brzeżnymi wyniesień, strefami lokalnych paleowyniesień i z rejonami występowania stożków nasypowych lub też osadów dolin rzecznych. *Na powyższe zależności wpłynęła przede wszystkim złożona tektonika związana z saalską fazą niepokoju górotwórczych...* (Grocholski, Such, *op. cit.*). Znaczenie tektoniki dla tworzenia się złóż ropy naftowej i gazu ziemnego było wcześniej rozpatrywane wielokrotnie (m.in. Pokorski, 1981a; Sikorski, Solak, 1986; P. Karnkowski, 1993; P.H. Karnkowski, 1999).

Właściwości zbiornikowe skał klastycznych w ogromnej mierze zależą od facjalnego wykształcenia osadów, związanego ze środowiskiem sedymentacji (Bojarska i in., 1981; Pieńkowski, Kiersnowski, 1990; Kiersnowski, 1997b; Such i in., 2000). Istotne znaczenie mają tu struktury depozycyjne, ponadto uziarnienie, upakowanie, stopień wysortowania i obtoczenia ziarn oraz udział i rodzaj spoiwa, zwłaszcza minerałów ilastych. Czynniki te mają ogromny wpływ

na ewolucję porowatości i przepuszczalności osadów w diagenезie, zwłaszcza wczesnej (Mastalerz, 1992; Maliszewska, Kuberska, 1996; Środoń, 1996; Buniak i in., 1999; Russek i in., 2005).

Za osady czerwonego spągowca o najlepszych cechach zbiornikowych uważane są porowate utwory eoliczne, zwłaszcza wydmowe (m.in. Muszyński, Rydzewska, 1986; Muszyński, 1998; Darlak i in., 1998; Gliniak i in., 1999; Aksamitowska, 2004; Wolnowski, 2004; Biernacka i in., 2006a), z kolei najgorsze właściwości wykazują bogate w il utwory plai. Osady aluwialne i fluwialne odznaczają się zróżnicowaną porowatością, lecz często bywają nieprzepuszczalne z uwagi na mikroporowe wykształcenie przestrzeni międzyziarnowej (Darlak i in., 1996; Iwanowska, Jagosiak, 1999; Aksamitowska, 2004; Kuberska i in., 2008).

Relacja porowatość–przepuszczalność skał formacji zbiornikowych jest w istotny sposób zależna również od ich składu mineralnego, od lat badanego przez geologów naftowych (Jarzyna, Ha Quang, 2009). W osadach czerwonego spągowca dobre właściwości zbiornikowe występują najczęściej w arenitach arkozowych i subarkozowych oraz w arenitach sublitycznych, zawierających okruchy skał magmowych bogatych w skalenię. Ta grupa minerałów odznacza się podatnością na procesy rozpuszczania diagenetycznego, co prowadzi do wytwarzania między- i śródziarnowej porowatości wtórnej. Wymienione arenity są częstym budulcem struktur wydmowych, rozpoznanych między innymi przez

Karnkowskiego (1977), Pokorskiego (1978), Bojarską i in. (1981), Nemeca, Porębskiego (1981); Pieńkowskiego i Kiersnowskiego (1990), Kiersnowskiego (1997a, 1998) oraz Buniaka i in. (2009). Zróżnicowane wartości współczynników porowatości i przepuszczalności w utworach fluwialnych (najczęściej arenitów lub wak sublitycznych) w dużej mierze zależą od udziału w nich minerałów ilastych, obecnych bądź w postaci allogenicznego matriksu, bądź w formie autigenicznych agregatów. Materiałem wyjściowym autigenicznych minerałów ilastych były głównie bogate w szkliwo okruchy skał wulkanicznych, a także ziarna skaleni.

Zwraca również uwagę rozwój poszukiwań niekonwencjonalnych złóż, tzw. „zamkniętego” (*tight*) gazu. W czerwonym spągowcu obejmują one zwłaszcza utwory eoliczne, odznaczające się słabymi właściwościami zbiornikowymi (Poprawa, Kiersnowski, 2008; Kiersnowski i in., 2010b). Na obszarze Niemiec poszukiwania obecnie koncentrują się na ciałach wydm barchanoidalnych formacji Wustrow i Bahnsen (Antrett i in., 2009). Ich słabe zdolności filtracyjne często są efektem obecności cementów anhidrytowych, uszczelniających pory. Na Niżu Polskim obszarem perspektywnym jest pogranicze monokliny przedsudeckiej i niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie piaskowce eoliczne odznaczają się przepuszczalnością od 0,001 do ok. 7–8 mD, często mniejszą od 0,001 mD, wobec znacznego udziału w spoiwie włóknistego illitu, dochodzącego nawet do 10% obj. (Buniak i in., 2008, 2009).

## DIAGENEZA OSADÓW PERMU DOLNEGO

### PROCESY DIAGENETYCZNE

#### Kompakcja

W osadach permu dolnego występują liczne ślady działania kompaktacji mechanicznej, wyrażone ścisłym upakowaniem szkieletu ziarnowego, spękaniem niektórych ziarn detrytycznych (tabl. X: A), tworzeniem mikroszczelin (tabl. VII: B; fig. 63) oraz częściowym odkształceniem blaszek łyśczyków oraz lamin ilasto-żelazistych. Najsilniejszy stopień upakowania obserwowano w piaskowcach drobnoziarnistych, gdzie proste kontakty ziarn dominują nad punktowymi, natomiast laminy ziarn grubszych z osadów eolicznych upakowane są nieco luźniej i odznaczają się większą liczbą kontaktów punktowych. W niektórych laminach zachowały się pierwotne pustki. Obserwowano również efekty działania kompaktacji chemicznej w postaci wklęsło-wypukłych i ząbwiących kontaktów międzyziarnowych (tabl. X: B). Kontakty wklęsło-wypukłe występują najczęściej w piaskowcach, zwłaszcza na granicy ziarn skaleni i kwarcu lub litoklastów i kwarcu, natomiast kontakty ząbwiące dostrzegano rzadziej. Rozpuszczanie kwarcu pod ciśnieniem, w przypadku nie usuwania żeluz krzemionkowego przez roztwory porowe, mogło przyczynić się do krystalizacji wtórnego, autigenicznego kwarcu w postaci spoiwa porowego (Bjørlykke, 1983; Bjørlykke i in., 1989). Znaczny wpływ działania kompaktacji nasilającej się wraz z głęboko-

ścią pogrzebania osadów czerwonego spągowca na ich malejącą porowatość udowodnili Darlak i in. (1998) oraz Biernacka i in. (2006a).

Füchsbauer (1974) wyraził pogląd o możliwości ograniczenia pierwotnej porowatości drobno uziarnionych osadów piaszczystych o 20–40% na odcinku 1000 m. Osady grubiej

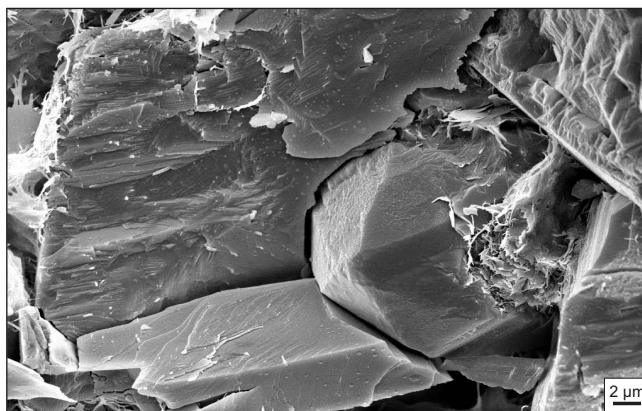


Fig. 63. Mikroszczeliny w cemencie piaskowca spowodowana kompaktacją mechaniczną; obraz SEM; otwór wiertniczy Zajączki 1, głęb. 1846,6 m

Microfractures in the cement of sandstone, caused by mechanical compaction; SEM image; Zajączki 1 borehole, depth 1846.6 m



uziarnione, szczególnie zlepienie ulegają redukowaniu porowatości w słabszym stopniu. Amthor i Okkerman (1998), którzy badali osady czerwonego spągowca w prowincji gazonośnej w Holandii, posłużyli się wzorami Lundegarda (1992) dla określenia wpływu kompaktacji na stopień zdiagenezowania piaskowców z różnych środowisk depozycyjnych. Metodę tę zastosowali również: Kuberska (2004) w badaniach piaskowców fluwialnych czerwonego spągowca z Pomorza Zachodniego oraz Biernacka i in. (2006a) i Buniak i in. (2009) w badaniach piaskowców eolicznych z obszaru monokliny przedsudeckiej. Z porównania wyników, uzyskanych przez wymienionych autorów wynika, że na obszarze Pomorza Zachodniego ograniczenie porowatości piaskowców przez działanie kompaktacji było słabsze niż przez działanie cementacji, natomiast porowatość piaskowców z monokliny przedsudeckiej ograniczała głównie kompaktacja.

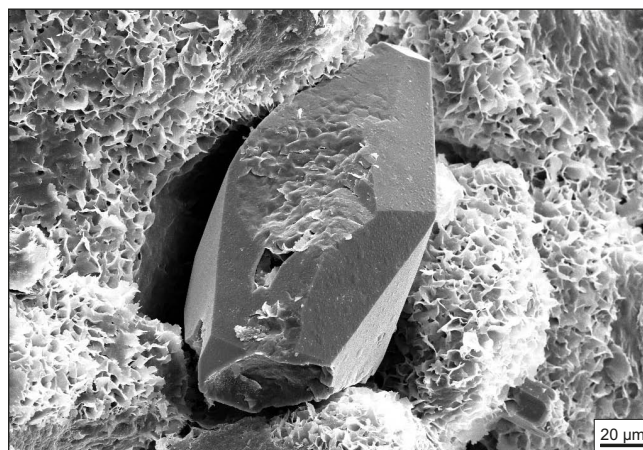
Wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość piaskowców określano także metodą Houseknechta (1987). Zdaniem Buniaka i Mikołajewskiego (1997), badających piaskowce w rejonie Poznania, oraz w opinii Gregosiewicz i Protasa (1997), badających piaskowce z rejonu złoża Radlin, ograniczanie piaskowców przez działanie kompaktacji było słabsze niż wskutek krystalizacji cementów. Z kolei badania Maliszewskiej i in. (2008), obejmujące głównie północną część monokliny przedsudeckiej, wykazały przewagę działania kompaktacji piaskowców nad cementacją, co koresponduje ze spostrzeżeniami Biernackiej i in. (2006) oraz Gauppa i in. (1993) z obszaru Niemiec.

### Cementacja

#### Minerały węglanowe

Cementy węglanowe są najpospolitszą odmianą spoiw w osadach permu dolnego, przy czym zmienny jest ich udział, skład mineralny, chemiczny i sposób występowania (tabl. X: C–E). Najczęściej występują porowe lub podstawowe cementy kalcytowe. W osadach czerwonego i białego spągowca reprezentowane są głównie przez Mn- lub Mn/Fe-kalcyt, świecący w katodoluminescencji w barwach żółtopomarańczowych (Maliszewska i in., 1998; Michalik, 2001). Miejscami w osadach czerwonego spągowca występuje także kalcyt nieluminescencyjny (tabl. X: F), nie zawierający domieszki manganu i żelaza uchwytanych w mikrosondzie elektronowej (Kuberska 1999b, c, 2004). Kalcyt obserwowano najczęściej w postaci osobników wykształconych anhedralnie, rzadziej w postaci izolowanych kryształów własnokształtnych (fig. 64).

W wybranych próbkach piaskowców czerwonego spągowca Jarmołowicz-Szulc (1999, 2009) przeprowadziła analizę inkluzji fluidalnych dostrzeżonych w cementach kalcytowych. Temperatury homogenizacji inkluzji dwufazowych w kalcytach z Pomorza Zachodniego (próbki z otworów: Brojce IG 1, Czarne 5, Karsk 1) wahały się w granicach 80–140°C, co zapewne koresponduje z temperaturą krystalizacji kalcytu. Z obszaru monokliny przedsudeckiej (otwór Pniewy 1 i strefa Paproć – Cicha Góra) Jarmołowicz-Szulc (*op. cit.*) uzyskała temperatury homogenizacji inkluzji w gra-

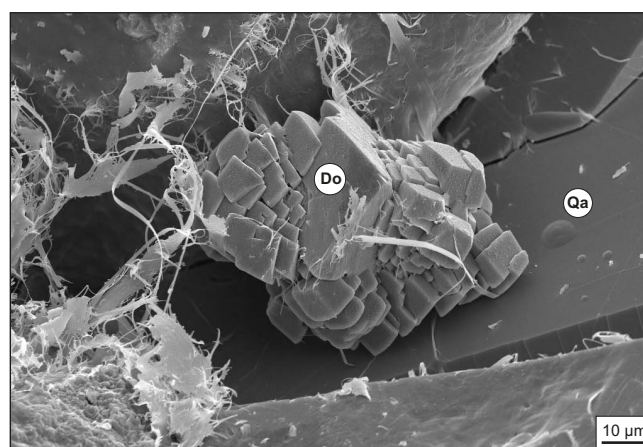


**Fig. 64.** Izolowany kryształ kalcytu w chlorytowym spoiwie piaskowca, widoczne są ślady rozpuszczania na powierzchni kryształu; obraz SEM; otwór wiertniczy Rusocin 1; głęb. 2755,1 m

Isolated calcite crystal in the chlorite cement of sandstone, traces of dissolution on crystal surface are visible; SEM image; Rusocin 1 borehole, depth 2755.1 m

nicach od 90 do 133°C. Niektóre inkluzje poddano wymrażaniu, co pozwoliło określić temperatury topnienia układów solankowych (od –4 do –18°C) oraz rozpoznać stopień ich zasolenia jako ekwiwalent NaCl (od 8,0 do 18,8% eq NaCl).

Cementom kalcytowym często towarzyszy dolomit, którego udział miejscami (np. w otworach: Września IG 1, Zakrzyn IG 1) przeważa nad udziałem kalcytu. Dolomit występuje zwykle w postaci drobnych romboedrów (fig. 65, 66), wykazujących w CL luminescencję czerwoną (tabl. XI: A, B). Wśród odmian dolomitu zawierających domieszki żelaza i manganu Fe-dolomit świeci w barwach czerwonych lub

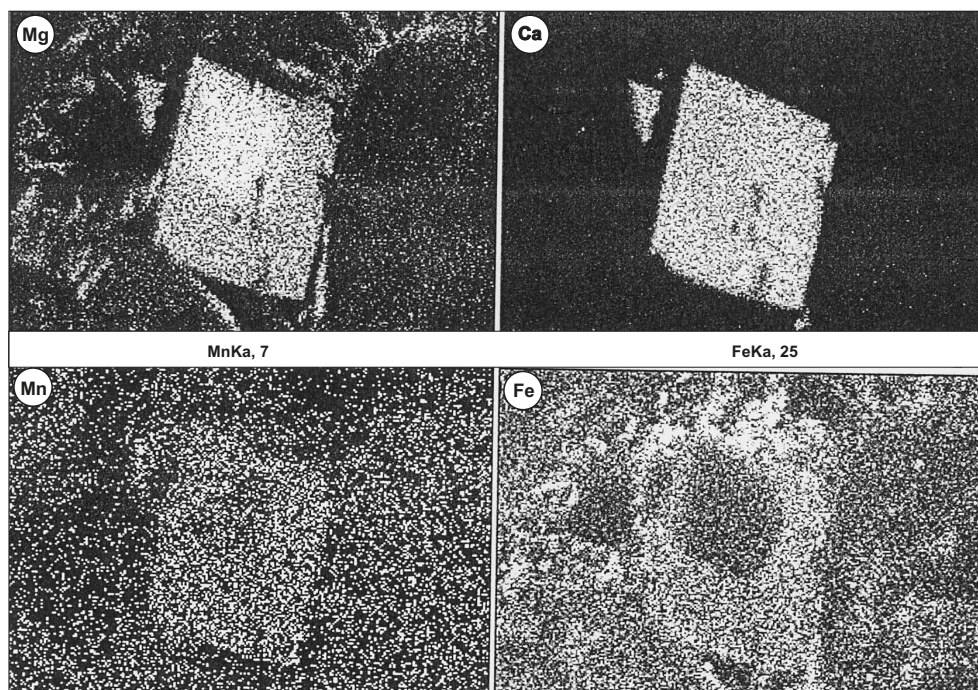


**Fig. 65.** Skupienie romboedrów dolomitu (Do) w piaskowcu; obraz SEM; otwór wiertniczy Krajkowo 1, głęb. 3189,3 m

Qa – kwarc autogeniczny

Concentration of dolomite (Do) rhombohedrons in sandstone; SEM image; Krajkowo 1 borehole, depth 3189.3 m

Qa – authigenic quartz



**Fig. 66.** Romboedr Fe-dolomitu w spoiwie piaskowca i mapki rozmieszczenia pierwiastków: Mg, Ca, Mn, Fe w mikrosondzie EDS; widoczne wzbogacenie w Fe w przykrawędziowych częściach romboedru; otwór wiertniczy Komorze 2, głęb. 4004,5 m

Fe-dolomite rhombohedron in the cement of sandstone, and maps of distribution of Mg, Ca, Mn, Fe in the EDS spectrometer; concentration of Fe in near-margin parts of the rhombohedron is visible; Komorze 2 borehole, depth 4004.5 m

brunatnych, Mn-dolomit w barwach żółtych. W przypadku jednoczesnej zawartości Fe i Mn barwa, świecenia zależy od przewagi jednego z wymienionych pierwiastków nad drugim. Miejscami (np. w otworze Zakrzyn IG 1) obserwowano romboedry wykazujące budowę pasową, zaznaczoną na przemian żółtym i czerwonym świeceniem. W niektórych romboedrach dolomitu pas najbliższy krawędzi ma skład chemiczny ankerytu (Bolewski, 1982; Maliszewska i in., 1998). Ankerytowe części romboedrów dolomitu barwią się w roztworze Evamy'ego na kolor ciemnoniebieski (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Oznaczają się one brakiem luminescencji w CL. Drobne, euhedralne kryształy ankerytu, występujące w osadach samodzielnie obserwowano rzadziej (Maliszewska, Kuberska, 1999; Kuberska, 2004). Wyniki badań składu chemicznego i cech luminescencji wybranych minerałów węglanowych z piaskowców czerwonego spągowca zestawiono w tabeli 11.

W kilku próbkach piaskowców udało się pomierzyć temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych dostrzeżonych w cementach dolomitowych. Na Pomorzu Zachodnim temperatury te wahały się w granicach od 80,5 do 85,0°C (Bydgoszcz IG 1) i od 95,0 do 175°C (Czarne 3; Kuberska, 2004). Na obszarze monokliny przedludeckiej wartość temperatur homogenizacji wynosiła od 99 do 140°C (Kuznica Grabowska 1, Ostrów Kaliski 2, Rokietnica 2; Jarmołowicz-Szulc, 2009).

Temperatury topnienia lodu zamrożonych solanek mieściły się w granicach od -1,6 do -7,1°C, co sugeruje maksymalne zasolenie równe wartości 10,6% eq NaCl (Jarmołowicz-Szulc, *op. cit.*). Stopień zasolenia zbadanych inkluzji

fluidalnych z cementów kalcytowych i dolomitowych sugeruje związek ich wód krystalizacyjnych z powszechną infiltracją osadów permu dolnego przez wody morza cechsztyńskiego.

#### Minerały siarczanowe

W osadach czerwonego spągowca zachodniej części Niżu Polskiego najczęściej występuje anhydryt, tworzący spoiwa porowe, podstawowe, a miejscami także drobne konkracje. Był obserwowany w formie wydłużonych tabliczek (tabl. XI: C; fig. 67), osobników anhedralnych lub kryształów igielkowych, tworzących skupienia wachlarzowe. Największy udział anhydrytu stwierdzono w utworach plai jeziornej (Maliszewska, Kuberska, 2008). Kryształy anhydrytu badane w katodoluminescencji nie wykazywały świecenia, bądź świeciły zielono (tabl. XI: D). W niektórych osobnikach badanych w mikroobszarze, oprócz obecności wapnia, siarki i tlenu stwierdzono domieszkę strontu (Kuberska, 2004).

Kryształy anhydrytu odznaczają się najczęściej obecnością jednofazowych inkluzji fluidalnych. Jarmołowicz-Szulc (2009) znalazła inkluzje dwufazowe w anhydrycie z dwóch próbek piaskowców, co umożliwiło oznaczenie temperatur ich homogenizacji ( $T_h$ ). W próbce z otworu Września IG 1 (głęb. 4531,7 m, czerwony spągowiec dolny) wartość  $T_h$  wyniosła 190–192°C, w próbce z otworu Objezierze IG 1 (głęb. 4161,8 m, czerwony spągowiec górny)  $T_h$  wahała się w granicach 140–148°C.

Cementy i nodule anhydrytowe są również pospolite w utworach białego spągowca (Michalik, 2001; Aksamitow-

Tabela 11

**Skład chemiczny cementów węglanowych w badaniach EDS i CL [% wag.]**  
 Chemical composition of carbonaceous cements in EDS [wt.%] and CL investigations

Otwór	Głębokość [m]	Minerał	Barwa w CL	Ca	Mg	Mn	Fe	O	C	Suma
Objezierze IG 1	4458,0	Mn-kalcyt	żółta	33,10	0,37	0,78	0,00	48,80	19,93	102,98
Objezierze IG 1	4158,0	kalcyt	czarna	40,71	0,00	0,00	0,00	46,51	14,98	102,20
Objezierze IG 1	4322,1	Mn-kalcyt	żółta	41,69	0,00	0,48	0,00	41,35	15,52	99,04
Pniewy 1	3589,3	Fe/Mn-kalcyt	ciemnobrunatna	36,93	0,20	0,30	0,64	50,74	11,57	100,38
Pniewy 1	3589,3	Fe/Mn-kalcyt	czerwona	38,39	0,00	0,20	0,24	48,38	11,66	98,87
Pniewy 1	3589,3	Mn-kalcyt	żółta	38,24	0,00	0,39	0,00	50,10	12,13	100,86
Pniewy 1	3589,3	ankeryt	czarna	21,03	6,12	0,63	6,68	49,62	13,91	97,99
Pniewy 1	3606,5	Fe/Mn-kalcyt	czerwona	39,84	0,29	0,38	0,82	46,51	12,45	100,29
Pniewy 1	3606,5	Mn-kalcyt	żółta	40,00	0,00	0,53	0,00	47,15	11,65	99,33
Pniewy 1	3659,1	Mn-kalcyt	żółta	41,09	0,00	0,61	0,00	49,72	9,01	100,43
Września IG 1	4039,7	Mn-kalcyt	żółta	42,40	0,00	0,35	0,00	45,85	11,72	100,32
Florentyna IG 2	3880,4	Mn-dolomit	żółta	19,50	8,35	0,45	0,00	52,13	19,57	100,00
Florentyna IG 2	3880,4	Mn/Fe-dolomit	czerwona	20,92	8,06	0,39	0,20	50,97	19,13	99,67
Grundy IG 1	3949,3	Fe/Mn-dolomit	czerwona	20,67	11,23	0,52	2,26	50,68	12,85	98,21
Komorze 1	4010,3	Fe/Mn-dolomit	żółta	25,22	11,56	0,49	0,74	48,72	11,52	98,25
Komorze 1	4010,3	Fe/Mn-dolomit	czerwona	24,64	11,74	0,73	2,34	47,86	11,04	98,35
Komorze 1	4010,3	Fe/Mn-dolomit	czerwona	24,95	13,28	0,19	0,22	48,53	11,15	98,32
Komorze 2	4004,5	Fe/Mn-dolomit	czerwona	23,64	10,20	0,96	1,65	51,08	12,83	100,36
Kuźnica Grab. 2	2314,0	ankeryt	czarna	22,76	8,03	0,71	6,38	49,80	12,54	100,22
Września IG 1	4028,0	Mn/Fe-dolomit	żółta	24,10	9,98	1,58	0,43	50,23	12,56	98,88
Września IG 1	4195,6	Mn/Fe-dolomit	czerwona	5,79	16,33	1,96	1,77	53,91	20,24	100,00
Zakrzyn IG 1	4446,4	dolomit	czerwona	24,18	12,26	0,00	0,00	50,34	12,25	99,03
Zakrzyn IG 1	4446,4	Fe/Mn-dolomit	żółta	22,85	11,76	0,77	2,14	51,13	12,55	101,20

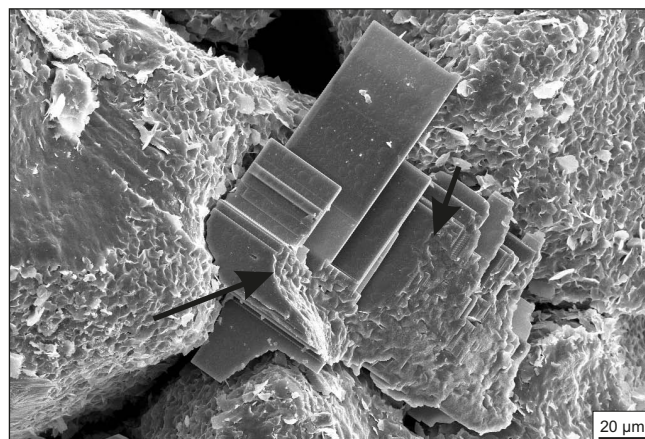
ska, 2004). Prawdopodobnie źródłem siarczanu wapnia mogły być spływające szczelinami skalnymi wody ewaporatowego zbiornika cechsztyńskiego. Jednocześnie w tworzeniu się ewaporatów mogły mieć udział wody z obszarów zajętych przez utwory plał jeziornej lub plał marginalnej. Zdaniem Michalika (2001) geneza cementów siarczanowych

w piaskowcach permu dolnego była złożona, a krystalizacja ich mogła mieć miejsce wielokrotnie. Zdaniem Weihe (1997), Muszyńskiego (1998) i Kuberskiej (2004) w osadach czerwonego spągowca, wczesne anhydryty powstawały z ewaporatowych roztworów plał, natomiast późniejsze (mezodiagenetyczne) mogły krystalizować z roztworów



**Fig. 67. Tabliczki anhydrytu ze śladami rozpuszczania (strzałki), obok ziarna detrytyczne pokryte agregatami chlorytu; obraz w SEM; otwór wiertniczy Rusocin 1, głęb. 2749,1 m**

Plates of anhydrite with dissolution traces (arrows), beside detrital grains covered by chlorite aggregates; SEM image; Rusocin 1 borehole, depth 2749.1 m



mieszanych, kontynentalno-morskich. Przypuszczalnie prekursorem wczesnodiagenetycznego anhydrytu był gips, obserwowany nielicznie w czerwonym spągowcu na Niżu Polskim (Kuberska, 2004), a o wiele częściej na obszarze niecki północnosudeckiej (Michalik, 2001). Najrzadziej spośród siarczanów dostrzegano w osadach baryt i celestyn, utworzone prawdopodobnie w późnych etapach diagenезy.

#### Kwarc autigeniczny

Cementy kwarcowe występują w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu lub jako spoiwo porowe (tabl. X: E, F); miejscami obserwuje się druzowe narosty drobnych słupków kwarcowych na ziarnach kwarcu detrytycznego (tabl. XII: A) lub pojedyncze słupki o symetrii heksagonalnej w przestrzeniach porowych osadów (fig. 68). Niekiedy obok kwarcu obserwowano także chalcedon (tabl. XII: B). W kwarcowych cementach porowych często tkwią drobne wrostki cementów starszych, zwłaszcza dolomitu i anhydrytu. Zdaniem badaczy osadów czerwonego spągowca z zachodniej Europy (Burley i Kantorowicz, 1986; Gaupp i in., 1993; Amthor i Okkerman, 1998) kwarcowe obwódki regeneracyjne tworzyły się w diagenезie wczesnej, a cementy porowe należą do utworów mezodiagenезy.

Analiza inkluzji fluidalnych, zawartych w kwarcu z cementów regeneracyjnych i porowych wykazała, że krystalizował on w temperaturach od 119 do 165°C (Jarmołowicz-Szulc, 2009). Temperatury topnienia lodu z zamrożonych inkluzji wynoszą ok.  $-1,5^{\circ}\text{C}$ , w związku z czym stopień ich zasolenia wynosi ok. 2–3% eq NaCl, lub od  $-5$  do  $-21,5^{\circ}\text{C}$ , co wskazuje na wyższy stopień zasolenia inkluzji, ok. 8–22% eq NaCl.

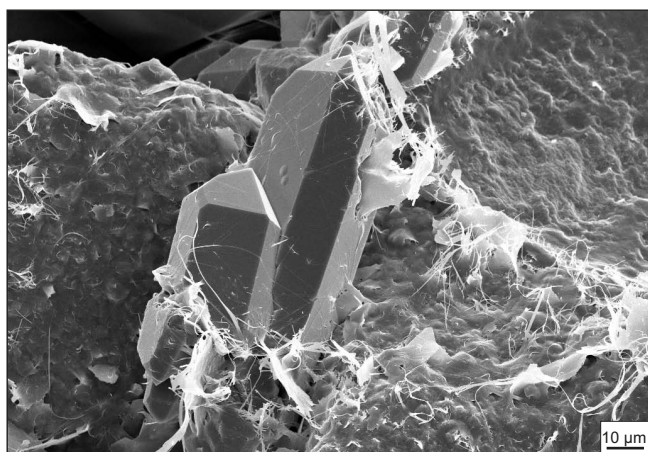
Źródłami krzemionki tworzącej cementy kwarcowe były zapewne:

- okruchy szkliwa wulkanicznego, ulegającego przeobrażeniom w minerały ilaste i kwarc;
- niektóre minerały ilaste (np. smektyty) nietrwałe wobec wzrostu temperatury, związanego z postępującym po-grzebaniem osadów;
- ziarna skaleni ulegające argilityzacji i rozpuszczaniu diagenetycznemu;
- ziarna mineralne i litoklasty ulegające kompaktacji chemicznej;
- kwaśne roztwory wstępujące z bogatych w materię organiczną osadów karbońskich (Gaupp i in., 1993).

#### Minerały ilaste

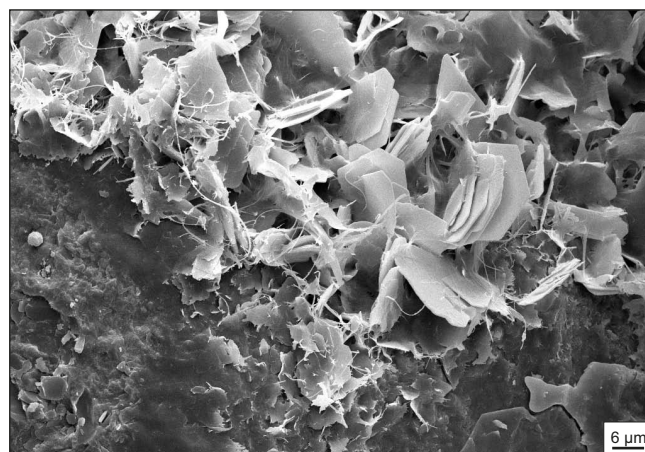
Autigeniczne minerały ilaste występują często w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych. Najwcześniej tworzyły się tangencjalne obwódki ilasto-żelaziste, stanowiące efekt infiltracji słabo związanych osadów przez wody powierzchniowe zawierające cząsteczki żelaza i związków żelaza (Michalik, 1993, 2001). Nieco później, wskutek postępującej akrecyjnej, narastające prostopadle lub stycznie do powierzchni ziarn. Innymi formami występowania autigenicznych minerałów w osadach są ich agregatowe skupienia, których mikrostruktura jest zależna od natury minerału.

W grupie chlorytów występujących w osadach czerwonego spągowca wyróżniono odmiany, w których żelazo przeważa nad magnezem lub udział magnezu jest wyższy niż udział żelaza. Badania osadów z Pomorza Zachodniego w mikroskopie elektronowym wykonane przez Kuberską (2004, 2009) wykazały, że zielony minerał tworzący krustyfikacyjne obwódki na ziarnach jest Mg/Fe-chlorytem. Uważa się, że obwódki chlorytowe rozwinięte na całej powierzchni ziarn są czynnikiem hamującym kompaktację me-



**Fig. 68.** Słupki kwarcu autigenicznego w przestrzeni międzyziarnowej piaskowca; obraz SEM; otwór wiertniczy Ciechnowo 4, głęb. 3795,8 m

Pillarets of authigenic quartz in the intergranular pore space of sandstone; SEM image; Ciechnowo 4 borehole, depth 3795.8 m



**Fig. 69.** Agregaty chlorytu w spoiwie piaskowca; obraz SEM; otwór wiertniczy Ciechnowo 2, głęb. 3774,3 m

Chlorite aggregates in the sandstone cement. SEM image; Ciechnowo 2 borehole, depth 3774.3 m

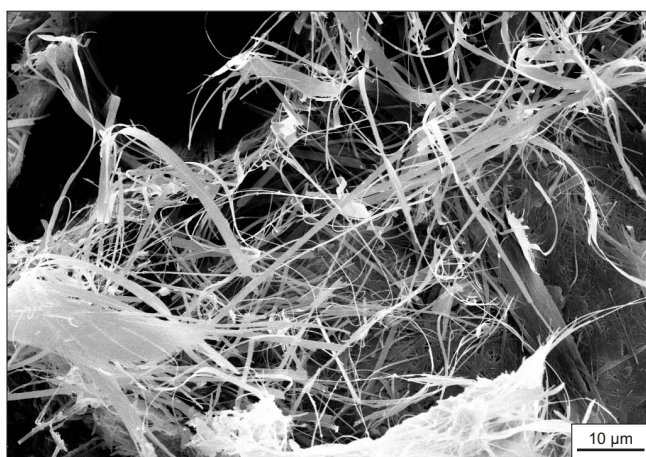
chaniczną, przyczyniając się do zachowania przez osad pierwotnej porowatości (Pittman, Lumsden, 1968; Rochewicz, 1980; Bjørlykke i in., 1989; Gaupp i in., 1993). Zdaniem Aagarda i in. (2000) chloryty tworzące obwódki na ziarnach mogły krystalizować w temperaturach od ok. 90 do 120°C, a ich prekursorem był zapewne berthieryn. Zdaniem Hilliera i in. (1996) obwódki bogatego w magnez chlorytu krystalizowały kosztem Mg-smektytu, wskutek descendowania w osady bogatych w magnez wód alkalicznych z plał jeziornej czerwonego spągowca.

Błaszki chlorytowe tworzą także struktury typu plastra miodu oraz agregaty rozetowe i wachlarzowe (fig. 69). Badane przez Kuberską (2004) chloryty z agregatów rozetowych w piaskowcach z otworu Bydgoszcz IG 1 wykazały zawartość żelaza od 16,93 do 19,19% wag., która z reguły pozostaje w stosunku do magnezu 2:1. Badania rentgenostrukturalne wykazały, że chloryty z piaskowców czerwonego spągowca na Pomorzu Zachodnim mają strukturę klinochloru IIb (Kuberska, *op. cit.*). Z kolei chloryty dostrzeżone przez Grabowską-Olszewską i in. (1974) w osadach z rejonu Bogdaj-Uciechów na monoklinie przedsudeckiej występują w postaci „fazy słabokrystalicznej i bardzo drobnoziarnistej”, zatem wewnętrzna ich struktura nie została zidentyfikowana. Badania chlorytów z osadów czerwonego spągowca na monoklinie przedsudeckiej były kontynuowane przez Rochewicza (1980) oraz Rochewicza i Bakuna (1980). Stwierdzono, że częściej występują tu chloryty żelaziste, o silnej przewadze Fe nad Mg, a znacznie rzadziej Mg/Fe-chloryty. Analizy w mikrosondzie elektronowej agregatów chlorytowych z piaskowców eolicznych na monoklinie przedsudeckiej wykazały obecność Fe/Mg- i Mg/Fe-chlorytów oraz chlorytów magnezowych o nikłej zawartości żelaza (Czerwonka i in., 1992; Weihe, 1997; Maliszewska i in.,

2003b). Agregatom chlorytowym często towarzyszą drobne słupki autigenicznego kwarcu.

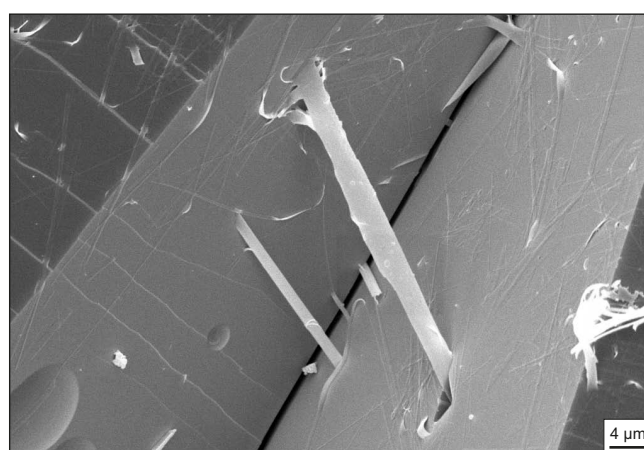
Illit w osadach czerwonego spągowca występuje w postaci drobnych listewek z licznymi wypustkami oraz w formie cienkich włókien (fig. 70). Włókna te tworzą mostki między ziarnami detrytycznymi. Przy znacznym udziale illitu w przestrzeniach porowych osadów obserwuje się mikrostruktury siatkowe. Autigeniczny illit (tabl. XII: C) w osadach permu dolnego występuje w całej zachodniej części Niżu Polskiego, lecz najpospolitszy jest na obszarze monokliny przedsudeckiej. Został on rozpoznany w skałach z rejonu Bogdaj-Uciechów i opisany przez Grabowską-Olszewską (1974) oraz Grabowską-Olszewską i in. (1974). Proces diagenetycznej illityzacji osadów szczegółowo rozpatrzył Rochewicz (1980), opierając się na wynikach badań Gleniego i in. (1978) i Hancocka (1978) z obszaru Niemiec. Diagenetyczny illit dostrzegano w osadach permu dolnego, pochodzących ze wszystkich środowisk depozycyjnych (Plewa, 1976; Czerwonka i in., 1992; Michalik, 1993, 1997, 2001; Maliszewska, 1997a, b; Weihe, 1997; Muszyński, 1998; Kuberska, 2004; Aksamitowska, 2004; Biernacka i in., 2006a, 2015; Buniak i in., 2009). Illit ten miejscami współwystępuje z chlorytem, z minerałem illit/smektyt, często także z autigenicznym kwarcem (fig. 71). Rozwój mikrostruktur siatkowych illitu niszczył przepuszczalność osadów, z tego względu w prowincjach gazonośnych prowadzono oznaczenia wieku jego krystalizacji (Środoń, 1996).

Kaolinit diagenetyczny występuje w postaci cienkich płytek o symetrii pseudoheksagonalnej (fig. 72), często tworzących formy robakowate lub książeczkowe. Miejscami (zwłaszcza na Pomorzu Zachodnim) współwystępuje on z chlorytem (Kuberska, 2004; Maliszewska, Kuberska, 2008). Niekiedy obok kaolinitu obecny jest dickit, obserwowany



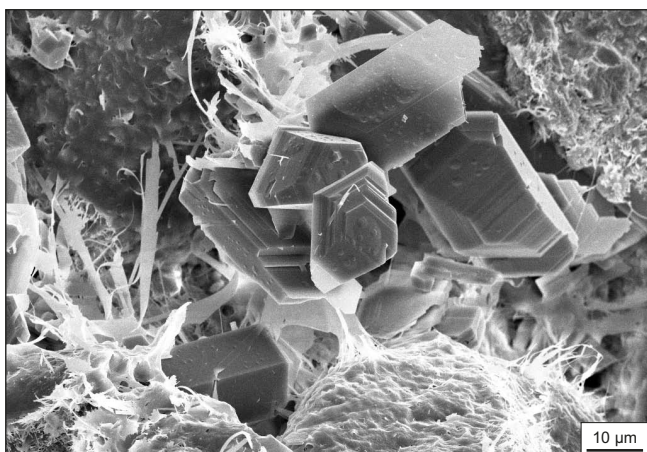
**Fig. 70.** Włóknisty illit w przestrzeni porowej piaskowca; obraz SEM; otwór wiertniczy Zakrzyn IG 1, głęb. 4518,0 m

Fibrous illite in the pore space of sandstone. SEM image.  
Zakrzyn IG 1 borehole, depth 4518.0 m



**Fig. 71.** Włókna illitu przerastające się z kwarcem autigenicznym; obraz SEM; otwór wiertniczy Krajkowo 1, głęb. 3189,3 m

Illite fibres overgrown with authigenic quartz; SEM image;  
Krajkowo 1 borehole, depth 3189.3 m



**Fig. 72. Agregaty płytek kaolinitu w piaskowcu; obraz SEM; otwór wiertniczy Zajączki 1, głęb. 1846,6 m**

Aggregates of kaolinite plates in sandstone; SEM image; Zajączki 1 borehole, depth 1846.6 m

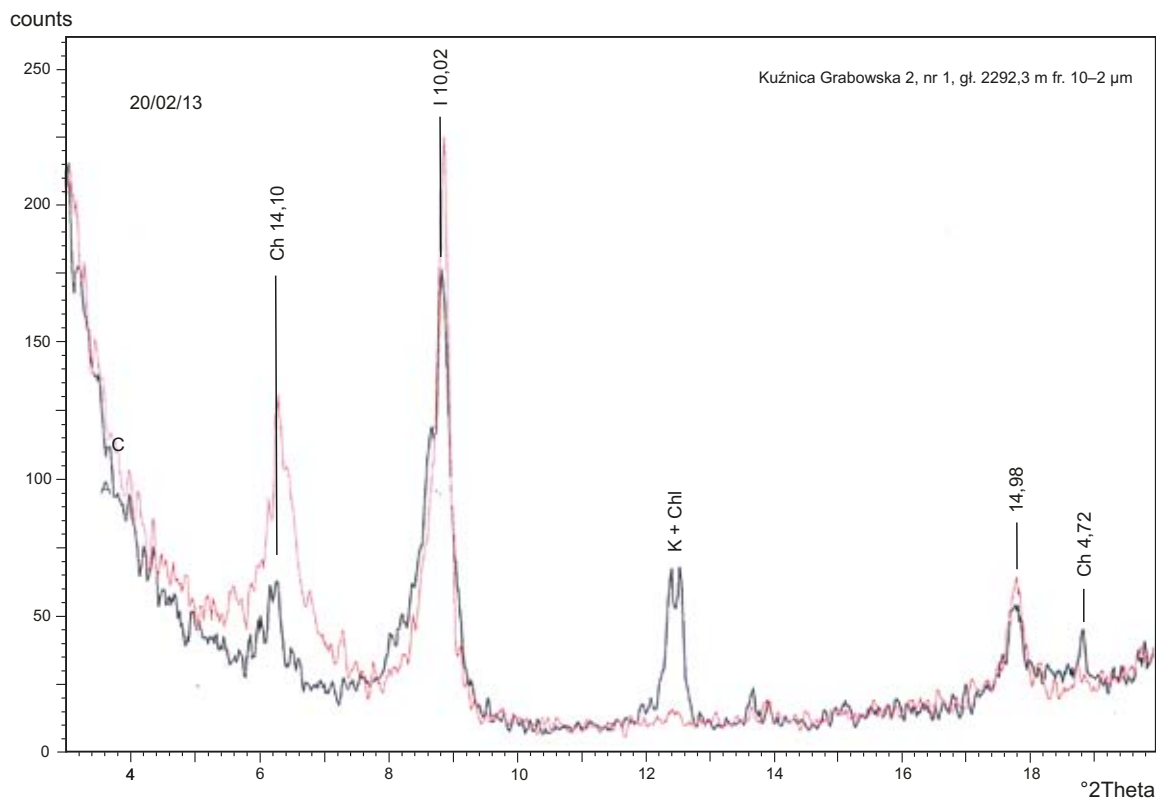
w postaci nieco grubszych krystalitów, niż zwykle kaolinit (Grabowska-Olszewska, 1974; Grabowska-Olszewska i in., 1974; Kuberska, 2004). W niektórych próbkach badanych przez wymienionych autorów dickit był jedynym stwierdzo-

nym minerałem z podgrupy kaolinitu. Obecność dickitu w osadach jest uważana za dowód poddania ich w diagenезie temperaturze ok. 120°C (Ehrenberg i in., 1993). Zdaniem Hartmana i in. (2000) dickit krystalizuje w osadach zwykle później niż kaolinit, co zwykle wiąże się z narastającym ich pogrzebywaniem, większym niż 2500 m lub 3000 m (Mc Aulay i in., 1993; Beaufort i in., 1998). Wymienioną cechę dickitu uważa Michalik (2001) za przyczynę braku tego minerału w osadach białego spągowca, występujących na głębokościach mniejszych niż 2500 m.

Zdaniem Michalika (1996, 2001) kaolinit w osadach białego spągowca krystalizował w temperaturach 50–70°C, co wynika z wartości  $\delta^{18}\text{O}$  (od  $-7,95$  do  $-1,82\text{‰}_{\text{PDB}}$  lub od 13,2 do 16,7 $\text{‰}_{\text{SMOW}}$ ) oznaczonych w tym mineralu.

Za prekursora diagenetycznego kaolinitu w osadach jest uważany skaleni. Agregaty kaolinitu o zarysach ziarn detrytycznych są zwykle uważane za pseudomorfozy po ziarnach skaleni, zwłaszcza z szeregu plagioklazów. Biernacka i in. (2006a) dostrzegli, że znaczna zawartość kaolinitu w osadach wiąże się często z niską zawartością skaleni, a im więcej skaleni, tym mniej kaolinitu.

Kaolinit miejscami tworzył się kosztem muskowitu. W piaskowcach z otworów Kuźnica Grabowska 1 i 2 występują agregaty blaszek kaolinitu w formie wachlarzy (tabl. XII: D), co sugeruje pochodzenie ich z przeobrażenia chlorytu



**Fig. 73. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej 10–2 μm z piaskowca z otworu wiertniczego Kuźnica Grabowska 2, głęb. 2292,3 m. Lampa Cu**

A – preparat orientowany w stanie surowym (powietrzno-suchym), C – preparat orientowany, prażony. Ch – chloryt, I – illit, K – kaolinit. Obecności kaolinitu nie stwierdzono badaniem frakcji  $<0,3\mu\text{m}$

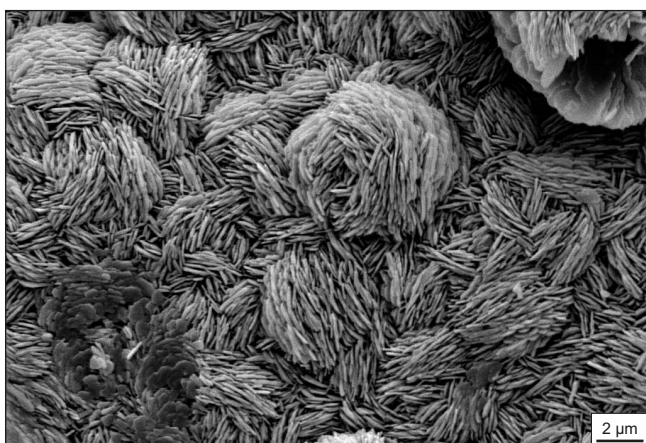
XRD diagram of clay fraction 10–2 μm from sandstone. Kuźnica Grabowska 2 borehole, depth 2292.3 m. Cu lamp  
Oriented samples: A – in dry-air conditions, C – after heating. Ch – chlorite, I – illite, K – kaolinite. Kaolinite not detected by analysis of  $<0.3\mu\text{m}$  fraction

(Maliszewska i in., 2003b). Obecność kaolinitu została tu stwierdzona badaniem w CL (luminescencja niebieska) oraz udokumentowana analizami w mikroobszarze i na dyfrakto-metrze. Obecność chlorytu obok kaolinitu wykazała analiza rentgenostrukturalna piaskowca (fig. 73).

Minerały mieszanopaketowe w osadach czerwonego spągowca są reprezentowane głównie przez minerał I/S, o naj-częstszym udziale illitu ok. 90%, a smektytu ok. 10% (Pro-tas, 1990; Maliszewska i in., 2003b; Kuberska, 2004). Mine-rał I/S występuje w postaci blaszek, tworzących często mi-krostruktury komórkowe oraz w postaci włókien, jak autigeniczny illit. Przypuszczalnie prekursorem wymienio-nego minerału był smektyt, pochodzący z dewitryfikacji i przeobrażenia szkliwa wulkanicznego. Weihe (1997) mine-rał mieszanopaketowy illit/chloryt stwierdził na drodze rentgenograficznej tylko w piaskowcach eolicznych z oto-czenia wyniesienia wolsztyńskiego.

#### Tlenki i wodorotlenki żelaza

W większości osadów permu dolnego występują związki żelaza. Najczęściej są one obecne w postaci pyłu hematytowego, świeżącego czerwono w świetle odbitym, bądź jako pelit getytowy, świeżący w barwach żółtawych lub rdza-wych. Związki żelaza bywają zarówno allo-, jak i autige-niczne, impregnują ilasty matriks osadów i ilaste obwódki wokół ziarn detrytycznych. Najczęściej występują w postaci afanokrystalicznej lub tworzą bardzo drobne krystality o za-rysach euhedralnych. Miejscami w piaskowcach czerwone-go spągowca obserwowano skupienia drobnych kryształów hematytu, tworzące charakterystyczne, kuliste agregaty (fig. 74), podobne do opisywanych przez Czerwonkę (1992) z osadów górnego karbonu na Pomorzu Zachodnim. Do-strzegano też kuliste pseudomorfozy hematytowe po pircyie framboidalnym.



**Fig. 74. Kuliste agregaty płytek hematytu; obraz SEM; otwór wiertniczy Żabno 2, głęb. 3113,9 m**

Spherical aggregates of hematite plates; SEM image;  
Żabno 2 borehole, depth 3113.9 m

#### Siarczki

W osadach czerwonego spągowca, szczególnie w przy-stropowych częściach jego profilów, miejscami występuje drobny pigment pirytowy. Niekiedy są to skupienia kryszta-łów o pokroju euhedralnym. Z kolei w przystropowych osa-dach białego spągowca części monokliny przedsudeckiej (na obszarach występowania złóż miedzi) występują impregna-cje siarczками miedzi i metali szlachetnych (Michalik, 2001)

#### Skalenie autigeniczne

Skalenie autigeniczne w osadach czerwonego spągowca występują w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach detrytycznych skaleń potasowych. Obwódki te obserwowano rzadko i tylko miejscami, na przykład w piaskowcach strefy Bydgoszcz–Szczecinek (Kuberska, 2004) lub w otwo-rze Września IG 1 (Maliszewska i in., 2003b). Obecność skaleniovych obwódek regeneracyjnych była wcześniej stwierdzona w osadach czerwonego spągowca z niecki pół-nocnosudeckiej (Worden, Rushton, 1992) oraz z obszaru Niemiec (Gaupp i in., 1993). Drobne, euhedralne kryształy autigenicznego albitu opisali Michalik (1998) z terenu niecki śródsudeckiej oraz Gaupp i in. (1993) z obszaru Niemiec.

#### Chlorki

Badacze osadów czerwonego spągowca powszechnie wymieniają występowanie w nich niewielkich zawartości halitu (Grabowska-Olszewska i in., 1974; Bojarska i in., 1981). Grabowska-Olszewska i in. (*op. cit.*) dostrzegli także sylwin i polihalit. W osadach białego spągowca stwierdzano obok halitu także chlorki miedzi i żelaza (Michalik, 2001).

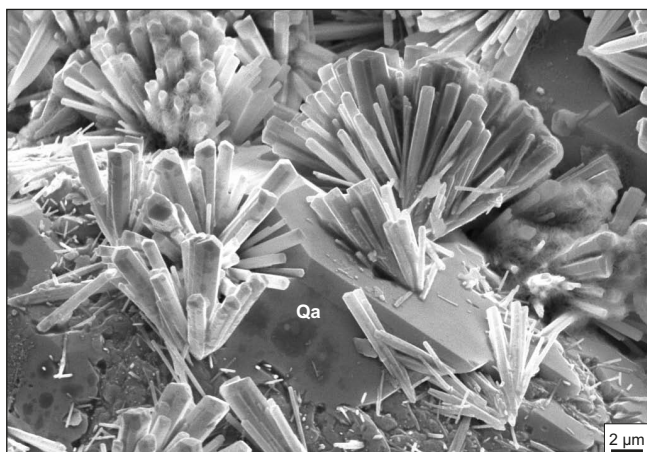
#### Inne cementy

Wyjątkowym składnikiem cementów czerwonego spą-gowca jest drobnokrystaliczny turmalin w piaskowcach z otwo-ru Ługi 1 (monoklina przedsudecka). Występuje on w postaci silnie wydłużonych słupków (fig. 75), dominując nad innymi składnikami spoiwa, jak kalcyt, Fe-dolomit, anhydryt i kwarc autigeniczny (Buniak, 2009). Piaskowce zawierające turma-lin spoczywają bezpośrednio na skałach wulkanicznych.

W niektórych próbkach piaskowców dostrzegano autige-niczny glaukonit (Bojarska i in., 1981).

#### Zastępowanie

W osadach czerwonego spągowca często występują pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych lub relikty ziarn. Proces zastępowania diagenetycznego miał ścisły związek z cementacją. Najczęściej obserwowano efekty częściowego lub nawet całkowitego zastąpienia ziarn skaleń (tabl. XII: E) i okruchów wulkanitów przez kalcyt, rzadziej przez dolo-mit. Dostrzegano także ziarna zastępowane przez anhydryt. Procesowi zastępowania (wskutek agresywnego działania wód porowych) ulegały również cementy węglanowe, anhy-drytowe i kwarcowe.



**Fig. 75. Słupki turmalinu w spoiwie piaskowca; obraz SEM; otwór wiertniczy Ługi 1, głęb. 2656,7 m**

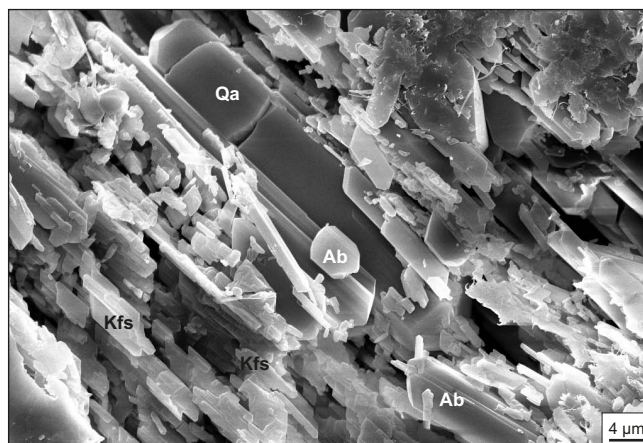
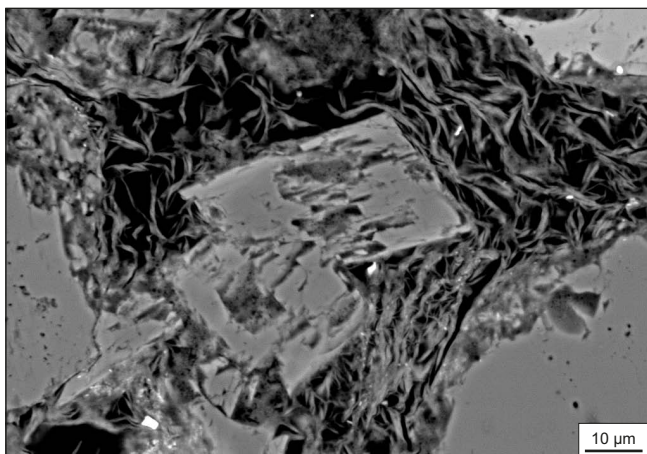
Qa – kwarc autigeniczny

Tourmaline pillarets in the sandstone cement; SEM image; Ługi 1 borehole, depth 2656.7 m

Qa – authigenic quartz

### Rozpuszczanie

Rozpuszczanie diagenetyczne w osadach czerwonego spągowca obejmowało głównie ziarna detrytyczne. Ślady korozji powierzchniowej często są widoczne na ziarnach kwarcu, szczególnie w osadach bogatych w cement kalcytowy. Michalik (2001) badając osady białego spągowca dostrzegł, że korozja ziarn kwarcu była szczególnie intensywna w skałach zmineralizowanych kruszcami. Najsilniej bywały rozpuszczane ziarna skaleń (fig. 76), z których niekiedy pozostały tylko relikty (Gaupp i in., 1993; Maliszewska i in., 1998; Kuberska, 2004). Biernacka i in. (2006a) dostrzegli, że miejscami w osadach zachowały się tylko obwódki hematytowo-illitowe po rozpuszczonych ziarnach. Badania skał za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego pozwoliły stwierdzić, że rozpuszczaniu ulegały także cementy (tabl. XII: F) (Maliszewska i in., 1998; Kuberska, 1999a, 2004).



**Fig. 76. Relikty częściowo rozpuszczonego mikropertytu; obraz SEM; otwór wiertniczy Jezierzycze 1, głęb. 2274,7 m**

Kfs – skaleń potasowy, Ab – albit, Qa – kwarc autigeniczny

Relics of partly dissolved micropertite; SEM image; Jezierzycze 1 borehole, depth 2274.7 m

Kfs – K-feldspar, Ab – albite, Qa – authigenic quartz

Zjawisko rozpuszczania diagenetycznego jest oceniane jako znaczące dla tworzenia się dobrych właściwości zbiornikowych osadów. Jego skutkiem jest powstawanie porowatości wtórnej, zarówno między-, jak i śródziarnowej oraz śródkrystalicznej (fig. 77).

### Przeobrażanie i neomorfizm

Przez termin „przeobrażenia diagenetyczne” rozumie się te przemiany składników skalnych, które je niszczą i tworzą nowe fazy mineralne w nowej postaci (Fairbridge, Bourgeois, 1978). W osadach czerwonego spągowca były to głównie przeobrażenia skaleń i szkliwa wulkanicznego oraz dalsze przemiany produktów rozkładu szkliwa.

Zjawiska te miały duże znaczenie w ewolucji przestrzeni porowej osadów. Przeobrażanie się sztywnych składników mineralnych w miękkie agregaty ilaste powodowało wzrost porowatości, szczególnie często obserwuje się wtórną mikroporowatość w okrucach skał wulkanicznych. Jednocześnie zjawisko przeobrażenia prowadziło do ograniczenia zdolności filtracyjnych osadów z uwagi na krystalizację minerałów ilastych uszczelniających pory. Szczególnie istotne było tworzenie się diagenetycznego illitu w formie włókien,



**Fig. 77. Częściowo rozpuszczone romboedry dolomitu w chlorytowym spoiwie piaskowca; obraz SEM; otwór wiertniczy Siekierki 4, głęb. 3765,7 m**

Partly dissolved dolomite rhombohedrons in the chlorite cement of sandstone; SEM image; Siekierki 4 borehole, depth 3765.7 m



często przyczyniających się do zamykania światła w połączeniach kapilarnych. Efektem jest niska przepuszczalność warstw o dobrej porowatości i zasadnicze ograniczenie przepływu fluidów.

Do procesów neomorfizmu zalicza się rekrystalizację regeneracyjnych cementów kwarcowych, prowadzącą miejscami do tworzenia cementów porowych w osadach, oraz rekrystalizację kalcytu. Przykładami tych procesów są także przemiany polimorficzne, dotyczące przeobrażania pierwotnego opalu czy chalcedonu w kwarc autigeniczny oraz kaolinitu w dickit (Kuberska, 2004).

#### HISTORIA DIAGENEZY I JEJ WPŁYW NA WŁAŚCIWOŚCI ZBIORNIKOWE OSADÓW

Zarys historii diagenety obejmuje całość osadów epiklastycznych permu dolnego, ponieważ te same procesy diagenetyczne działały po depozycji utworów dolnego i górnego czerwonego spągowca. Na [figurze 78](#) przedstawiono przykład zarejestrowania procesów diagenety w profilu osadów czerwonego spągowca z otworu Zielęcín 1.

#### Eodiagenetyza

Do najwcześniejszych procesów diagenetycznych należały głównie: kompaktacja mechaniczna oraz akrecyjne tworzenie się obwódek ilastych, ilasto-żelazistych i kwarcowych na ziarnach detrytycznych. Powstawanie obwódek hamowało natężenie kompaktacji. W eodiagenetyzie rozpoczęło się także przeobrażanie niestabilnych składników szkieletu ziarnowego. Miejscami krystalizowały wczesne cementy kalcytowe. Za najstarszą odmianę kalcytu uważa się kalcyt nieluminescencyjny (Kuberska, 2004), którego krysztaly bywają silnie spękane. Mn- i Mn/Fe kalcyt jest zwykle późniejszy, lecz wszystkie wymienione odmiany bywają obecne w nodulach charakterystycznych dla utworów plał. W utworach tych krystalizował również wczesny anhydryt.

Za najważniejszy dla początków ewolucji właściwości zbiornikowych osadów permu dolnego można uznać proces kompaktacji, jako ograniczający porowatość. Widoczne jest jednak, że kompaktacja w diagenetyzie wczesnej nie miała wielkiego natężenia, ponieważ w badanych osadach pozostały liczne pustki, w których wykryły się późniejsze cementy. Wydaje się, że procesy krystalizacyjne w diagenetyzie wczesnej miały miejsce w niewysokich temperaturach, które nie przekraczały 50°C.

#### Mezodiagenetyza

Do procesów mezodiagenetyzy należały:

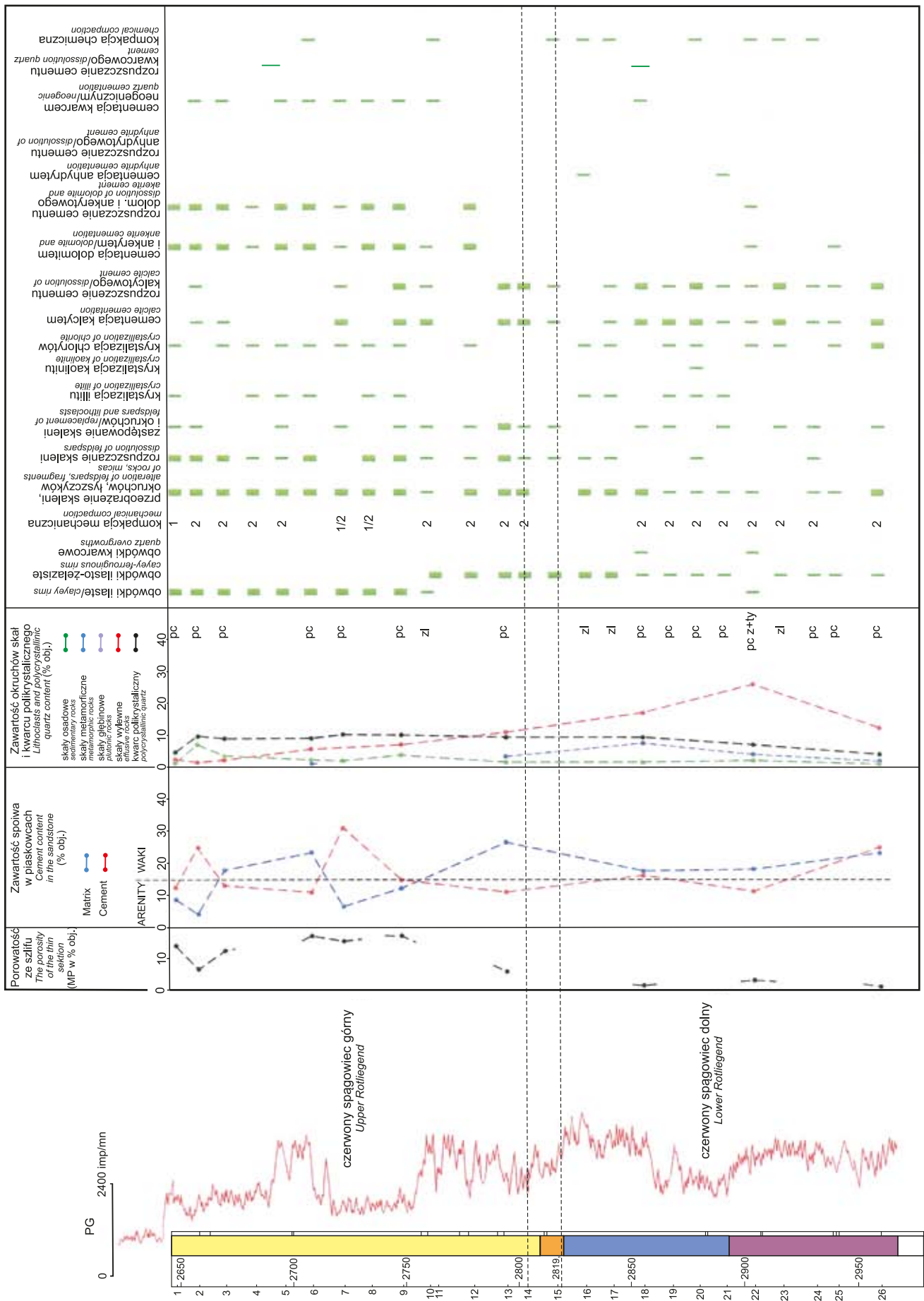
- kompaktacja mechaniczna, postępująca pod naciskiem nadkładu;
- przeobrażanie ziarn skaleni i klastów skał wulkanicznych w minerały ilaste i kwarc;
- krystalizacja illitu autigenicznego i chlorytów, miejscami także kaolinitu; wraz z wzrastającym pogrzebaniem osadów (większym niż 2500 m) mógł krystalizować dickit;

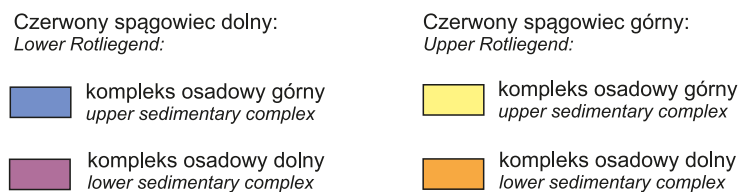
- krystalizacja minerałów węglanowych: kalcytu i dolomitu, często zawierających magnez, mangan i żelazo; narastanie ankerytu na romboedrach dolomitowych;
- krystalizacja późniejszej generacji anhydrytu;
- cementacja kwarcem autigenicznym, niewątpliwie w kilku etapach; tworzenie cementów obwódkowych, porowych oraz izolowanych krysztalów (Michalik, 1995a);
- kompaktacja chemiczna;
- korozja powierzchniowa ziarn detrytycznych, rozpuszczanie ziarn skaleni i cementów ortochemicznych wskutek działania na przemian kwaśnych lub alkalicznych roztworów porowych;
- intensywny rozwój krystalizacji włóknistego illitu, często stowarzyszony z tworzeniem słupków kwarcu autigenicznego.

Trudno zdecydować, który z procesów, kompaktacja czy też cementacja, miał większe znaczenie dla niszczenia pierwotnej cementacji osadów. W celu rozpoznania ich roli badacze czerwonego spągowca stosują diagramy Lundegarda lub Houseknechta (Gaupp i in., 1993; Maliszewska i in., 2003b, 2008; Aksamitowska, 2004; Kuberska, 2004; Biernacka i in., 2006a; Buniak i in., 2009). W przypadku skonstruowania obu rodzajów diagramów dla tych samych próbek można uzyskać wyniki o znaczeniu przeciwnym. W pracach Biernackiej i in. (2006) oraz Buniaka i in. (2009) wyrażono przekonanie, że bardziej wiarygodne jest stosowanie diagramu Lundegarda. Wydaje się, że wysuwane tu wnioski są także zależne od regionu, w którym prowadzono badania oraz od tego, czy analizy obejmowały całe profile czerwonego spągowca, włącznie z ich częściami przystropowymi. Niektórzy badacze stwierdzili, że najwyższe części profilów, tuż pod osadami cechsztynu, odznaczają się wyjątkowo silną cementacją kalcytem i anhydrytem (do 40% obj.). Badania mikroskopowe wykazały, że udział cementów w osadach permu dolnego dość rzadko przekracza 15–20%, często jest niższy niż 10% obj. (Darłak i in., 1998; Muszyński, 1998; Maliszewska i in., 1998, 2008; Kuberska, 2004). Udział ten z reguły maleje wraz z głębokością pogrzebania osadów (Darłak i in., 1998; Biernacka i in., 2006a). Powszechnie dostrzega się efekty rozpuszczania diagenetycznego, które wytworzyło porowatość wtórną, lecz udział jej w skale nie przekracza kilku procent (m.in. Kuberska, 2004; Biernacka i in., 2006a).

Zwraca uwagę występująca miejscami mikroszczelinowatość. Na przykład niektóre próbki piaskowców plał marginalnej z otworów Zakrzyn IG 1 i Żabno 2, pocięte mikroszczelinami, odznaczają się porowatością ok. 18% obj., wobec porowatości innych próbek piaskowców plał w zakresie 0–8% obj. Niektóre mikroszczeliny dostrzeżone w ziarnach kwarcu zostały w czasie mezodiagenetyzy zabliznione kwarcem autigenicznym.

Spośród osadów czerwonego spągowca najwyższą porowatość wykazują na ogół osady eoliczne, szczególnie – wdmowe, a najniższą – osady plał. Współczynnik przepuszczalności często bywa bliski zera (szczególnie w osadach bogatych w minerały ilaste), niekiedy wykazuje wartości wysokie, na przykład 1000 mD (Weihe, 1997; Darłak i in., 1998).





**Fig. 78. Główne cechy skal czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Zielęcín 1 i efekty procesów diagenetycznych (stratygrafia wg Kiersnowskiego, 1999)**

pc – piaskowiec, zl – zlepniec, pc z + ty – piaskowiec zlepnielowaty; 1 – slaba kompaktacja mechaniczna, 2 – silna kompaktacja mechaniczna

Main features of the Rotliegend rocks from the Zielęcín 1 borehole and effects of diagenetic processes (stratigraphy after to Kiersnowski, 1999)

pc – sandstone, zl – conglomerate, pc z + ty – conglomeratic sandstone; 1 – weak mechanical compaction, 2 – strong mechanical compaction



Procesy i składniki diagenetyczne <i>Diagenetic processes and components</i>	Diageneza/ <i>Diagenesis</i>			Po	Pp
	eo-	mezo-	telo-		
Obwódki ilaste <i>Clayey rims</i>	—————			+	+
Obwódki ilasto-żelaziste <i>Clayey-ferrouginous rims</i>	—————			+	+
Kompaktacja mechaniczna <i>Mechanical compaction</i>	—————			-	-
Cementacja kalcytem <i>Calcite cementation</i>	czysty kalcyt ————— Mn- i Mn/Fekalcyt			-	-
Cementacja dolomitem i ankerytem <i>Dolomite and ankerite cementation</i>	————— Fe-dolomit, ankeryt			-	-
Cementacja anhydrytem <i>Anhydrite cementation</i>	—————			-	-
Cementacja kwarcem <i>Quartz cementation</i>	obwódki —————			+/-	+/-
Cementacja kaolinitem <i>Kaolinite cementation</i>	————— dickit			+/-	+/-
Cementacja chlorytem <i>Chlorite cementation</i>	————— Fe/Mg chloryt			+/-	+/-
Cementacja illitem i I/S <i>Illite and I/S cementation</i>	————— Illit włóknisty; I/S			-	-
Rozpuszczanie ziarn detrytycznych <i>Dissolution of detrital grains</i>	—————			+	+
Rozpuszczanie cementów <i>Dissolution of cements</i>	—————			+	+
Zastępowanie skaleni <i>Replacement of feldspars</i>	—————			-	-
Przeobrażanie ziarn niestabilnych <i>Alteration of unstable grains</i>	—————			+/-	+/-
Kompaktacja chemiczna <i>Chemical compaction</i>	—————			-	-
Migracja węglowodorów <i>Migration of hydrocarbons</i>	—————				
Charakter wód porowych <i>Nature of the pore waters</i>	meteoryczne <i>meteoric</i>	kontynentalno-morskie <i>continental-marine</i>	meteoryczne? <i>meteoric?</i>		

**Fig. 79. Etapy rozwoju procesów diagenetycznych oraz ich wpływ na porowatość i przepuszczalność**

Po – porowatość, Pp – przepuszczalność, +/- – dodatni/ujemny wpływ na porowatość i przepuszczalność osadu

Stages of diagenetic processes and their influence on porosity and permeability of rocks

Po – porosity, Pp – permeability, +/- – positive and negative influence on porosity and permeability

Z wyników badań inkluzji fluidalnych, dostrzeżonych w cementach węglanowych, anhydrytowych i kwarcowych, wynika, że paleotemperature osadów czerwonego spągowca z zachodniej części Nizy Polskiego, poddanych mezodiagenecie, mieściły się w zakresie 80–148°C (Jarmołowicz-Szulc, 2009). Uzyskana przez wymienioną autorkę temperatura homogenizacji inkluzji w anhydrycie ok. 190°C wydaje się zbyt wysoka i wymaga potwierdzenia dalszymi badaniami.

Dyskusyjną pozostaje temperatura krystalizacji illitu w osadach. Zdaniem Michalika (1996) wynosiła ona co najmniej 75°C, a mogła dochodzić do 120°C (Michalik, 2001). Przypuszczalna temperatura krystalizacji illitu w piaskowcach czerwonego spągowca w Morzu Północnym wynosiła ok. 130°C (Ziegler i in., 1994). Zdaniem Maliszewskiej (1997b) illit w piaskowcach czerwonego spągowca z monokliny przedsudeckiej krystalizował w temperaturze co najmniej 125°C, maksymalnie w 173°C. Wszystkie wartości temperatur krystalizacji illitu wyliczane przez badaczy z wyników oznaczeń  $\delta^{18}\text{O}$  w illicie, zależnie też od przyjętej wartości gradientu geotermicznego na danym obszarze, należy uważać za hipotetyczne.

Sądząc z wyników oznaczeń stosunków izotopowych tlenu w cementach kalcytowych, ich wody krystalizacyjne były pochodzenia kontynentalnego lub były mieszane z wodami morskimi. Z kolei illit włóknisty krystalizował z wód zasolonych, co na obszarze Europy jest kojarzone z działaniem descendujących wód morza cechszyńskiego (Gaupp i in., 1993; Ziegler i in., 1994; Michalik, 1996, 2001; Zwingman i in., 1998; Maliszewska, Kuberska, 2009).

### Telodiagenesa

Telodiagenesa w ujęciu Choquette i Pray'a (1970) to zespół procesów związanych z działaniem tektoniki (inwersją tektoniczną i związanym z nią spękaniami górotworu lub jego odsłonięciem), które miały miejsce w pomorskim segmencie strefy Teisseyre'a-Tornquista na pograniczu kredy i trzeciorzędu (Dadlez, Marek, 1997) oraz w południowo-wschodniej części monokliny przedsudeckiej w jurze (Karnkowski, 1999; Dadlez, 2005). Osady permskie mogły ulegać penetracji przez zmodyfikowane wody meteoryczne, co prowadziło do rozpuszczania mniej stabilnych ziarn detrytycznych i cementów węglanowych. Zdaniem Backera

(1991) podczas telodiagenesy mogą wytrącać się cementy kwarcowe, kaolinitowe i hematytowe. Za najbardziej powszechne procesy telodiagenetyczne uważane są: rozpuszczanie skałeni (z których niekiedy pozostają jedynie relikty) oraz krystalizacja kaolinitu. Efekty tych zjawisk obserwowano zarówno na Pomorzu Zachodnim (Kuberska, 2001, 2004), jak i na monoklinie przedsudeckiej (Maliszewska i in., 1998; Biernacka i in., 2006a; Buniak i in., 2009). Niewykluczone, że wachlarzowe agregaty kaolinitu dostrzeżone w osadach czerwonego spągowca w otworach Kuźnica Grabowska 1 i 2 stanowią produkty telodiagenetycznego przeobrażenia chlorytu. Również w telodiagenecie mogły tworzyć się kuliste agregaty płytek hematytowych, obserwowane w piaskowcach z otworu Żabno 2.

Na **figurze 79** przedstawiono hipotetyczną sekwencję diagenety osadów czerwonego spągowca górnego z zaznaczeniem wpływu poszczególnych procesów fizycznych i chemicznych na porowatość i przepuszczalność.

**Podziękowania.** Autorzy gorąco dziękują recenzentowi monografii, prof. dr. hab. Andrzejowi Muszyńskiemu z Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu, za wnikliwe sprawdzenie pracy i konstruktywne uwagi, umożliwiające wyeliminowanie niedociągnięć. Serdeczne wyrazy wdzięczności kierowane są również do wszystkich osób, które współpracowały z autorami nad rozpoznaniem jednostki litologicznej czerwonego spągowca. Za wieloletnią współpracę podziękowania należą się dr. Jędrzejowi Pokorskiemu, pomysłodawcy licznych projektów i propagatorowi badań tej jednostki. Autorzy dziękują prof. dr. hab. Magdalenie Sikorskiej-Jaworowskiej za przeprowadzenie badań katodoluminescencyjnych skał, prof. dr. hab. Katarzynie Jarmołowicz-Szulc za wykonanie analiz inkluzji fluidalnych w minerałach, a dr. Ewie Krzemińskiej za datowania skał wulkanicznych metodą U-Pb (SHRIMP) na cyrkonach. Słowa wdzięczności za wieloletnią współpracę przy badaniach właściwości zbiornikowych skał autorzy kierują do prof. dr. hab. Piotra Sucha i dr. Grzegorza Leśniaka, z zespołem Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie. Podziękowania należą się również koledze Leszkowi Giro za wykonanie licznych analiz skał w elektronowym mikroskopie skaningowym i mikrosondzie rentgenowskiej oraz wszystkim Koleżankom i Kolegom, którzy uczestniczyli na różnych etapach w prowadzonych przez nas badaniach.

## LITERATURA

- AAGARD P., JEHREN J.S., HARSTAD A.O., NILSEN O., RAMM M., 2000 — Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Miner.*, **35**, 1: 261–269.
- AKSAMITOWSKA A., 2003 — Środowiska sedymentacji i rozwój depozycji osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie Poznania. *Prz. Geol.*, **51**, 2: 168–174.
- AKSAMITOWSKA A., 2004 — Systemy depozycyjne i właściwości zbiornikowe skał górnego czerwonego spągowca w centralnej części monokliny przedsudeckiej. Rozprawa doktorska, maszynopis. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- ALLAN J.R., WIGGINS W.D., 1993 — Dolomite reservoirs. Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. *AAPG Continuing Education Course Note Ser.*, **36**.
- AMTHOR J.E., OKKERMANN J., 1998 — Influence of early diagenesis on reservoir quality of Rotliegende sandstones, Northern Netherlands. *AAPG Bull.*, **82**: 2246–2265.
- ANTRETT P., VACKINER A., STOLLHOFEN H., KUKLA P., 2009 — Sedimentological reservoir characterization of a tight

- gas field in the Upper Rotliegend II Wustrow and Bahnsen Members, Ostfriesland, Germany. *W: 6<sup>th</sup> Annual Conf. of SEPM-CES sediment 2009. Abstracts and field guide.* Kraków, 24–25 June.
- AWDANKIEWICZ M., 1999a — Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geol. Sudet.*, **32**: 13–47.
- AWDANKIEWICZ M., 1999b — Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geol. Sudet.*, **32**: 83–111.
- AWDANKIEWICZ M., 2003 — Petrogenesis of the Permian intermediate volcanic suite of the North-Sudetic Basin, SW Poland fractionation, replenishment and assimilation in crustal magma chambers. *Miner. Society of Poland, Sp. Papers*, **23**: 12–14.
- BACKER J.C., 1991 — Diagenesis and reservoir quality of the Aldebarau Sandstone, Denison Trough, east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, **38**: 819–838.
- BARGOSI G.M., DI BATTISTINI G., GASPAROTTO G., VERCESI P.L., GUALTIERI S., 1993 — The Permian-volcanosedimentary sequence of the Tione Basin (Val Rendena, Trento, N Italy). *Miner.-Petrogr. Acta*, **36**, 1/2: 130–155.
- BEAUFORT D., CASSAGNABERRE A., PETIT S., LANSON B., BERGER G., LACHARPAGNE J.C., JOHANSEN H., 1998 — Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Miner.*, **33**: 297–316.
- BENEK R., KRAMER W., MC CANN T., SCHECK M., NEGEDANK J.F.W., KORICH D., HUEBSCHER H.D., BAYER U., 1996 — Permo-carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. *Tectonophysics*, **266**: 370–404.
- BHATIA M.R., 1983 — Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**, 6: 611–627.
- BHATIA M.R., CROOK K.A.W., 1986 — Trace elements characteristic of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Miner. Petrol.*, **92**, 1: 181–193.
- BIERNACKA J., 2015 — What do the K-Ar ages of illite tell us about the diagenesis of Rotliegend sandstones of the Fore-Sudetic Monocline, SW Poland? *Geol. Quart.*, **59**, 2: 257–270.
- BIERNACKA J., LEŚNIAK G., BUNIAK A., 2006a — Wpływ kompaktacji i cementacji na właściwości zbiornikowe piaskowców eolicznych czerwonego spągowca z obszaru monokliny przedsudeckiej. *Pr. Inst. Nafty i Gazu*, **134**.
- BIERNACKA J., MUSZYŃSKI A., PROTAS A., 2006b — Alkaline mafic dyke from the margin of the East-European Platform (Klanino-3 borehole). *Miner. Pol. Sp. Papers*, **29**: 107–110.
- BIERNACKA J., MUSZYŃSKI A., PROTAS A., 2009 — Petrologia maficznych dajek ze skraju platformy wschodnioeuropejskiej na Pomorzu Zachodnim. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 298.
- BJØRLYKKE K., 1983 — Diagenetic reactions in sandstones. *W: Sediment diagenesis* (red. A. Parker, B.W. Sellwood): 169–213. Reidel Publ. Comp., Dordrecht.
- BJØRLYKKE K., RAMM M., SAIGAL G.C., 1989 — Sandstones diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Rundschau*, **78**, 1: 243–268.
- BOJARSKA J., 1978 — Litologia i właściwości zbiornikowe osadów saksynu niecki zielonogórskiej i obrzeżenia wału wolsztyńskiego. *W: Przewodnik 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Zielona Góra: 119–128. Wyd. Geol., Warszawa.
- BOJARSKA J., GŁOWACKI E., KRÓL L., 1981 — Lithological facies development and collector properties of Rotliegend rocks in the Poznań depression. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian.* Jabłonna, 1978: 602–616. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- BOJARSKA J., CZERWONKA A., GŁOWACKI E., RYDZEWSKA K., 1977 — Opracowanie wyników badań litologicznych utworów czerwonego spągowca z uwzględnieniem wpływających z nich kryteriów gazonośności w rejonie Poznania. Arch. PGNiG, Warszawa.
- BOJARSKA J., CZERWONKA A., RYDZEWSKA K., ŻURAWEK E., 1983 — Zmiany litologiczno-zbiornikowe osadów czerwonego spągowca w strefie wyklinowań na przykładzie złoża Ujazd. *Nafta*, **12**: 387–393.
- BOJARSKA J., ĆWIERZ Z., CZERWONKA A., MUSZYŃSKI M., RYDZEWSKA W., STĘPNIEWSKA E., ŻURAWEK E., 1981 — Opracowanie zmienności litologicznej i własności zbiornikowych oraz warunków hydrogeologicznych i geochemicznych w osadach czerwonego spągowca w rejonie Cicha Góra-Ujazd-Łagiewniki pod kątem poszukiwań złóż w pułapkach niestrukturalnych. Arch. PGNiG, Warszawa.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- BRECHT G., 1999 — Authigene Phyllosilicate in permokarbonen SiO<sub>2</sub> reichen Vulkaniten Ostdeutschlands. *Berliner geowiss. Abh.*, **A201**: 1–181.
- BREITKREUZ C., KENNEDY A., 1999 — Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. *Tectonophysics*, **302**: 307–326.
- BREITKREUZ C., MOCK A., 2004 — Are laccolith complexes characteristic of transtensional basin systems? Examples from the Permo-Carboniferous of Central Europe. *Geol. Soc. Spec. Publ., London*, **234**: 13–31.
- BREITKREUZ C., KARNKOWSKI P., MUSZYŃSKI A., PAŃCZYK M., PROTAS A., 2000 — The Wolsztyn Ridge in western Poland during the Early Permian: Paleogeography, volcanic activity and coarse-grained sedimentation at an intrabasinal high. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, **209**: 58–60.
- BREITKREUZ C., KENNEDY A., GEISSLER M., EHLING B.-C., KOPP J., MUSZYŃSKI A., PROTAS A., STOUGE S., 2007 — Far Eastern Avalonia: Its chronostratigraphic structure revealed by SHRIMP zircon ages from Upper Carboniferous to Lower Permian volcanic rocks (drill cores from Germany, Poland and Denmark). *Geol. Soc. of America, Sp. Paper*, **423**: 173–190.
- BÜKER C., MÄDER U., 1997 — Modelling the geological and diagenetic evolution of a graben fill: a case study from northern Germany. *W: Meeting of Molasse Group.* Fribourg, 25.01.1997. Abstracts: 62.
- BUNIAK A., 2009 — Turmaliny w spoiwie piaskowców czerwonego spągowca. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 299.
- BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 1997 — Środowiska depozycyjne, petrografia i diagenetyzacja osadów czerwonego spągowca w rejonie Poznania. *Geologos*, **2**: 201–214.
- BUNIAK A., KIERSNOWSKI H., KUBERSKA M., 2008 — Perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w piaskowcach czerwonego spągowca o słabych właściwościach zbiornikowych w strefie Poznań-Konin-Kalisz. *W: IV Krajowy Zjazd Branży Górnictwa Naftowego.* Łagów, 11–13 września: 125–138.
- BUNIAK A., KUBERSKA M., KIERSNOWSKI H., 2009 — Petrograficzno-petrofizyczna charakterystyka piaskowców eolicznych strefy Siekierki-Winna Góra (koło Poznania)

- w aspekcie poszukiwań złóż gazu zamkniętego w osadach czerwonego spągowca. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 328–334.
- BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., PROTAS A., 1999 — Depositional environment and petrology of Rotliegend deposits from Unisław – Wałdowo Królewskie region. *Geologos*, **4**: 5–27.
- BURLEY S.D., KANTOROWICZ J.D., 1986 — Thin section and S.E.M. criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. *Sedimentology*, **33**: 587–604.
- BYLINA P., 2006 — Low-grade metamorphism of Permian mafic rocks from the Gorzów Wielkopolski Block (Fore Sudetic Monocline, NW Poland): age and mechanism. *Miner. Pol.*, **37**, 1: 3–50.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**: 207–220.
- CLAUER N., ZWINGMANN H., CHAUDHURI S., 1996 — Isotopic (K-Ar and oxygen) constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in Western Europe. *Clay Miner.*, **31**: 301–318.
- CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R., SAKAI H., ZAK I., 1980 — The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, **28**: 199–260.
- CULLERS R.L., BASU A., SUTTNER L., 1988 — Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco batholite, Montana, USA. *Chem. Geol.*, **70**, 335–348.
- CULLERS R.L., BARRET T., CARLSON R., ROBINSON B., 1987 — Rare earth elements and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, **63**: 275–295.
- CZERNY J., MUSZYŃSKI M., 2000 — The current state of recognition of upper palaeozoic volcanites of the Cracow area. *Miner. Soc. of Poland Sp. Papers*, **17**: 13–17.
- CZERWONKA A., 1992 — Wybrane zagadnienia diagenety osadów karbonu górnego Pomorza Zachodniego. *Nafta-Gaz*, **5/6**: 140–156.
- CZERWONKA A., GREGOSIEWICZ Z., MUSZYŃSKI M., 1992 — Clay minerals in cement of the Saxonian sandstones from the northern part of the Fore-Sudetic Monocline. *W: Petroleum Geology Symp.*, Poland, Piła-Plotki, May 20–22: 17–23.
- DADLEZ R., 2005 — Tektonika północnego skraju wypiętrzenia wolsztyńskiego i lubuskiego. *W: Rekonstrukcje paleogeografii i środowisk sedymentacji osadów czerwonego spągowca wokół północno-zachodniej części paleowyniesienia brandenbursko-wolsztyńskiego oraz paleotektoniczne uwarunkowania ich rozwoju* (red. H. Kiersnowski). Narod. Arch. PIG-PIB, Warszawa.
- DARŁAK B., KOWALSKA-WŁODARCZYK M., KOBYLEC-KA A., LEŚNIAK G., SUCH P., 1996 — Badania własności fizycznych próbek z odwiertu Grundy IG 1, Komorze 1, Września IG 1, Zakrzyn IG 1 dla tematu „Analiza basenów sedymentacyjnych” [maszynopis].
- DARŁAK B., KOWALSKA-WŁODARCZYK M., KOBYLEC-KA A., LEŚNIAK G., SUCH P., 1998 — Przegląd wyników badań właściwości i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Niżu Polskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 147–154.
- DICKINSON W.R., SUCZEK C.A., 1979 — Plate tectonic influences on sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**: 2164–2182.
- DICKINSON W.R., BEARD L.S., BRAKENRIDGE G.R., ER-JAVEC J.L., FERGUSON R.C., INMAN K.F., KNEPP R.A., LINDBERG F.A., RYBERG P.T., 1983 — Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**: 222–235.
- DOHNALIK M., 2014 — Zwiększenie możliwości wyznaczania parametrów zbiornikowych skał z wykorzystaniem rentgenowskiej mikrotomografii komputerowej. *Pr. Nauk. Inst. Nafty i Gazu*, **193**.
- DOWGIAŁŁO J., 1976 — An isotopic indicator of ground water origin. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terr.*, **24**, 2: 99–106.
- DUBIŃSKA E., BAGIŃSKI B., KAPROŃ G., BYLINA P., 1998 — Pumpellyit w zmienionych skałach wulkanicznych z okolic Gorzowa Wielkopolskiego (północno-zachodnia część monokliny przedsudeckiej): przejawy metamorfizmu bardzo niskiego stopnia (VLGM). *Prz. Geol.*, **46**, 1: 79–85.
- DUBIŃSKA E., BAGIŃSKI B., BYLINA P., KAPROŃ G., KOZŁOWSKI A., 1997 — Metamorfizm facji zeolitowej (VLGM) w zasadowych skałach wulkanicznych czerwonego spągowca z monokliny przedsudeckiej (okolice Gorzowa Wielkopolskiego). *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 82–85.
- DYBOWA-JACHOWICZ S., POKORSKI J., 1984 — Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. *Kwart. Geol.*, **28**, 3/4: 589–616.
- EHRENBERG S.N., AAGARD P., WILSON M.J., FRASER A.M., DUTHIE D.M.L., 1993 — Depth – dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Miner.*, **28**, 3: 325–352.
- EKIERT E., 1977 — Wstępna charakterystyka petrograficzna utworów czerwonego spągowca w otworze Szubin IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Szubin IG 1*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- EKIERT E., 1980 — Wstępna charakterystyka petrograficzna utworów czerwonego spągowca w wierceniu Czaplinek IG 2. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Czaplinek IG 2*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A., VREY H.C., 1953 — Revised carbonate water isotope temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**: 1315–1326.
- FISHER R.V., SCHMINCKE H.-U., 1984 — Pyroclastic rocks. Springer Verlag, Berlin.
- FRIEDMAN I., LONG W., 1984 — Volcanic glasses, their origins and alteration processes. *J. Non-Cryst. Sol.*, **67**: 127–133.
- FRIEDMAN I., O’NELL J.R., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *W: Data of geochemistry* (red. M. Fleischer). U.S. Geological Survey, Professional Paper, 440-K: 1–12.
- FÜHTBAUER H., 1974 — Some problems of diagenesis in sandstones. *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*, **8**: 303–321.
- GAUPP R., MATTER A., PLATT J., RAMSEYER K., WALZEBUCK J., 1993 — Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) gas reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, **67**: 280–312.
- GEIBLER M., BREITKREUZ C., KIERSNOWSKI H., 2008 — Late Paleozoic volcanism in the central part of Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. *Inter. J. Earth Sci.*, **97**: 973–989.
- GLENNIE K.W., 1982 — Early Permian (Rotliegendes) Palaeowinds of the North Sea. *Sediment. Geol.*, **34**, 2/3: 245–265.
- GLENNIE K.W., MUDD G.C., NAGTEGAAL P.J.C., 1978 — Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit area of the North Sea. *J. Geol. Soc. London*, **135**: 25–34.
- GLIŃIAK P., LASKOWICZ R., LEŚNIAK G., SUCH P., 1999 — Analiza możliwości występowania różnych typów pułapek

- złożowych w czerwonym spągowcu w SE części monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 470.
- GŁOWACKI E., RYDZEWSKA K., ŻURAWEK E., 1993a — Szczegółowa analiza litologiczno-sedymentacyjna i zbiornikowa osadów saksonu na podstawie wybranych otworów w strefie Objezierze–Kalisz. Arch. PGNiG, Warszawa.
- GŁOWACKI E., RYDZEWSKA K., ŻURAWEK E., OZIEMBŁOWSKI P., 1993b — Analiza litologiczno-sedymentacyjna i własności zbiornikowe utworów saksonu na obszarze Obrzycko-Pniewy-Poznań. Arch. PGNiG, Warszawa.
- GŁOWACKI E., MUSZYŃSKI M., ROMAN S., RYDZEWSKA K., ŻURAWEK E., 1990 — Korelacja i charakterystyka petrograficzno-zbiornikowa piaskowców śródsaksońskich na obszarze wału pomorskiego. Arch. PGNiG, Warszawa.
- GÖTZE J., 1996 — Kathodolumineszenz von Quartz-Grundlagen und Anwendung in den Geowissenschaften. *Aufschluss*, **47**, 6: 215–223.
- GÖTZE J., ZIMMERLE W., 1994 — Provenance of quartz in siliclastic sediments. *W: Conf. "The Geology of Siliclastic Shelf Seas"*, Gent, May 18–24.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1974 — Mikrostruktury skał górnego czerwonego spągowca rejonu Bogdaj-Uciechów (monoklina przedsudecka) badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **17**: 58–72.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., CHLEBOWSKI R., KOZŁOWSKI K., KULESZA-WIEWIÓRA K., MYSLIŃSKA E., 1974 — Litologia skał górnego czerwonego spągowca rejonu Bogdaj-Uciechów (monoklina przedsudecka). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **17**: 6–50.
- GREGOSIEWICZ Z., PROTAS A., 1997 — Facje, diageniza a właściwości zbiornikowe piaskowców czerwonego spągowca rejonu złoża Radlin. *Nafta-Gaz*, **57**: 371–387.
- GROCHOLSKI P., SUCH P., 1993 — Właściwości filtracyjne skał czerwonego spągowca. *Gosp. Sur. Miner.*, **9**, 2: 303–321.
- HAŁAS S., 1979 — An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *J. Phys. E: Sci. Instrum.*, **18**: 417–420.
- HANCOCK N.J., 1978 — Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in Northern West Germany. *J. Geol. Soc. London*, **135**: 35–40.
- HARTMANN B.H., RAMSEYER K., MATTER A., 2000 — Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultanate of Oman. *J. Sed. Research*, **70**, 3: 533–544.
- HARWOOD G.M., COLEMAN M.L., 1983 — Isotopic evidence for UK Upper Permian mineralisation by bacterial reduction of evaporites. *Nature*, **301**: 597–599.
- HILLIER S., FALLICK A. E., MATTER A., 1996 — Origin of pore-lining chlorite in the aeolian Rotliegend of Northern Germany. *Clay Miner.*, **31**: 153–171.
- HOFFMANN N., POKORSKI J., LINDERT W., BACHMANN, H., 1997 — Rotliegend stratigraphy, paleogeography and facies in eastern part of the central European Basin. *W: Proc. XIII Intern. Congr. Carboniferous-Permian*, Kraków. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **157**: 75–86.
- HOLSER W.T., 1979 — Rotliegend evaporites, Lower Permian of northwestern Europe. *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, **32**: 159–162.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compactional processes and cementation to the reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- INGERSOLL R., SUCZEK C.A., 1979 — Petrology and provenance of neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *J. Sed. Petr.*, **49**, 4: 1217–1228.
- IWANOWSKA E., JAGOSIAK P., 1999 — Analiza zmienności cech zbiornikowych osadów fluwalnych czerwonego spągowca w NW części wału pomorskiego. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 475.
- JACKOWICZ E., 1983 — Ośno IG 2. Wyniki badań petrograficznych i geochemicznych. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **57**: 60–77.
- JACKOWICZ E., 1990 — Opracowanie petrograficzne skał wulkanicznych z otworu wiertniczego Strzelce Krajeńskie PIG 1 [maszynopis]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JACKOWICZ E., 1994 — Permskie skały wulkaniczne północnej części monokliny przedsudeckiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **145**.
- JACKOWICZ E., 1995 — Lower Rotliegend volcanic rocks from the western part of the Polish Lowland. *W: 11th Meeting on Geodynamics of the European Variscides, 2nd Symposium on Permian Carboniferous Igneous Rocks*. GeoForschungsZentrum Potsdam. *Terra Nostra*, **7**: 67–69.
- JACKOWICZ E., 1997 — Skały wulkaniczne. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 42–45.
- JACKOWICZ E., 1999 — Rozwój wulkanizmu waryscyjskiego na platformie paleozoicznej w aspekcie uwarunkowań geotektonicznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JACKOWICZ E., 2000 — Preliminary geochemical data on lateral differentiation of the Permian volcanic unit from Western Poland. *Pr. Spec. PTM*, **17**: 175–178.
- JACKOWICZ E., 2001 — Problemy klasyfikacji genetycznej skał wulkanoklastycznych dolnego czerwonego spągowca z obszaru Wielkopolski – przesłanki geochemiczne. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 341.
- JACKOWICZ E., 2003 — Charakterystyka geochemiczna skał wulkanoklastycznych. *W: Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski* (red. A. Maliszewska i in.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 39–51.
- JACKOWICZ E., 2004 — Rozwój mineralizacji w pęcherzykach pogazowych skał wulkanicznych. *W: Charakterystyka wypełnień mineralnych szczelin i przestrzeni porowych na podstawie kompleksowych badań petrologicznych* (E. Jackowicz i in.). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JACKOWICZ E., 2005a — Cechy strukturalno-teksturalne jako wskaźnik przebiegu procesów syn- i postdepozycyjnych osadów piroklastycznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JACKOWICZ E., 2005b — Wypełnienia pęcherzyków i szczelin permskich skał wulkanicznych z zachodniej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 252–253.
- JACKOWICZ E., 2006 — Typy permskich erupcji wulkanicznych na obszarze zachodniej części Niżu Polskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JACKOWICZ E., 2011 — Skała wulkaniczna w osadach dewonu. *W: Bydgoszcz IG* (red. H. Matyja). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **131**: 75–79.
- JACKOWICZ E., MALISZEWSKA A., 2004 — Geneza i ewolucja serii wulkanoklastycznych dolnego czerwonego spągowca. *W: Rozwój kompleksów osadowych w zachodniej i centralnej Polsce – pochodzenie i przemiany postdepozycyjne* (red. A. Maliszewska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1999 — Systematyka inkluzji fluidalnych w wypełnieniach przestrzeni porowej skał osadowych paleozoiku Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **47**, 6: 242–246.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 2009 — Analiza inkluzji fluidalnych w wypełnieniach przestrzeni porowej skał czerwonego

- spągowca w wybranych rejonach Nizy Polskiego. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 343–349.
- JARZYNA J., QUANG MAN H., 2009 — Podział skały zbiornikowej na jednostki o jednakowych właściwościach hydraulicznych w celu dokładniejszego wyznaczania przepuszczalności podczas modelowania przepływów w złożu gazu. *Prz. Geol.*, **57**, 11: 996–1003.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A., 1976 — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **11**: 57–100.
- JOWETT E.C., JARVIS G.T., 1984 — Formation of forelands rifts. *Sedim. Geol.*, **40**: 51–72.
- JUROSZEK C., KŁAPCIŃSKI J., SACHANBIŃSKI M., 1981 — Wulkanity dolnego permu południowej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **51**, 3/4: 517–546.
- KARNKOWSKI P., 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. T. 1. Niż Polski. Wyd. GEOS, AGH, Kraków.
- KARNKOWSKI P.H., 1977 — Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań–Śrem). *Acta Geol. Pol.*, **5**, 4.
- KARNKOWSKI P.H., 1981 — Obecny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 59–66.
- KARNKOWSKI P.H., 1986 — Charakter transgresji morza cechsztyńskiego a geneza osadów białego spągowca na obszarze Wielkopolski (północna monoklina przedsudecka). *Geol. Sudet.*, **21**, 2: 101–121.
- KARNKOWSKI P.H., 1987a — Allostratygrafia a litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, **33**, 1: 43–55.
- KARNKOWSKI P.H., 1987b — Litostratygrafia czerwonego spągowca w Wielkopolsce. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 643–672.
- KARNKOWSKI P.H., 1994 — Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin. *Kwart. Geol.*, **38**, 1: 27–42.
- KARNKOWSKI P.H., 1995 — Rotliegend Volcanism in the Polish Permian Basin and their relation to the Variscides. *W: 11th Meeting on Geodynamics of the European Variscides 2nd Symposium on Permian Carboniferous Igneous Rocks. GeoForschungs Zentrum Potsdam. Terra Nostra*, **7**: 74–76.
- KARNKOWSKI P.H., 1997 — Obszary źródłowe w zapisie osadów czerwonego spągowca w polskim basenie permskim: implikacje dla poszukiwań złóż gazu. *W: Obszary źródłowe: zapis w osadach* (red. J. Wojewoda). *Mat. Konf. IV Krajowego Spotkania Sedymentologów. Lewin Kłodzki, 26–28 września*: 7–24.
- KARNKOWSKI P.H., 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Pol. Geol. Inst., Sp. Papers*, **3**.
- KARNKOWSKI P.H., RDZANEK K. 1982 — Some remarks on basement of the Permian in the Wielkopolska region. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 327–339.
- KIERSNOWSKI H., 1995 — Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. *W: Materiały sesji: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. LXVI Zjazd PTG*: 19–35.
- KIERSNOWSKI H., 1997a — Upper Permian edian complex in Poland. *W: Proc. XIII Intern. Congr. Carbon-Permian. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **3**: 107–110. Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., 1997b — Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 433–456.
- KIERSNOWSKI H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 113–128.
- KIERSNOWSKI H., 1999 — Czerwony spągowiec w otoczeniu Wyniesienia Wolsztyńskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., 2003a — Poglądy na temat litostratygrafii skał osadowych dolnego czerwonego spągowca. *W: Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski* (red. A. Maliszewska i in.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 8–15.
- KIERSNOWSKI H., 2003b — Środowiska sedymentacji osadów czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *W: Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski* (red. A. Maliszewska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 15–27.
- KIERSNOWSKI H., 2008 — Litostratygrafia osadów czerwonego spągowca dolnego na obszarze platformy waryscyjskiej oraz jej związku z litostratyfacją niemiecką w NE Brandenburgii. *W: Petrologia, sedymentologia i nowa litostratygrafia utworów czerwonego spągowca dolnego z wybranych profili platformy waryscyjskiej* (red. M. Kuberska i in.). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., 2013 — Late Permian aeolian sand seas from the Polish Upper Rotliegend Basin in the context of palaeoclimatic petrodicity. *Geol. Society Sp. Publ.*, **376**: 431–456.
- KIERSNOWSKI H., 2014 — Early Permian sedimentary basins of Polish Variscan Externides. *Wissenschaftliche Mitteilungen/ Technische Universität Bergakademie Freiberg. Institut für Geologie. Abstracts for: CPC-2014 Field Meeting on Carboniferous and Permian Nonmarine–Marine Correlation, Freiberg, Germany*, 45: 25.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., 2006 — Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 119–138.
- KIERSNOWSKI H., DADLEZ R., POKORSKI J., 2005 — Rekonstrukcje paleogeografii i środowisk sedymentacji osadów czerwonego spągowca wokół północno-zachodniej części paleowyniesienia brandenbursko-wolsztyńskiego oraz paleotektoniczne uwarunkowania ich rozwoju. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., MALISZEWSKA A., JACKOWICZ E., 2004 — Advances in Rotliegend rocks: stratigraphy, palaeogeography and petrology within the Brandenburg-Wolsztyn High and its vicinity (Western Poland Variscan Externides). *W: Workshop and IGCP 469 Central European Meeting “Freiberg 2004”*. Technische Universität Bergakademie Freiberg: 20–21.
- KIERSNOWSKI H., PERYT T.M., BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2010a — From the intra-desert ridges to the marine carbonate Island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend-Lower Zechstein) of the Wolsztyn–Pogorzela high, west Poland. *Geol. J.*, **44**: 319–335.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., KUBERSKA M., SROKOWSKA-OKOŃSKA A., 2010b — Tight gas accumulations in Rotliegend sandstones of Poland (in Polish with English summary). *Prz. Geol.*, **58**: 335–346.
- KŁAPCIŃSKI J., 1967 — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. A contribution to the stratigraphy and paleogeography of the Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **37**, 4: 467–489.



- KŁAPCIŃSKI J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu Monokliny Przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **5**: 77–136.
- KŁAPCIŃSKI J., KORNAŚ J., 1966 — Uwagi o występowaniu skał wylewnych w wierceniach Wichów, Nowa Sól 1 i Klenica (monoklina przedsudecka). Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945–1965, Wrocław.
- KŁAPCIŃSKI J., JUROSZEK C., SACHANBIŃSKI M., 1988a — Permskie skały wylewne w zachodniej Polsce. *W: Mat. Konf. „Wybrane zagadnienia geologii złóż Polski zachodniej”* Wrocław: 85–109.
- KŁAPCIŃSKI J., JUROSZEK C., SACHANBIŃSKI M., 1988b — Wulkanity dolnego permu północnej części monokliny przedsudeckiej. *Acta Univ. Wratisl.* **875**. *Pr. Geol. Miner.* **11**, 1: 3–31.
- KOMACKA D., 1974–1977 — Wyniki ekspertyz petrograficznych skał czerwonego spągowca z otworów: Grodzisk 1 – 1974a; Grodzisk 4 – 1974b; Klęka 14 – 1975a; Solec 1 – 1975b; Kaleje 1 – 1975c; Kaleje 5 – 1975d; Krzykosy 1 – 1975e; Zaniemyśl 1 – 1976a; Młodasko 4 – 1976b; Polwica 1 – 1976c; Rudniki 1 – 1976d; Ujazd 3 – 1977a; Jarszewo 1 – 1977b [maszynopis].
- KOZŁOWSKI A., 1981 — Melt inclusions in pyroclastic quartz from the Carboniferous deposits of the Holy Cross Mts, and the problem of magmatic corrosion. *Act. Geol. Pol.*, **31**, 3/4: 273–284.
- KRAMER W., 1995 — Phanerozoic magmatic activity in the Northwestern part of the Trans-European Suture Zone. *Stud. Geoph. Geodaet.*, **39**: 321–328.
- KRAMM U., WEDEPOHL K.H., 1991 — The isotopic composition of strontium and sulphur in seawater of Late Permian (Zechstein) age. *Chem. Geol.*, **90**: 253–262.
- KRASOŃ J., GRODZICKI A., 1964 — Uwagi o genezie, mineralogii i wieku białego spągowca. *Prz. Geol.*, **12**: 324–326.
- KRBETSCHKEK M.R., GÖTZE J., IRMER G., RIESER U., TRAUTMANN T., 2002 — The red luminescence emission of feldspar and its wavelength dependence on K, Na, Ca – composition. *Miner. Petrol.*, **76**: 167–177.
- KRZEMIŃSKA E., 2008 — Badania wieku izotopowego skał wulkanicznych. *W: Petrologia, sedimentologia i nowa litostratygrafia utworów czerwonego spągowca dolnego z wybranych profili platformy waryscyjskiej (kier. A. Maliszewska)*. Narod. Arch. PIG-PIB, Warszawa.
- KUBERSKA M., 1994 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spągowca w strefie Koszalin-Chojnice. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- KUBERSKA M., 1996 — Badania diagenetyki osadów czerwonego spągowca w strefie Mszczonów–Byczyna–Wilcze. *W: Projekt badawczy zamawiany KBN PBZ 02-03 „Analiza basenów sedimentacyjnych”*. Basen czerwonego spągowca. Arch. KBN, Warszawa.
- KUBERSKA M., 1999a — Główne procesy diagenetyczne w osadach czerwonego spągowca rejonu Budziszewic-Szczecinka oraz ich wpływ na własności petrofizyczne. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55**: 38–39.
- KUBERSKA M., 1999b — Etapy cementacji piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T-T. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 477–478.
- KUBERSKA M., 1999c — Spoiwa węglanowe skał klastycznych czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T-T. *Prz. Geol.*, **47**, 2: 159–162.
- KUBERSKA M., 2000 — Clay minerals in the Rotliegend sandstones and their influence on permeability and porosity. *W: XVI th Conf. on Clay Mineralogy and Petrology*. Abstracts: 84. Czech Republic, Karlovy Vary.
- KUBERSKA M., 2001 — Spoiwa ilaste piaskowców czerwonego spągowca w kujawsko-pomorskim segmencie bruzdy środkowopolskiej. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 345.
- KUBERSKA M., 2004 — Diagenetyka osadów czerwonego spągowca w strefie Szczecinek-Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **411**: 87–168.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A., GROTEK I., 2008 — Diagenetyka a rozwój przestrzeni porowej w piaskowcach górnego czerwonego spągowca Pomorza Zachodniego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **430**: 43–64.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JAC-KOWICZ E., KOZŁOWSKA A., KRZEMIŃSKA E., 2008 — Petrologia, sedimentologia i nowa litostratygrafia utworów czerwonego spągowca z wybranych profili platformy waryscyjskiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Le MAITRE R. W., 1989 — A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- LEAT P.T., THORPE R.S., 1986 — Geochemistry of an Ordovician basalt-trachybasalt subalkaline/peralkaline rhyolite association from the Lleyn Peninsula, North Wales. *U.K. Geol. J.*, **21**: 29–43.
- LEE M.C., ARONSON J.L., SAVIN S.M., 1989 — Timing and conditions of Permian Rotliegend Sandstone diagenesis, Southern North Sea: K/Ar and oxygen isotopic data. *AAPG Bull.*, **73**: 195–215.
- LENK T., 1980 — Znaczenie badań mikroszczelinowości skał w poszukiwaniach naftowych. *Nafta*, **12**.
- LIEWING N., CLAUER N., 2000 — K-Ar dating of varied microtextural illite in Permian gas reservoirs, northern Germany. *Clay Miner.*, **35**: 271–281.
- LIPPOLT H. J., RACZEK I., SCHLEICHER H., 1982 — Isotopenalter ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr) eines Unteren Rotliegend-Biotits aus der Bohrung Września/Polen. *Aufschluss*, **33**: 13–25.
- LOFGREN G., 1971a — Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**: 553–560.
- LOFGREN G., 1971b — Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geoph. Res.*, **76**: 5635–5648.
- LORENC S., MUSZYŃSKI A., PROTAS A., 1995 — Permian volcanism in NW Poland. *Terra Nostra*, **7**: 95–96.
- LUNDEGARD P.D., 1992 — Sandstone porosity loss – a “big picture” view of the importance of compaction. *J. Sed. Petrol.*, **62**, 2: 250–260.
- MALISZEWSKA A., 1978 — Września IG 1. *W: Intern. Symp. Central European Permian*. Guide of excursions (red. T.S. Piątkowski i in.): 66–76. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- MALISZEWSKA A., 1979 — O genezie wapieni, brekcji i bentonitów autunu z otworu Stargard Szczeciński 1. *Prz. Geol.*, **27**, 11: 599–605.
- MALISZEWSKA A., 1981 — Pyroclastic rocks lithofacies of the Autunian (Obrzycko Member) in the western part of the Polish Lowlands. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian*. Jabłonna, 1978: 212–228. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- MALISZEWSKA A., 1994 — Metabentonites of Rotliegend in Poland and their lithostratigraphic implications. *W: Intern. Volcanological Congress – IAVCEI*, Ankara. Abstracts: 73.
- MALISZEWSKA A., 1997a — Charakterystyka petrograficzna – skały osadowe czerwonego spągowca w Polsce na obszarach

- platformowych. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 38–42.
- MALISZEWSKA A., 1997b — Wiek K/Ar włóknistego illitu z piaskowców czerwonego spągowca Wielkopolski. *W: IV Ogólnopolska Sesja Naukowa pt. „Datowanie minerałów i skał”*. UMCS Lublin, 11–12 grudnia: 50–55.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996 — Cementation of the Rotliegend sandstones, their porosity and permeability. *W: The 2<sup>nd</sup> Conf. on the Geochemical and Petrophysical Investigations in Oil and Gas Exploration*. Janowice, 10–12 April: 167–178. Wydaw. Inst. Gór. Naft. i Gaz., Kraków.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1999 — Sekwencje diagenetyczne w utworach czerwonego spągowca. *W: Czerwony spągowiec w otoczeniu Wyniesienia Wolsztyńskiego. Analiza sedimentologiczno-facialna* (red. H. Kiersnowski). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 2008 — Spoiwa skał górnego czerwonego spągowca w zachodniej części Nizy Polskiego w ujęciu kartograficznym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **429**: 79–90.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 2009 — O badaniach izotopowych diagenetycznego illitu z piaskowców czerwonego spągowca Wielkopolski i Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 322–327.
- MALISZEWSKA A., POKORSKI J., 1978 — Piroklastyczne skały ogniwa obrzyckiego autunu w zachodniej części Nizy Polskiego. *Kwart. Geol.*, **22**, 3: 511–532.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2003a — Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **179**: 1–59.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., KUBERSKA M., SIKORSKA M., 2003b — Potencjał diagenetyczny i właściwości zbiornikowe piaskowców eolicznych czerwonego spągowca Wielkopolski, a źródła ich materiału detrytycznego. Grant KBN № 6 PO4D 034 19. Arch. KBN, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., KIERSNOWSKI H., JACKOWICZ E., 2008 — Petrologia, sedimentologia i nowa litostratygrafia utworów czerwonego spągowca. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., SUCH P., LEŚNIAK G., 1998 — Ewolucja przestrzeni porowej utworów czerwonego spągowca. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 177–194.
- MALISZEWSKA A., KIERSNOWSKI H., KUBERSKA M., KOZŁOWSKA A., SIKORSKA M., JARMOŁOWICZ-SZULC K., GIRO L., 2008 — Litofacje i właściwości zbiornikowe piaskowców czerwonego spągowca górnego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MANLEY C.R., 1995 — How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions and formation of tuff-like textures. *Geology*, **23**: 349–352.
- MANLEY C. R., 1996 — In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bull. Volcanol.*, **57**: 672–696.
- MASTALERZ K., 1992 — Depositional – diagenetic (D-D) zones: Rotliegendes, Central Poland. *W: IAS 13<sup>th</sup> Meeting on Sedimentology*: 100. Jena.
- MATTER A., RAMSEYER K., 1985 — Cathodoluminescence microscopy a tool for provenance studies of sandstones. *W: Provenance of arenites* (red. G.G. Zuffa). Reidel Publ. Comp. Doordrecht.
- McARTHUR A.N., CAS R.A.F., ORTON G.J., 1998 — Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bull. Volcanol.*, **60**: 260–285.
- McAULAY C.L., FALLICK A.E., HASZELDINE R.S., 1993 — Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from the Magnus Oilfield sandstones. *Clay Miner.*, **28**, 4: 625–639.
- McCANN T., PASCAL C., TIMMERMAN M.J., KRZYWIEC P., LOPEZ-GOMEZ J., WETZEL A., KRAWCZYK C.M., RIEKE H., LAMARCHE J., 2006 — Post-Variscan (end Carboniferous–Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. *W: European Lithosphere Dynamics* (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geol. Soc., London, Memoirs*, **32**, 355–388.
- MENNING M., 1995 — Carboniferous and Permian time scale for Central Europe and the timing of the magmatic activity. *W: 11<sup>th</sup> Meeting on Geodynamics of the European Variscides, 2<sup>nd</sup> Symposium on Permocarboniferous Igneous Rocks*. Geoforschungs Zentrum Potsdam. *Terra Nostra* **7**: 97–100.
- MESCHEDÉ M., 1986 — A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 3/4: 207–219.
- MICHALIK M., 1993 — Diagenetyczne minerały ilaste w piaskowcach permskich z monokliny przedsudeckiej. *W: IV Krajowa Konf. pt. „Minerały i surowce ilaste”*. Wrocław – Trzebiezowice, 13–16 września: 85–86. UWroc., Wrocław.
- MICHALIK M., 1995a — Czynniki różnicowania morfologicznego cementów kwarcowych w piaskowcach białego spągowca z monokliny przedsudeckiej. *W: Mat. konf. IV Krajowego Spotkania Sedymentologów pt. „Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedimentologicznych”*. Kraków, 26–28 czerwca: 104–105. UJ, Kraków.
- MICHALIK M., 1995b — Datowanie K/Ar diagenetycznych illitów ze stropowej części dolnopermskich piaskowców z obszaru występowania dolnośląskich złóż miedzi – wnioski geologiczne. *W: II Ogólnopolska Sesja Naukowa pt. „Datowanie minerałów i skał w oparciu o rozpad promieniotwórczy potasu-40”*. Lublin, 26–27 października: 29–37. UMCS, Lublin.
- MICHALIK M., 1996 — Różnicowanie procesów krystalizacji diagenetycznych illitów w piaskowcach permu w niecce północnosudeckiej i na monoklinie przedsudeckiej. *W: III Ogólnopolska Sesja Naukowa pt. „Datowanie minerałów i skał w oparciu o rozpad promieniotwórczy potasu-40”*. Lublin, 24–25 października: 45–50. UMCS, Lublin.
- MICHALIK M., 1997 — Minerały diagenetyczne w piaskowcach białego i czerwonego spągowca z obszaru występowania dolnośląskich złóż miedzi jako zapis zmienności składu chemicznego roztworów porowych. *Pr. Specjalne PTM*, **9**: 134–136.
- MICHALIK M., 1998 — Diagenetic albite in Rotliegendes sandstones from the Intrasudetic Basin (Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**: 85–93.
- MICHALIK M., 2001 — Diagenesis of the Weissliegend sandstones in the south-west margin of the Polish Rotliegend Basin. *Pr. Miner.*, **91**.
- MICHALIK M., HAŁAS S., ŁATKIEWICZ A., 2000 — Określenie wieku krystalizacji diagenetycznych illitów w piaskowcach białego spągowca na monoklinie przedsudeckiej – próba rozpoznania dróg migracji roztworów. *W: V Ogólnopolska Sesja Naukowa pt. „Datowanie minerałów i skał”*. Kraków, 10–12 lutego: 34–37. UJ, Kraków.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.

- MIKOŁAJEWSKA A., MIKOŁAJEWSKI Z., 1999 — Środowiska depozycyjne, petrografia, diageniza oraz właściwości zbiornikowe osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie złoża gazu ziemnego Międzyzdroje. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 448–468.
- MILEWICZ J., 1976 — Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, 1: 81–95.
- MILEWICZ J., 1981 — The influence of the tectonics on sedimentation of the Rotliegendes in south-western Poland. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian*. Jabłonna, 1978: 273–280. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- MILEWICZ J., 1985 — Rozwój czerwonego spągowca południowo-zachodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **29**, 3/4: 679–690.
- MUSZYŃSKI A., PROTAS A., 1997 — Record of lamprophyre finding in the Polish Basin. *Terra Nostra*, **11**: 90–94.
- MUSZYŃSKI A., BIERNACKA J., LORENC S., PROTAS A., URBANEK Z., WOJEWODA J., 1996 — Petrologia i środowisko sedimentacyjne skał dolnokarbońskich w rejonie Dygowa i Kłanina (strefa Koszalin–Chojnice). *Geologos*, **1**: 93–126.
- MUSZYŃSKI M., 1992 — Analiza litofacyjna utworów czerwonego spągowca w rejonie Czarne-Uniślaw. *Nafta-Gaz*, **5**: 154–157.
- MUSZYŃSKI M., 1998 — Analiza sedimentologiczno-petrograficzna i właściwości zbiornikowe osadów górnego czerwonego spągowca na obszarze niecki poznańskiej. *W: Sprawozdanie ze współpracy pomiędzy oddziałem BG Geonafci w Warszawie a Zakładem Geologii Naftowej Instytutu Geologii i Paleontologii w Clausthal*. Arch. PGNiG, Warszawa.
- MUSZYŃSKI M., 1999 — Środowisko sedimentacji i spoiwo osadów górnego czerwonego spągowca obszaru niecki poznańskiej. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 466–467.
- MUSZYŃSKI M., RYDZEWSKA W., 1986 — Zmiany diagenetyczne w osadach saksonu środkowej części monokliny przedsudeckiej i ich wpływ na własności zbiornikowe. *Prz. Geol.*, **9**: 509–514.
- NAWROCKI J., FANNING M., LEWANDOWSKA A., POLECHOŃSKA O., WERNER T., 2008 — Palaeomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland). *Geophys. J. Int.*, **174**: 475–488.
- NEMEC H., NEMEC W., POREBSKI J., 1978 — Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow marine sedimentation (Permian of the Fore-Sudetic Monocline). 3. Interpretation in light of heavy-mineral data. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 1: 73–97.
- NEMEC W., POREBSKI S.J., 1977 — Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline). 1. Sedimentary structures and textural differentiation. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **47**, 3: 387–418.
- NEMEC W., POREBSKI S.J., 1981 — Sedimentary environment of the Weissliegendes sandstones in Fore-Sudetic Monocline. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian*, Jabłonna, 1978: 281–293. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- NESBITT H.W., 1979 — Mobility and fractionation of REE during weathering of granodiorite. *Nature*, **79**: 206–210.
- NOWAKOWSKI A., 1968 — Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **4**.
- NOWAKOWSKI A., 1976 — Petrologic aspect of pericline twinning in albites of igneous rocks. *Acta. Geol. Pol.*, **26**, 1: 1–56.
- PAŃCZYK M., 1998 — Analiza petrograficzno-sedimentologiczna wulkanitów i wulkanoklastyków czerwonego spągowca w rejonie Paproć-Ujazd (Zachodnia Wielkopolska) [pr. magister.]. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- PAŃCZYK M., 1999 — Petrology and sedimentology of the volcaniclastic conglomerates in the marginal part of the Polish Permian Basin. *Spec. Paper of Min. Soc. of Poland*, **14**: 108–109.
- PAŃCZYK M., JACKOWICZ E., KRZEMIŃSKA E., ZIELIŃSKI G., 2013 — Analizy petrologiczne i chemiczne skał magmowych. *W: Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce*: 70–76.
- PARRISH J. T., 1995 — Geologic evidence of Permian climate. *W: The Permian of the Northern Pangea* (red. P.A. Scholle et al.). *Paleogeography, paleoclimates, stratigraphy*, **1**: 53–61.
- PAULICK H., BREITKREUZ C., 2005 — The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **94**: 834–850.
- PEACOCK M.A., 1931 — Classification of igneous rocks series. *J. Geol.*, **39**, 1: 54–67.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., 1984 — Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 956–983.
- PENDIAS H., 1976 — Charakterystyka geochemiczna kwaśnych skał magmowych z nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. *Kwart. Geol.*, **20**, 4: 721–735.
- PENDIAS H., 1983 — Wyniki badań geochemicznych skał wylewnych. *W: Ośno IG 2. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **57**: 77–81.
- PENDIAS H., RYKA W., 1974 — magmowe skały zasadowe środkowej części pomorza zachodniego. *Kwart. Geol.*, **14**, 1: 1–16.
- PENDIAS H., RYKA W., 1978 — Subsequent Variscan volcanism in Poland. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **6**, 9: 1089–1092.
- PENDIAS H., RYKA W., 1981 — Chemizm skał magmowych Polski w ujęciu regionalnym i genetycznym. *Arch. Miner.*, **37**, 1: 83–147.
- PETIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin.
- PHILPOTTS A.R., BRUSTMAN C.M., SHI J., CARLSON W.D., DENISON C., 1999 — Plagioclase-chain networks in slowly cooled basaltic magma. *Amer. Miner.*, **84**: 1819–1829.
- PIEŃKOWSKI G., KIERSNOWSKI H., 1990 — Wyznaczanie kierunków dalszego rozpoznania złóż gazu ziemnego czerwonego spągowca na podstawie badań sedimentologicznych – rejon złóż Paproć–Cicha Góra. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- PILOT J., RÖSLER H.J., MÜLLER P., 1972 — Zur geochemischer Entwicklung des Meerwassers und mariner Sedimente in Phanerozoikum mittels Untersuchungen von S-, O- und C-Isotopen. *Neue Bergbautechnik*, **2**: 161–168.
- PITTMAN E., LUMSDEN D.N., 1968 — Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma. *J. Sediment. Petrol.*, **38**, 2: 668–670.
- PLATT J.D., 1993 — Controls on clay mineral distribution and chemistry in the Early Permian Rotliegend of Germany. *Clay Miner.*, **28**: 393–416.
- PLEWA M., 1972 — Mineralogiczno-petrograficzna charakterystyka piaskowców permskich monokliny przedsudeckiej. *Nafta*, **12**: 530–539.
- PLEWA M., 1976 — Petrograficzna charakterystyka klastycznych skał zbiornikowych wybranych rejonów Polski. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*: 1–87.

- PLEWA M., PLEWA S., 1992 — Petrofizyka. Wydaw. Geol., Warszawa.
- PODEMSKI M., 1970 — Szary spągowiec w okolicy Nowej Soli. *Kwart. Geol.*, **14**, 2: 291–302.
- POKORSKI J., 1976 — The Rotliegendes of the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, **24**, 6: 318–324.
- POKORSKI J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 686–693.
- POKORSKI J., 1981a — Paleogeography of the Upper Rotliegendes in the Polish Lowland. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian*. Jabłonna, 1978: 56–68. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1981b — Propozycja formalnego podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 41–58.
- POKORSKI J., 1987 — Czerwony spągowiec. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczynska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 51–64.
- POKORSKI J., 1988 — Rotliegendes lithostratigraphy in north-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, **36**: 99–108.
- POKORSKI J., 1989 — Evolution of the Rotliegendes basin in Poland. *Biul. PAN*, **37**, 1/2: 49–55.
- POKORSKI J., 1990 — Czerwony spągowiec półwyspu Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 79–92.
- POKORSKI J., 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 35–62.
- POPRAWA P., KIERSNOWSKI H., 2008 — Perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w skałach ilastych (*shale gas*) oraz gazu ziemnego zamkniętego (*tight gas*) w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **429**: 145–152.
- PROTAS A., 1986 — Badania mikroszczelinowatości skał węglanowych i okrucowych. *W: 30 lat poszukiwań naftowych w NW Polsce*. Piła: 158–170. Wydaw. SITPNiG.
- PROTAS A., 1990 — Czerwony spągowiec w rejonie Bielica-Olszanowo w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, **38**, 4: 196–201.
- PROTAS A., 1999 — Pozycja geologiczna i petrologia permskiego kompleksu wulkanogenicznego Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol.*, **35**, 5: 464.
- PROTAS A., HAŁAS S., WÓJTOWICZ A., 2006 — Datowanie (K/Ar) illitu w utworach czerwonego spągowca na Niżu Polskim. *W: IX Ogólnopolska Sesja Naukowa pt. „Datowanie minerałów i skał”*. Gdańsk, 23–24 października: 54–56. UG, Gdańsk.
- PROTAS A., BIERNACKA J., MUSZYŃSAKI A., WOJEWODA J., ZIÓŁKOWSKA-KOZDRÓJ M., 1995 — Pozycja geologiczna i petrologia kompleksu wulkanicznego permu podłoża Pomorza Zachodniego (na podstawie otworów wiertniczych) [opr. arch.]. Grant KBN 6 P201 043 05.
- QUANE S.L., RUSSELL J.K., 2005 — Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, **67**, 2: 129–143.
- RICHTER D.K., GÖTTE T., HABERMANN D., 2002 — Cathodoluminescence of authigenic albite. *Sediment. Geol.*, **150**, 3/4: 367–374.
- RIEKE H., McCANN T., KRAWCZYK C.M., NEGENDANK J.F.W., 2003 — Evaluation of controlling factors on facies distribution and evolution in an arid environment: an example from the Rotliegend of the NE German Basin. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **208**: 71–94.
- ROBINSON A.G., COLEMAN M.N., GLUYAS J.G., 1993 — The age of illite cement growth. Village area, Southern North Sea: evidence from K-Ar ages and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios. *AAPG Bull.*, **77**, 1: 68–80.
- ROCHEWICZ A., 1980 — Wpływ procesów illityzacji i chloryzacji na własności kolektorskie piaskowców czerwonego spągowca SW Polski. *Arch. Miner.*, **36**, 2: 55–61.
- ROCHEWICZ A., BAKUN N.N., 1980 — Minerale wtórne w piaskowcach czerwonego spągowca na obszarze zachodniej Polski. *Arch. Miner.*, **36**, 2: 48–53.
- ROLLISON H., 1993 — Using stable isotope data. *W: Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation* (red. H. Rollison): 284–303. Longman Scientific & Technical, London.
- ROSS C.S., SMITH R.L., 1961 — Ash-flow tuffs; their origin, geologic relations and identification. *Geol. Survey Professional Paper*, **366**.
- RUSEK M., BUNIAK A., SOLARSKA A., KOWALCZAK M., GAUPP R., 2005 — Piaskowce czerwonego spągowca i ich diagenetyka na obszarze Wału Pomorskiego (złóż Ciecchnowo). *Prz. Geol.*, **53**, 4: 340–341.
- RYDZEWSKI A., 1968 — Petrografia utworów czerwonego spągowca rejonu perykliny Żar. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- RYDZEWSKI A., 1970 — Charakterystyka petrograficzna utworów permu we wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- RYKA W., 1968 — Wtórne ryolity nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 843–851.
- RYKA W., 1972 — Petrografia skał wulkanicznych permu dolnego. *W: Kamień Pomorski IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **1**: 84–94.
- RYKA W., 1978a — Permskie skały wylewne w nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 753–769.
- RYKA W., 1978b — Skały wylewne czerwonego spągowca w Polsce. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 694–697.
- RYKA W., 1981 — Some problems of the Autunian volcanism in Poland. *W: Proceed. Intern. Symp. Central European Permian*. Jabłonna, 1978: 165–179. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.
- RYKA W., 1989 — Rotliegendes volcanic, sediment lithologies and paleoenvironments, and Polish basin history; an overview. *W: Sediment – hosted stratiform copper deposits* (R.W. Boyle et al.). *Geol. Ass. Canada, Sp. Paper*, **36**: 627–633.
- RYKA W., RYGIEL W., 1987 — Katalog analiz chemicznych skał i minerałów Polski. *Cz. V. Pr. Inst. Geol.*, **123**.
- RYKA W., SIEMASZKO E., 1978 — Ośno IG 2. *W: Symp. Centr. Eur. Permian. Guide of excursions. Part 1*: 53–59. Wydaw. Inst. Geol. Warszawa.
- SCHMID R., 1981 — Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendation of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **9**, 1: 41–43.
- SCHNEIDER J., GEBHARDT U., 1993 — Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken (Perm, Nord- und Ostdeutschland). *Geol. Jb. A*, **131**: 57–98.
- SIEMASZKO E., 1978 — Permskie skały wylewne w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **22**, 3: 571–582.
- SIEMASZKO E., 1981 — Autunian intrusives in the Fore-Sudetic Monocline. *W: Proceed. Inter. Symp. Central European Permian*. Jabłonna, 1978: 201–211. Wydaw. Inst. Geol., Warszawa.

- SIKORSKI B., SOLAK M., 1986 — Rezultaty poszukiwań naftowych na Pomorzu. *W: 30 lat poszukiwań naftowych w NW Polsce*. Piła: 16–22. Wydaw. SITP NiG.
- ŚLABY E., BREITKREUZ C., ŻABA J., DOMAŃSKA-SIUDA J., GAIDZIK K., FALENTY K., FALENTY A., 2010 — Magma generation in an alternating transtensional regime, the Kraków-Lubliniec Fault Zone, Poland. *Lithos*, **119**: 51–268.
- STRECK M.J., GRUNDER A.L., 1995 — Crystallization and welding variations in the widespread ignimbrite sheet; the Ratlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bull. Volcanol.*, **57**, 3: 151–169.
- SUCH P., 1993 — Zależności między porowatością, przepuszczalnością i krzywymi ciśnienia kapilarnych w piaskowcach czerwonego spągowca. *Nafta-Gaz*, **8**: 216–221.
- SUCH P., 1996a — Analiza litofacjalnych typów skał zbiornikowych czerwonego spągowca. *W: Mat. konf. naukowo-technicznej pt. „Perspektywy poszukiwań węglowodorów w utworach czerwonego spągowca oraz węglanowych osadach cechsztynu w basenie permskim Niżu Polskiego”*. Warszawa, 24 października: 6–9. BG GEONAFTA, Warszawa.
- SUCH P., 1996b — Model fizyczny przestrzeni filtracji basenu czerwonego spągowca. *Pr. IG NiG*, **88**.
- SUCH P., LEŚNIAK G., 2003 — Parametry przestrzeni porowej skał. *Pr. IG NiG*, **119**.
- SUCH P., LEŚNIAK G., 2009 — Parametry filtracyjne zbiornikowych piaskowców czerwonego spągowca niecki poznańskiej. *Prz. Geol.*, **57**, 4: 318–319.
- SUCH P., MALISZEWSKA A., LEŚNIAK G., 2000 — Własności filtracyjne utworów czerwonego spągowca a jego wykształcenie facjalne. *Pr. IG NiG*, **103**: 5–49.
- SULLIVAN M.D., HASZELDINE R.S., BOYCE A.J., ROGERS G., FALLICK A.E., 1994 — Late anhydrite cements mark basin inversion: isotopic and formation evidence, Rotliegend sandstone, North Sea. *Marine and Petroleum Geol.*, **11**, 1: 46–54.
- SZYMKOWIAK A., 1988 — Opracowanie petrograficzne utworów czerwonego spągowca z otworu Piła IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ŚRODOŃ J., 1996 — Minerale ilaste w procesach diagenety. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- TAYLOR R., Mc LENNAN S.M., 1985 — The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Sc. Publ. Oxford.
- TURNER P., JONES M., PROSSER J., WILLIAMS G., 1993 — Structural and sedimentological controls on diagenesis in the Ravenspurn North Gas Reservoir United Kingdom Southern North Sea. *AAPG Bull.*, **77**: 1670–1671.
- VEIZER J., FRITZ P., JONES B., 1986 — Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **50**: 1679–1696.
- VERNON R.H., 2004 — A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., PERYT T., 1998 — O możliwości podziału cechsztynu na sekwencje stratygraficzne w basenie polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 129–146.
- WEIHE T., 1997 — Sedimentologie und Fazies des Rotliegenden (unteres Perm) nördlich des Wolsztyn-Hochs, Westpolen, im Spiegel der Beckenentwicklung. *Clausth. Geowiss. Diss.*, **51**.
- WICHROWSKA M., 1980 — Egzoskopia ziarn kwarcu z osadów czerwonego spągowca rejonu Poznania w elektronowym mikroskopie skaningowym. *Kwart. Geol.*, **24**, 2: 233–260.
- WIERZCHOWSKA-KICUŁOWA K., 1986 — Budowa geologiczna utworów podpermских monokliny przedsudeckiej. *W: Mat. Konf. pt. „Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-waryscyjski”*. Wrocław 17–18 listopada: 70–74. Wydaw. UWroc., Wrocław.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**: 325–343.
- WOLNOWSKI T., 2004 — Prognoza zasobności czerwonego spągowca w basenie permskim Niżu Polskiego w świetle nowych technik poszukiwawczych. *W: Mat. konf. pt. „Basen permski Niżu Polskiego. Czerwony spągowiec”*. Piła, 23 kwietnia: 17–30. Wydaw. Naukowe Bogucki, Poznań.
- WOOD D.A., JORON J., TREUIL M., 1979 — A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **45**: 326–336.
- WORDEN R.H., RUSHTON J.C., 1992 — Diagenetic K-feldspars textures: A TEM study and model for diagenetic feldspar growth. *J. Sediment. Petrol.*, **62**: 779–789.
- ZIEGLER K., SELLWOOD B.W., FALLICK A.E., 1994 — Radiogenic and stable isotope evidence for age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, Southern North Sea. *Clay Miner.*, **29**: 555–565.
- ZIEGLER P.A. (red.), 1990 — Geological Atlas of Western and Central Europe 2 ed. Shell International Petroleum Maatschappij B.V.
- ZINKERNAGEL U., 1978 — Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contrib. Sedimentol.*, **8**: 1–69.
- ZWINGMANN H., CLAUER N., GAUPP R., 1998 — Timing of fluid in a sandstone reservoir of the north German Rotliegend (Permian) by K-Ar dating of related hydrothermal illite. *W: Dating and duration of fluid flow and fluid rock interaction* (red. J. Parnell). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **144**: 91–106.
- ŻELAŻNIEWICZ A., PAŃCZYK M., NAWROCKI J., FANNING M., 2008 — A Carboniferous/Permian, calc-alkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U-Pb zircon age data. *Geol. Quart.*, **52**: 301–308.
- ŻELICHOWSKI A.W., 1987 — Karbon. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 26–51.

## LOWER PERMIAN (ROTLIEGEND) ROCKS OF WESTERN POLAND – A PETROGRAPHIC MONOGRAPH

**Abstract.** The paper presents the results of interdisciplinary petrologic research of Rotliegend rocks from the western part of the Polish Lowlands. The research material comes from cores of deep boreholes drilled by the Polish Oil and Gas Company and the Polish Geological Institute – National Research Institute. In the western part of the Polish Lowlands, the Lower Rotliegend lithologic complex consists mainly of volcanic, subvolcanic and volcanogenic rocks represented by undivided pyroclastic-epiclastic and epiclastic-pyroclastic rocks. Less abundant are epiclastic rocks containing fairly common constituents of volcanic origin. In the Fore-Sudetic Monocline and its northern margin, the volcanic complexes consist mainly of andesites and trachyandesites with minor proportions of rhyolites, dacites, trachytes and local basalts. Relatively common are acidic pyroclastic rocks, but they are minor in volume as compared to subvolcanic rocks – microdiorites, micromonzonites, microgranites, granites and syenites. Pyroclastic rocks of intermediate composition are rare. In Pomerania, the volcanic series is represented mainly by rhyolites and dacites with subordinate trachyandesites, andesites and trachytes. Acidic pyroclastic rocks are relatively abundant, but their total volume proportion is small because of their small thicknesses. Subvolcanic rocks usually have a composition of microdiorite, gabbro and micromonzonite. The emplacement ages of volcanic rocks were from 293.0 ( $\pm 2.0$ ) to 307.9 ( $\pm 4.6$ ) million years. Inherited ages of their anatectic component display two maxima: 800–1100 and 1500–1600 million years. The volcanic covers of western Poland have undergone strong multiple alterations that resulted in the transformation of primary minerals and volcanic glass, and in the filling of gas bubbles with secondary minerals. The first stage of alterations was associated with the activity of volcanic exhalations and hot springs, the second stage – with the circulation of warm pore waters during progressive burial until the conditions of very low-grade metamorphism in the third stage of alterations. The content of incompatible elements as well as lateral and vertical variations of geochemical indexes suggest that the andesite-trachyandesite-basaltic rocks are derived from magma chambers in the upper mantle, and the intensity of source melting and contamination of magmas by continental crust material of regionally variable lithology played an important role in the evolution of the composition of their melts. Tectonic setting of magma generations has been defined as intraplate, locally with the characteristics of continental island arc. Similar results were obtained by the discrimination of

tectonomagmatic setting of acidic rocks, representing variably melted continental crust material of laterally varied compositions, which most likely represents differentiates of intermediate magmas, except for some dacites. Rocks referred to as “volcanogenic” occur mostly in fluvial complexes, more rarely in lacustrine ones, among deposits of alluvial fans, alluvial plain and debris flows (Kiersnowski, 2003). The lapilli, agglomerate–lapilli, coarse-ash and fine-ash lithofacies have been distinguished here. Lower Rotliegend sedimentary epiclastic rocks are represented mainly by sandstones and conglomerates, with minor siltstones and claystones. Rocks consisting primarily of psammitic and psephitic grains contain quartz and numerous clasts of volcanic origin. The cement contains clay minerals, iron hydroxides, locally calcite, quartz and authigenic anhydrite. The diversity of geochemical indexes of volcanogenic rocks indicates that these deposits underwent fractionation during transport, associated with the degradation of grains and enrichment in terrigenous clasts. After deposition they were still relatively fresh. It suggests that both the disintegration of the parent rocks and the transport were mechanical in nature (phreatomagmatic eruptions followed by debris flows, lahars or volcanic landslides). Tectonic settings of volcanogenic deposition have been determined as an active continental margin and a continental island arc. The Upper Rotliegend rocks are represented mainly by a variety of fluvial and aeolian deposits, in part also by lacustrine playa sediments (Kiersnowski, 1998). In some places (near-top Rotliegend sections), there are shallow-marine, nearshore deposits, referred to as the Weissliegend. A characteristic feature of the Rotliegend conglomerate lithofacies is a considerable amount of fragments of volcanic rocks, which usually dominate over clasts of sedimentary rocks. Oligomictic conglomerates composed of lithoclasts of sedimentary rocks are locally observed mainly in Pomerania. The sandstone lithofacies is represented by arenites as well as quartz and sublithic wackes. Among the aeolian sandstones, very numerous are arenites and subarkosic wackes. The best reservoir properties are found among aeolian sandstones, particularly of dunes, and the worst properties are typical of playa sediments (Darlak *et al.*, 1998). In addition to the matrix, the sandstones also contain numerous orthochemical constituents, such as carbonate minerals, authigenic quartz, anhydrite, chlorite, illite and kaolinite. Age determinations (K-Ar of illite and  $\delta^{18}\text{O}$ ) show that illite crystallized 113.6–187.1 million years ago (mainly the Early and Middle Jurassic) from saline pore

waters. The  $\delta^{18}\text{O}$  determinations in calcite and dolomite cements show the relationship of their crystallization waters with saline waters, partly mixed with fresh waters. The present lithology of the Rotliegend deposits is mainly the result of diagenetic processes, especially compaction and cementation. Reservoir properties of the rocks developed primarily due to diagenetic dissolution that

led to the production of secondary porosity within the grain framework and cements. The development of diagenetic illite, forming fibrous structures of network type, reduced the permeability of the sediments. Most of these post-sedimentary processes took place during mesodiagenesis.

**Key words:** diagenesis, volcanic rocks, sedimentary rocks, Rotliegend, Lower Permian.

## SUMMARY

The study presents the results of petrographic investigations of Lower Permian rocks assigned to the Rotliegend, occurring in the western part of the Polish Lowlands. The rock material originated from drill cores of deep boreholes drilled in the Pomeranian Elevation, central Rotliegend basin and Fore-Sudetic Monocline.

Lithological and geophysical studies of Rotliegend deposits in Poland started in the 1960s and then were continued on a large scale. Their aim was to identify the lithofacies and stratigraphy of the Lower Permian, and consequently to explore and discover natural gas accumulations. These studies were conducted by specialists from the Polish Oil and Gas Company, the Polish Geological Institute and numerous universities. There have been many proposals for the Lower Permian stratigraphic divisions. A difficult problem to cope with was determination of the stratigraphic position of volcanic complexes and the number of diastrophic-sedimentary cycles in the Lower Rotliegend (Kłapciński 1967, 1971; Milewicz 1976; Karnkowski 1981; Pokorski 1981a, b, 1997). Identification of the boundary between the complexes of Lower and Upper Rotliegend sedimentary rocks was also problematic, especially as regards the correlation with investigations from Germany (Hoffmann *et al.*, 1997).

More recent views on the stratigraphy of the Lower Rotliegend deposits, which are based on the results of sedimentological, geophysical and petrographic studies, are given in Kiersnowski (2008). In that study, Kiersnowski deals with Rotliegend rocks known from the following areas: foothills of the Variscan externides, Variscan externides situated north and south of the Wolsztyn-Pogorzela Elevation, and Variscan internides. According to that author, the following complexes of the Lower Rotliegend sedimentary and volcanic rocks occur in these areas:

- “Permo-Carboniferous” sedimentary rocks,
- Sub-volcanic sedimentary rocks,
- Volcanic rocks (lower volcanic complex),
- Inter-volcanic sedimentary rocks,
- Volcanic rocks (upper volcanic complex),
- Supra-volcanic sedimentary rocks.

Locally, there is only one of the above complexes, overlain by Upper Rotliegend deposits. The boundary between the Lower and the Upper Rotliegend is erosional.

Stratigraphic and sedimentological studies were accompanied by petrographic and geochemical investigations of drill core materials. Initially, they focused on the Lower Rotliegend volcanic rocks included by Pokorski (1981b) in the

Wielkopolska Volcanogenic Formation of the Odra Group (*e.g.* Ryka, 1978a, b, 1989; in Pendias and Ryka, 1978, 1981; Siemaszko, 1978, 1981; Jackowicz, 1983, 1997; Kłapciński *et al.*, 1988a, b). There were also concurrent petrographic studies of sedimentary rocks assigned by Pokorski (1981b) to the Odra and Warta groups. These studies were performed by Plewa (1972, 1976), Grabowska-Olszewska *et al.* (1974), Nemeč *et al.* (1977, 1978, 1981), Bojarska *et al.* (1977, 1981, 1983), Bojarska (1978), Rydzewski (1968, 1970), Maliszewska (1978, 1981, 1997a, b), Głowacki *et al.* (1990, 1993a, b), Michalik (1995a, b, 2001), Gregosiewicz, Protas (1997), Kuberska (1999a–c, 2004) and Kuberska *et al.* (2008). In 1978, comprehensive results of studies of Rotliegend rocks were presented at the Symposium on the Central European Permian in Jabłonna.

The purpose of this paper is to present the current knowledge on the occurrence and lithologies of the Rotliegend succession in terms of the results of petrographic studies of the authors, and to summarize data collected from the literature.

## LOWER ROTLIEGEND VOLCANIC AND VOLCANOGENIC ROCKS

In western Poland, intense volcanic activity developed at the end of the Variscan epoch. It resulted in the formation of covers that continue in eastern Brandenburg, northern Mecklenburg and the Baltic region.

According to the lithostratigraphic criteria, these covers form two regional volcanic units in the study area, included in the Lower Rotliegend: the Fore-Sudetic Monocline unit (including its northern margin) and the Western Pomerania unit. Both units consist of rocks representing the same petrographic types. The difference is that Fore-Sudetic Monocline unit shows a distinct volumetric predominance of intermediate rocks over acidic rocks, whereas in the Western Pomerania unit, the volumetric relationships between the rocks are antagonistic. The northward volumetric progression of acidic rocks is gradual already in the Fore-Sudetic Monocline, and the rocks definitely predominate in the area of Pomerania in terms of both their areal distribution and thickness.

Volcanic rocks, especially pyroclastic, are locally accompanied by volcanogenic rocks occurring in the areas of early Rotliegend sedimentary basins. These rocks originate mostly

from disintegration of volcanic sheets and deposition of detrital material after a short transport.

Volcanic complexes are from a few to about 1500 m in thickness (including interbeds of epiclastic rocks) and overlie Carboniferous clastics, locally Lower Permian and sporadically Devonian deposits. The overburden succession contains Lower or Upper Rotliegend clastics or Zechstein salts. The greatest thickness of the covers is observed in areas of tectonic depressions that formed during deposition of Lower Rotliegend deposits (Pokorski, 1988). The depth to the volcanic covers in western Poland ranges from a few hundred metres in the southern part of the Fore-Sudetic Monocline to over 5300 m in its northern margin. Thus, it increases towards the axis of the area with the highest subsidence rate, developed fully after the period of volcanic activity.

In the Fore-Sudetic Monocline and its northern margin, the volcanic complexes consist mainly of andesites and trachyandesites, with a smaller proportion of rhyolites, dacites, trachytes and local basalts. In this area, acidic pyroclastic rocks are relatively common, but their volume is smaller than the volume of subvolcanic rocks – microgranitoids, granites, syenites, microdiorites, gabbro and micromonzonites. Intermediate pyroclastic deposits are occasional.

The main components of the volcanic formation in Pomerania are rhyolites and dacites. Trachyandesites, andesites and trachytes are subordinate components. Acidic pyroclastic rocks are relatively frequent in this area, but because of insignificant thicknesses, their total volume is small. The subvolcanic rocks are usually represented by microdiorite and micromonzonite.

The volcanic covers of western Poland have undergone repeated alterations that affected their primary minerals and volcanic glass, and resulted in the filling of gas vesicles by secondary minerals. The first stage of alterations was associated with volcanic exhalations and hot springs, the second stage – with the circulation of warm pore waters during progressive burial, until the very low-grade metamorphism level was achieved, when the third phase of alterations started. At the ground surface, weathering processes were also active. Their symptoms are now poorly visible due to overlapping effects of later alterations.

Effusive rocks mostly represent blocky lavas, brecciated within carapace facies, and locally with the brecciated interior. These lavas reveal deformation of gas vesicles (as a result of stress and shearing), zonal variations in the degree of crystallinity, and foliation. Some breccias are classified as peperite or hyaloclastites.

Andesite, trachyandesite and basalt complexes (Fig. 4) consist largely of lava flows that jointly form cooling covers. They are often overlain by acidic volcanics. The structure of the andesites, basalts and trachyandesite is porphyritic; the texture is mostly amygdaloidal, locally perlitic, brecciated and fluidal due to orientation of phenocrysts and amygdaloidal forms. These rocks, regardless of composition, can be divided into two groups: 1. rocks with a low content (4–8% by volume) of phenocrysts and hyalopilitic groundmass, and 2. rocks with a higher percentage (15–40% vol.) of phenocrysts and intersertal or basiphitic groundmass. In the first, nu-

merous group, the components of phenocrysts are represented mainly by altered mafic minerals, mostly pyroxenes, while in the second group, less numerous – by plagioclases albitized to varying degrees, less altered mafic minerals, mainly pyroxenes (Fig. 5), and local potassium feldspars. The most common mineral of the groundmass in the two groups of rocks is secondary albite (Pl. I: A, B), replacing plagioclases and K-feldspars (Fig. 6). Fresh acidic plagioclases, potassium feldspars and occasional pyroxenes are subordinate components. An essential original component of the groundmass was volcanic glass, later completely replaced by alteration products that include chlorites and clay minerals (Fig. 7), carbonates, albite, titanite, hematite, various opaque minerals, zeolites, pumpellyite and other rare minerals (Fig. 8).

Low content of phenocrysts in the first group indicates short crystallization of the melt in a magma chamber, while the hyalopilitic groundmass (Pl. I: C) proves its rapid movement in a volcanic channel and rapid cooling at the earth's surface.

Rocks containing the intersertal groundmass (Pl. I: D) have been formed from melts that crystallized within a longer period, in both a magma chamber and a volcanic channel, and also after deposition of lavas, as evidenced by the higher content of phenocrysts, higher degree of groundmass crystallinity, more regular shapes, and greater sizes of its primary mineral components. Eruptions of such melts form short and thick dome-like lava flows, cryptodomes or protrusions.

The material filling gas vesicles is composed mainly of chlorites (Fig. 9), carbonates, quartz, hematite, and rarely of zeolites, sulphates and pumpellyite (Fig. 10).

Acidic effusive rocks (Fig. 11), represented by rhyolites, dacites and trachytes, compose individual volcanic complexes mainly in Western Pomerania. In the Fore-Sudetic Monocline and its northern margin, these rocks overlie trachyandesites, andesites and basalts, various subvolcanic rocks or acidic pyroclastic rocks. Rarely, these rocks occur under andesites or trachyandesites. Locally, the covers of acidic lavas are separated by packets of pyroclastic or epiclastic rocks. Like andesites and trachyandesites, acidic rocks locally pass into hyaloclastites, occurring most abundantly in a complex drilled in the Ośno IG 2 borehole.

Well-cored sections of thick lava covers reveal a well-developed zoning: autobreccias and pumice clasts occur in their carapace and basal facies, and homogeneous lavas with low contents of gas vesicles are observed in the core facies. The texture is locally oriented (particularly in the carapace facies), as evidenced by the arrangement of phenocrysts, gas voids, and groundmass components.

The content of phenocrysts typically ranges from 3 to 10%, rarely attaining 30%. In rhyolites, the main component is quartz (although there are also quartzless rhyolites) and at least partially albitized K-feldspar. Locally, there are also small quantities of variously albitized plagioclases and primary plagioclases (Tab. 1), occurring particularly in dacites, occasionally showing a zonal structure (Fig. 12, Pl. I: E, F). Mafic and other accessory minerals occur in minor amounts (*e.g.* garnet, apatite, allanite, ilmenite). Non-al-



bitized potassium feldspar is rare (Tab. 1). Dacites and trachytes contain small amounts or no quartz phenocrysts. In relation to rhyolites, they display greater amounts of mostly albitized feldspars (plagioclases and potassium feldspars, respectively), and occasionally mafic minerals. Due to the composition of mafic minerals in the rhyolite and dacite group, the following varieties of rocks have been distinguished: biotitic, pyroxenic, biotite-amphibolic, and rare garnet-biotitic.

The degree of crystallinity of lavas reflects mainly the effect of glass devitrification. It is superimposed on the sets of crystallization products of the supercooled melt, which occur in considerable minority. Analysis of the morphology and size of devitrification products, *i.e.* of the groundmass microstructure, was the basis for the identification of more quickly cooling lavas (microfelsitic), slower cooling lavas (apovitrophyric-spotty with immature spherulites and regeneration rims on quartz phenocrysts) (Pl. II: A), and very slowly cooling lavas (micropoikilitic, locally with relics of spherulites) (Pl. II: B). The micropoikilitic structure is typical of the core facies of thicker lava covers, while the variously developed microfelsitic and apovitrophyric-spotty structures, occur in the carapace facies. An important role in shaping the structures of the groundmass was played by chemical composition of the melts, especially by the content of volatile components.

The groundmass diversity is also manifested by textural variability. The carapace facies shows a perlitic texture (Pl. II: C) that may have developed as a result lava flow across wetland areas of fluvial-lacustrine environments. Locally, a flow-banded texture is observed (Pl. II: D), which allows identification of the movement direction of the viscous melt. This texture type locally becomes blurred or disappears inside the cover in favour of random texture. The flow-banded texture is usually associated with the microfelsitic and vitrophyric-spotty groundmass, and occasionally with the perlitic texture.

The alteration level of the groundmass of acid effusive rocks is usually lower than of intermediate rocks due to a substantial proportion of resistant quartz and relatively resistant potassium feldspar. An additional factor strengthening the groundmass massiveness was silicification manifested by the filling of fractures and gas vesicles by quartz or chalcedony. A widespread product of alteration of the cryptocrystalline groundmass is an assemblage of different aluminosilicates of potassium, iron and magnesium, locally most likely with the addition of iron oxides. The most common alterations of the groundmass also include carbonatization, albitization, hematitization, sericitization or impregnation by sulphates, as well as illitization in perlitic rocks, especially in their topmost parts (Fig. 13). Less frequent secondary minerals are zeolites, celadonite and adular.

The volcanic association in western Poland also includes subvolcanic rocks (Fig. 14) forming individual lithological units or occurring as complexes containing effusive and pyroclastic rocks as well. These rocks underlie volcanic covers, locally forming considerable bodies of igneous rocks, or they cut the covers with vein rocks. Larger bodies of igneous

rocks are locally cut by veins of other subvolcanic rocks. Thicknesses of the drilled sections of the rocks range from tens of centimetres to over 350 m, however not all boreholes have pierced these rocks. In Western Pomerania, the rocks are represented by micromonzonites and microdiorites (Pl. II: E), and in the Fore-Sudetic Monocline – by microgranites, granites, microgranodiorites, syenites, micromonzonites, microdiorites and microgabbros. Exemplary results of chemical analyses of pyroxenes and plagioclases in diorite are given in Table 2.

Pyroclastic rocks (Fig. 15), together with effusive and epiclastic-pyroclastic rocks, usually constitute part of the volcanic complexes, and occur separately only locally. The thickness of the drilled sections of the rocks commonly does not exceed a few metres. These rocks represent rhyolitic, dacitic and trachytic or ignimbritic acidic tuffs. They are mostly pyroclastic fallout deposits; occasionally they represent pyroclastic pumice flows. Thin layers of trachyandesitic or andesitic tuffs, or pyroclastic breccia of similar composition, were encountered only in a few boreholes.

Structural elements of the rocks are represented by pyroclasts, mainly juvenile (fragments of volcanic glass and crystalloclasts). Small amounts (up to 5% vol.) of lithoclasts are locally found. Epiclastic material is minor and sporadic.

Based on the volume of fragments of volcanic glass, crystalloclasts and lithoclasts (Schmid, 1981), the acidic pyroclastic rocks have been classified as vitro- and crystalloclasts. Their granulometric composition corresponds to ash, ash-lapilli and lapilli-ash tuffs. Pyroclastic rocks of andesite and trachyandesite composition have been classified as lapilli-ash tuffs and pyroclastic breccias.

Pyroclastic material is moderately or densely welded, wherein the pyroclastic fallout deposits are well sorted and planar bedded, as opposed to pumice flow deposits, *i.e.* ignimbrites, which are unsorted and contain more lithoclasts, pumice debris (including fiamme) and crystalloclasts of the lapilli fraction. Locally, they reveal a fluidal texture. As a result of heat-related agglutination and coalescence, as well as subsequent devitrification and alterations (Fig. 16) of pyroclastic deposits, the outlines of vitroclasts are mostly blurred. Therefore, these rocks resemble effusive rocks in appearance. A similar effect can be produced by the development of spherulites (Fig. 17).

Crystalloclasts are arranged plane-parallel or flow-parallel. They are often fractured and crushed, and reveal signs of resorption and corrosion. Their contribution to the structure of the rocks is generally low and does not exceed 6% vol. Only ignimbrites from the Strzelce Krajeńskie PIG 1 borehole contain about 60% of crystalloclasts (Pl. II: F). Composition of the crystalloclasts is similar to that of phenocrysts of effusive rocks. Thus, feldspars, often repeatedly altered (Fig. 18), or quartz predominate in acidic tuffs. Mafic minerals: amphiboles, biotite and pyroxenes usually occur in minor amounts and they are altered to varying degrees. Garnet (Tab. 3) is found only locally. Apatite, ilmenite, rutile and allanite are common, but occur in small amounts. The composition of crystalloclasts of andesitic tuffs is dominated by plagioclases and pseudomorphs after mafic minerals. In tra-

chyandesitic tuffs and breccias, crystalloclasts of potassium feldspar and quartz are also found.

Because of the shape and arrangement of fragments of volcanic glass, acidic pyroclastic rocks have been assigned into moderately or densely welded rocks (Quane, Russell, 2005).

Moderately welded tuffs show well-preserved fragments of volcanic glass (shards). Some of them are slightly flattened and quite densely packed. They are arranged parallel to the longer axis (Pl. III: A) or randomly distributed (Pl. III: B). Some of them contain spherulites of various kinds (Pl. III: C). Densely welded tuffs show a typical parataxitic structure (Pl. III: D) manifested by the maximum flattening and parallel orientation of vitreous shards. Its formation is often accompanied by vesiculation of rocks caused by the secondary boiling and by the formation of spherulites and lithophysae (Fig. 19; Pl. III: E).

Pyroclastic rocks of andesite and trachyandesite composition contain relatively small amounts of shards and pumice with flattened and elongated vesicles. Their shapes and arrangement indicate at most their moderate welding.

Lithoclasts are represented (by volume) mostly by epiclastic rocks (sandstones and claystones). Fragments of volcanic rocks (rhyolites, dacites, andesites and trachyandesites) and subvolcanic rocks (microgranite and microgabbro) are less common. Metamorphic (gneisses, schists) and igneous rocks are occasional.

During secondary alteration of pyroclastic rocks, the most important role was played by thermal conditions and migration of water vapour absorbed by the eruptive column from the air, and sometimes also from evaporation of groundwater and vegetation. These alterations were manifested by the replacement of mafic minerals by iron oxides, chlorites, carbonates, titanite and, locally, pumpellyite (Fig. 20; Tab. 3). Plagioclases and potassium feldspars underwent the processes of albitization, sericitization, illitization and carbonatization. Among crystalloclasts, well-preserved minerals include quartz and garnet (Fig. 21) as well as the above-mentioned accessory minerals. Volcanic glass has been altered mostly into clay minerals (Figs. 22 and 23), chlorites (Pl. III: F) and carbonates.

Some volcanic complexes in the Fore-Sudetic Monocline and Western Pomerania contain variously thick interbeds of pyroclastic-epiclastic and epiclastic-pyroclastic rocks, in which much of epiclastic material is of volcanogenic origin. These deposits are often found also in the overburden of acidic volcanites along with thin interbeds of typical tuffs. In places, they appear in epiclastic complexes that do not host volcanic rocks. It points to the transport and sedimentation of volcanic detritus, which were contemporaneous with volcanic activity.

The areal extent of these rocks, referred to as “tuffs, tuffites and tuffite-like rocks” in Maliszewska *et al.* (2003a), reflects the area of subsequent subsidence and sedimentation in the upper Rotliegend basin. These rocks occur mostly in fluvial complexes, rarely in lacustrine complexes within alluvial fan, alluvial plain and debris flow deposits (Kiernowski *in*: Maliszewska *op. cit.*).

Due to inability of distinguishing between in situ pyroclasts and those redeposited after a short transport, and thus of determining their proportions in highly altered deposits, the rocks composed of such material are defined as volcanogenic. Depending on the particle size, they represent the lapilli and agglomerate-lapilli lithofacies, coarse-ash lithofacies or fine-ash lithofacies. According to the constituents of rocks, they were classified as lithocrystalloclastic or vitroclastic.

In individual profiles of rocks, volcanogenic material consists of clasts of effusive and pyroclastic rocks that occur in the close proximity (Fig. 24; Pl. IV: A–E), as well as their individual mineral components – quartz, feldspars (mainly albite, wholly or mostly replacing K-feldspar (Fig. 25), less commonly non-albitized plagioclases) and pseudomorphs after mafic minerals. In addition, there are also clasts of sandstones, claystones and siltstones, and epiclasts of quartz, microcline, biotite and muscovite, as well as accessory minerals of unknown origin (apatite, monazite, zircon, epidote, rutile, ilmenite and titanite). The matrix is composed of clay minerals, quartz silt, locally iron hydroxides and impregnations by authigenic quartz, calcite, dolomite and anhydrite. Outlines of argillitized fragments of volcanic glass are visible occasionally (Fig. 26).

The alterations of volcanogenic rocks are identical to those described for effusive and pyroclastic rocks. Fine-ash pyroclastic rocks, present in the volcanogenic complexes, have been locally altered into K-bentonites as a result of argillitization of glass shards (Maliszewska, 1994). They consist mainly of illite and illite/smectite (Pl. IV: E) and occasionally of swelling chlorite (*e.g.* in a complex drilled in the Stargard Szczeciński 1 borehole).

### Geochemical characteristics

Due to advanced alterations of volcanic rocks, they are not useful for radiometric determinations with the use of formerly applied standard dating methods. U-Pb (SHRIMP) dating of zircons in volcanic rocks of western Poland (Breitkreuz *et al.*, 2007, Krzemińska, 2008) was made on rhyolites and dacites encountered only in a few boreholes of Pomerania (Wysoka Kamińska 2, Daszewo 12, Moracz IG 1) and the Fore-Sudetic Monocline (Zdrój 1, Pniewy 3, Strzelce Krajeńskie PIG 1). The emplacement ages of these rocks were from 293.0 ( $\pm 2.0$ ) to 307.9 ( $\pm 4.6$ ) million years, whereas the ages of acid volcanic rocks in the north-eastern, German part of the Central European Basin range between 293.8 ( $\pm 2.7$ ) and 299.7 ( $\pm 3$ ) million years (Breitkreuz *op. cit.*; Breitkreuz, Kennedy, 1999). The oldest emplacement ages (between 307.9  $\pm 4.6$  and 303  $\pm 2$  million years) come from the Strzelce Krajeńskie IG 1 and Moracz IG 1 boreholes, respectively (Krzemińska, 2008).

Dating of old zircon cores and inherited zircons from western Poland revealed an age range of 338–2344 million years (Breitkreuz *et al.*, 2007). The inherited Precambrian ages, representing the anatectic component of melts, show two maxima: 800–1100 and 1500–1600 million years, concordant with the maxima for Precambrian ages of zircons

from the north-eastern German part of the Central European Basin.

Multiple changes in the composition of the lavas and pyroclastic deposits were caused by volcanic exhalations and weathering processes, and, after burial of the covers, by the activity of different types of fluids. These changes are evidenced by the significant variability in the content of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in calcite from volcanic amygdaloids, which may be the result of different sources of carbon dioxide, and thus different crystallization temperatures at a varying water/rock ratio. In most cases, the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values are typical of calcite from a hydrothermal environment (Rollison, 1993), in the other cases – of calcite that crystallized in a sedimentary environment of continental or marine nature.

Due to the advanced alterations, classification of the rocks based on the content of major elements is subject to considerable uncertainty. In the vast majority of the chemical analyses (Jackowicz, 1994, 2000, 2003), loss on ignition was above 3% by weight. For andesites, trachyandesites and basalts, it even exceeded 12%. The high loss on ignition was usually accompanied by high  $\text{CO}_2$  contents of more than 7%. For 50% of the studied rocks, the content was in excess of 0.5%.

Location of the projection points of the least altered rocks on the TAS diagram (Fig. 27) in combination with their mineral composition suggests that the volcanites of western Poland represent a subalkaline series with a poorly developed alkaline trend. The uneven development of metasomatic alterations of rocks, mostly related to the mobility of alkalis and magnesium, is manifested by a strong scatter of projection points in the AFM triangle (Fig. 28). Location of the points does not exhibit any continuity that characterizes the magmatic differentiation series, but suggests the existence of two populations of rocks derived from two different sources of magma.

Two weakly concentrated populations of rocks are also visible in the classification diagram based on the weight ratios of immobile elements:  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  (Winchester, Floyd, 1977) (Fig. 29). The results of this classification are sometimes incompatible with the results of TAS classification (excepting the differences in the naming of rocks in these subdivisions).

A comparison of the characteristics of average contents of incompatible elements in different rock types of the study areas (Fig. 30 A–D) shows that rhyolites, comendites/pantellerites and rhyodacites/dacites from Pomerania are richer in K, REE and HFSE relative to the same rock types from the Fore-Sudetic Monocline. It indicates a lower degree of melting or a different composition of their original material derived from the continental crust. The latter hypothesis is supported by the significant volumetric and thickness predominance of acidic lavas in Pomerania in relation to the Fore-Sudetic Monocline.

Enrichment of the Pomeranian trachyandesites with incompatible elements, as compared with trachyandesites from the Fore-Sudetic Monocline, indicates a greater impact of the crustal environment. The lower concentration of the evolved crustal component is characteristic of andesites and

alkali basalts found only in the Fore-Sudetic Monocline. The most primitive composition is typical of subvolcanic equivalents of these rocks.

However, the intervals of contents of some incompatible elements (e.g. LREE) for the individual rock types are relatively wide and partially overlap (Fig. 31A), which may be the effect of secondary factors (e.g. increase or decrease in mass during alteration) causing relative changes in their concentration. It should also be noted that the content of incompatible elements is also influenced by components absorbed (or lost) during volcanic transport, which is important especially for tuffs (Fig. 31B; Tab. 4).

Analysis of petrochemical indicators characterizing the volcanic complexes from selected boreholes shows that acidic rocks of Pomerania (Tab. 4) represent relatively weakly and variably melted material of the continental crust, while the trachyandesites originate likely from a relatively poorly melted mantle source. Rocks from the Fore-Sudetic Monocline (Tab. 4) show a greater lateral variability of petrochemical indicators than the same rock types from Pomerania, however their vertical variability is lower. It seems that the lateral differences in the composition of acidic rocks can be caused not only by different degrees of melting of source material, but also by lateral diversity of its composition, given the vast area covered by volcanic activity.

Furthermore, it is thought that, in some cases, acidic rocks with a lower silica content (dacites) may be products of differentiation of intermediate magmas. In the evolution of the composition of mantle melts, which andesites, basalts and trachyandesites are derived from, the most important role was certainly played by the intensity of melting of source material. The effects of this process are overlapped by the results of variably developed contamination of the melts by continental crust material. The above-mentioned dacites may be the products of the melts, mostly evolved in this way.

Discrimination of the tectonic setting of the volcanic activity has not yielded conclusive results. Based on the comparison of geochemical parameters of trachyandesites and andesites from western Poland with the parameters of andesites from the well-explored orogenic areas (Jackowicz, 1998, 2000), and the analysis of the position of the andesites and basalts in the tectonomagmatic discrimination diagram (Fig. 32), the eruptive environment is defined as withinplate, locally with the features of continental island arc. A similar result has been obtained from the discrimination of tectonic setting of acidic magmas (Fig. 33), however none of the used diagrams was adequate for these types of rocks.

The projection of volcanogenic rocks in the TAS diagram (Fig. 34) shows the similarity of their composition to the composition of effusive rocks occurring in western Poland. Rocks of the ash lithofacies are located here in the fields of rhyolites, trachytes and dacites; rock of the lapilli-agglomerate lithofacies plot in the fields of rhyolites, dacites, trachyandesites, andesites, basaltic andesites and basalts, depending on the composition of lithoclasts; epiclastic sandstones without volcanic material plot in the field of dacites.

The chemical characteristics of volcanogenic rocks are based on immobile and relatively little mobile elements, almost the same that were used to characterize effusive rocks. The highest concentration and a relatively wide range of contents of these elements are observed in coarsely clastic volcanogenic rocks and tuffs forming interbeds in these rocks (Figs. 35A, B; 36A, B). In finer-grained rocks, spectra of these elements are dependent mainly on the ratio of quartz to minerals that are their carriers, and the lowest content of most of these elements is observed in epiclastic rocks of terrigenous origin.

The difference in the content of LILE and HFSE between the coarsely and finely clastic rocks indicates fractionation of majority of both mafic and sialic minerals due to their sorting during mechanical transport, in most cases of hydraulic nature. Fractionation associated with the degradation of grains manifests itself in the depletion of the rocks in volcanic clasts and the enrichment in terrigenous clasts (mainly quartz, sometimes mica and sedimentary rock fragments).

The diversity of geochemical indicators of volcanogenic rocks indicates that, immediately after deposition, the sediments composing the rocks were relatively fresh and the main factor resulting in the disintegration of their parental rocks was the mechanical breakdown caused probably by phreatic or phreatomagmatic eruptions. Volcanic material was likely set into motion in form of avalanches, lahars or volcanic landslides, which entered the surface waters (Jackowicz, 2003).

The analysis of trends in rock alterations in systems illustrating relative variability of ratios between  $Al_2O_3$  and oxides of alkali metals ( $Na_2O$  and  $K_2O$ ), alkaline earth metals ( $CaO$  and  $MgO$ ) and total iron in the form of  $Fe_2O_3$ , has shown that the most advanced changes are observed in high-Fe and high-Mg rocks. Their effects are represented by the formation of mixed-layered minerals of illite/smectite and chlorites. In the rocks that contain smaller amounts of iron and magnesium, the alterations led to the formation of illite. Local carbonatization had a negative effect on the content of sodium and potassium, which were replaced by calcium. This process took place in all types of rocks (Jackowicz, 2003).

To determine tectonic depositional settings of the volcanogenic rocks, discrimination diagrams for greywackes were used. They are based on major elements (Fig. 37) and trace elements (Fig. 38). For acidic rocks, a diagram for granitoid intrusions was also applied (Fig. 39). In the greywacke diagrams, most of the investigated rocks indicate their affinity to the active continental margin and island arcs deposits. In the granitoid diagram, these rocks are located in the fields of within-plate and island arc settings.

The applied diagrams, although inappropriate for these rocks, point to tectonic settings similar to those determined for effusive rocks, because deposits used as a template to distinguish the active continental margin (Bhatia, Crook, 1986) originate from the disintegration of rocks similar in composition to the source material of acidic magmas in the within-plate setting.

#### LOWER ROTLIEGEND SEDIMENTARY (EPICLASTIC) ROCKS

The results of sedimentological investigations of drill cores, conducted by Kiersnowski (2008), showed that the Lower Rotliegend deposits accumulated mostly in the environments of alluvial fans and floodplain. Kiersnowski (*op. cit.*) distinguished deposits of wet alluvial fans, fluvial channel and overbank deposits, and locally lacustrine deposits. In some borehole sections, in addition to fluvial-lacustrine and alluvial fan complexes, there were also identified complexes or interbeds of pyroclastic deposits.

Deposits initially assigned to the lowermost Rotliegend, like the so-called Dolsk Formation (Karnkowski and Rdzanek, 1982), the Dziwna Formation (Żelichowski, 1978) and the Świniec Formation (Dybowa-Jachowicz, Pokorski, 1984), are now included in the uppermost Carboniferous (Wagner, 2008).

Among the petrographically examined Lower Rotliegend deposits, the following lithofacies have been identified: conglomerates, sandstones, mudstones and claystones. Conglomerates (mainly components of alluvial fans) occur in the Fore-Sudetic Monocline, *e.g.* in the Grodzisk 2 and 4, Krzykosy 1A, Strzelce Krajeńskie PIG 1, Ujazd 3 and Września IG 1 boreholes. These are grey-brown, mostly fine-grained rocks. The degree of mechanical reworking of gravel grains is very diverse. Among the gravel grains, clasts of volcanic rocks (quartz rhyolites, dacites, trachyandesites and welded tuffs) and sedimentary rocks (quartz sandstones, mudstones and claystones, Fig. 40) are dominant. The groundmass of the conglomerates is composed of small fragments of the above-mentioned rocks and quartz grains. Feldspar grains and biotite flakes are subordinate. The matrix is composed of flakes of clay minerals impregnated by iron hydroxides. Locally, it contains fine-crystalline calcite or dolomite and authigenic quartz (Fig. 41).

Conglomerates, composed mainly of quartzite, gneiss and chlorite-quartz schist pebbles, and those containing granite, gneiss, quartzite and amphibolite pebbles were described by Kłapciński (1967) from boreholes in the southern part of the Fore-Sudetic Monocline.

Sandstones are the most common lithofacies in the Lower Rotliegend (Pl. VI: A, B). They occur within both alluvial and floodplain deposits. The contents of detrital material and matrix were the criterion for distinguishing arenites and wackes. The mineral composition of detrital material has allowed identification of quartz sandstones, subarkosic sandstones, sublithic sandstones and lithic sandstones (Fig. 42). The percentage of quartz grains ranges from 18 to 92% by volume. Some of the grains are probably pyrogenic (Pl. VI: C). The percentage of feldspar grains does not exceed 10% by volume. Some of them underwent argillitization or calcitization (Pl. VI: D). Muscovite and biotite flakes are scarce, accounting for less than 6% vol. The percentage of rock fragments, mostly volcanic, ranges from 0.5 to 49.0% vol. In the sandstones the matrix is composed of flakes of clay minerals and quartz silt, as well as impregnations of

brown iron hydroxides (3–42%). It may also contain fine-crystalline calcite (0–24% vol.), authigenic quartz (0–10% vol.) or anhydrite (0–3% vol.). In places, the binder of the sandstones contains authigenic chlorite, illite and kaolinite. Calcareous sandstones from the Surmin IG 3 borehole contain spherical aggregates of hematite that probably formed by oxidation of framboidal pyrite (Fig. 43).

Mudstones are dark brown rocks composed of quartz silt and clay minerals impregnated with iron hydroxides. Feldspar grains and mica flakes are subordinate in these rocks. Some mudstone layers from the Książ Wielkopolski 4 and Rusocin 1 boreholes contain also small fragments of gravels that have a composition of acidic volcanic rocks.

Claystones generally occur as thin layers within sandstones and conglomerates. They are composed of pelitic clay minerals, quartz silt, aphanocrystalline silica, and iron hydroxides, and locally contain carbonate minerals.

A clay rock composed of aggregates of kaolinite plates, resembling tonsteins in texture (Pl. VI: F), was found in the Jemiłno 1 borehole (depth 1604.4 m). The rock also contains numerous flakes of green chlorite, with subordinate apatite and authigenic quartz.

Most of the studied rocks are found in deposits overlying the series of volcanic rocks; some occur between these series or below the volcanites. A significant process during sedimentation of these deposits, especially conglomerates, was the continuous destruction of effusive and pyroclastic rocks of the Wielkopolska Volcanogenic Formation. It has been found that the amount of rhyolite lithoclasts is much greater than of trachyandesite lithoclasts in the area situated northeast of the Wolsztyn Elevation. The proportion of neutral rocks increases towards the south. In the boreholes of Biesiec 1, Raduchów 1, Surmin 3 and Zajączki 1 (located to the SE of the Pogorzela Elevation), the formation contains conglomerate layers composed mainly of fragments of sedimentary rocks. In the sandstones, volcanic lithoclasts generally prevail over other lithoclasts, but in the sandstones from the Jezieryce 1, Raduchów 1 and Zajączki 1 boreholes, lithoclasts of sedimentary rocks are dominant. The presence of lithoclasts of metamorphic rocks and quartz cataclasts that are characteristic of cataclasites or mylonites, proves erosion of the crystalline basement composing the Fore-Sudetic Block.

#### UPPER ROTLIEGEND SEDIMENTARY (EPICLASTIC) ROCKS

Upper Rotliegend deposits (Drawa and Noteć formations) of the western part of the Polish Lowlands overlie mostly volcanic covers or Lower Rotliegend sedimentary complexes, in places Carboniferous or Devonian deposits. The thicknesses are highly varied, ranging from about 8 m (Ługi 1) to about 1094 m (Kórnik 1, unperforated). In many boreholes, Rotliegend rocks have not been drilled (Kiersnowski, 1998).

Much of the current knowledge on the paleogeography, stratigraphy and lithology of the Rotliegend comes from nu-

merous studies of Pokorski (1978, 1981a, b, 1997), Karnkowski (1978, 1981, 1999) and Kiersnowski (1995, 1997a, b, 1998). Key paleogeographic elements of western Poland are the central Upper Rotliegend Basin and the Silesian Basin (Fig. 44). They are separated by dune areas (Eastern Erg and Southern Erg) and by an area of palaeoelevations (Wolsztyn and Pogorzela elevations).

Much of the Upper Rotliegend deposits were accumulated in a fluvial environment (Kiersnowski, 1998). These sediments originate in proximal, intermediate and distal zones, within which there are the successions of associations of alluvial fans, braided rivers, meandering rivers and flood plains. They formed in a hot and dry climate. Kiersnowski has also recognized the aeolian depositional system represented by dunes. It also fills interdune and extradune areas.

The most common deposits in the central basin (Fig. 44) are those representing the playa depositional system, including marginal playa, playa – lake and single dunes developed as a result of migration of aeolian sediments. The least common, and occurring only in places, are rocks of the shallow-marine coastal depositional system (the so-called Weissliegend). Kiersnowski (1998) classified them into a shallow-marine association deposited at early stages of Zechstein Sea transgression.

Four main lithofacies types have been identified in the studied Upper Rotliegend sections: conglomerates, sandstones, mudstones and claystones. Conglomerates are the major component of alluvial deposits (Fig. 45). Locally, they are also found among fluvial deposits. Conglomerates show a psephitic-psammitic structure, and are occasionally interbedded with conglomeratic or coarse-grained sandstones. Most of the conglomerates are represented by fine-clastic rocks. These include both orthoconglomerates, rich in gravel and composed of grain-supported gravel clasts, and paraconglomerates that are poorer in gravel and richer in the groundmass. In most of the conglomerates, rock fragments are only partially rounded; the degree of roundness increases upward the Rotliegend section. In the vicinity of the Wolsztyn Elevation, in addition to alluvial conglomerates, there are also psephitic rocks containing angular material. Aksamitowska (2004) described them as breccias derived from debris flows (Fig. 45).

The lithological composition of detrital material of the conglomerates is always associated with the deposition area, its palaeogeography and tectonic setting.

In the Fore-Sudetic Monocline, the most common rocks are volcanic conglomerates (Pl. VII: A–D) containing clasts of acidic volcanic rocks (e.g. rhyolites and dacites) that usually prevail over the clasts showing a transitional (e.g. trachyandesites) or alkaline (e.g. trachybasalts) composition. Rock fragments are often altered hydrothermally. Mineral composition of the matrix of these conglomerates usually corresponds to lithic arenites. In addition to the grains of quartz, feldspars and volcanic lithoclasts, it contains clasts of sandstones and siliceous rocks. The cement is composed of clay minerals, iron hydroxides and orthochemical cements, such as calcite, authigenic quartz and anhydrite.

Occurrences of polymictic conglomerates are known mainly from the northern part of the Fore-Sudetic Monocline and Western Pomerania. They contain gravel that originates from both volcanic and sedimentary rocks (Pl. VII: E, F). Oligomictic conglomerates, composed primarily of clasts of carbonate rocks, were found in the Unisław – Sokole zone.

The Upper Rotliegend conglomerates are very compact, but locally tend to be fractured (Pl. VII: B). Tested conglomerate samples showed the porosity values of 0.94–5.77% vol. (exceptionally up to 12.89%) and the permeability values of <0.1 to 0.6 mD (exceptionally up to 5.4 mD).

Sandstones are the most common lithofacies in the Upper Rotliegend sections (Fig. 46). They are the main components of the fluvial and aeolian depositional systems, and are frequently found in playa complexes as well. They are most often represented by fine-grained varieties, but non-equigranular and conglomeratic sandstones are commonly observed in alluvial deposits (Pl. VIII: A, B). The degree of mechanical reworking of detrital grains is variable – they are usually partly rounded, more rarely well rounded (Fig. 47) or angular. Most of the analyzed fluvial and alluvial sandstones represent sublithic arenites. There are also common lithic arenites and wackes. Quartz or subarkosic arenites and wackes are subordinate (Fig. 48). The main components of the grain framework of the sandstones are quartz grains accounting for 40–75% vol. of the rock. Grain surfaces often show signs of chemical corrosion; some are coated with clay-ferruginous or regeneration rims. Important components of the grain framework are feldspar grains, whose proportion is often up to several percent. Feldspars are represented by microcline, untwinned K-feldspar, microcline microperthite, chessboard albite and oligoclase. Other important components of detrital material include lithoclasts, whose percentage in fluvial sands usually ranges from 5 to 20%, locally reaching 60%. The dominant group is volcanic clasts. Detrital material of fluvial sandstones also contains muscovite and biotite plates, as well as grains of heavy minerals. The sandstones are bonded by the clay-ferruginous matrix, in which calcite, dolomite, anhydrite, authigenic quartz and crystallites of authigenic illite, kaolinite and chlorite are embedded.

Petrophysical studies of the alluvial and fluvial sandstones show that their porosity varies from 0.23 to 22.56% vol., and the permeability is between 0.00 and 12.00 mD (Darłak *et al.*, 1996, 1998).

Aeolian sandstones are best known from the area of Eastern Erg. According to Kiersnowski (1998), sandstones of the dune association are more common than deposits of the interdune association. Most frequently, these are fine-grained sandstones containing medium- or coarse-grained laminae. Coarser grains tend to be better rounded than finer ones (Fig. 49). These sandstones are represented by subarkosic, sublithic and quartz arenites and wackes (Fig. 50). Lithic arenites are observed only occasionally. The main component of the aeolian sandstones is quartz (54.7–81.8% vol.). In CL studies, quartz grains are commonly brown, rarely bluish (Pl. VIII: C, D), while feldspar grains are blue, green, brown, red or violet (Pl. VIII: D). The proportion of feldspars varies

from 0.7 to 15.3% vol. (Maliszewska *et al.*, 2003b), locally reaching 24.0% (Biernacka *et al.*, 2006a).

The proportion of lithoclasts in the aeolian sandstones is 0.9–33.8% vol., but usually it does not exceed 10%. The most common grains are lithoclasts of dacites and quartz rhyolites (Pl. VIII: E); lithoclasts of quartz-micaceous crystalline schists (Pl. VIII: F) and granitoids (Pl. IX: A) occur in minor proportions. Lithoclasts of quartz sandstones are also locally observed. Mica flakes and grains of heavy minerals are accessory components. The grain framework of the sandstones is bonded with the clay-ferruginous matrix containing calcite and dolomite rhombohedrons, anhydrite plates and authigenic quartz rods (Fig. 51). Among authigenic clay minerals, the most common are illite and chlorite; kaolinite is rare.

Most of the aeolian sandstones exhibit good reservoir properties. Their porosity often exceeds 10% vol., attaining a value of 30% vol. (Bojarska *et al.*, 1981, Darłak *et al.*, 1996, 1998, Aksamitowska, 2004, Maliszewska *et al.*, 2008). Hydraulic properties of the sandstones are commonly poor, and the permeability is usually less than 10 mD, which may be associated with the presence of fibrous illite in the pore spaces. Fractured beds show the highest permeability values.

Playa sandstones extend mainly in the central Rotliegend basin (*e.g.* in the Piła–Czaplinek–Szubin region) grading towards the NW into marginal playa deposits (*e.g.* in the Objezierze IG 1 and Golęczewo 1 boreholes). The playa sandstones are fine-grained and poorly sorted rocks with well-selected detrital material (Pl. IX: B). They are commonly represented by quartz arenites and wackes, rarely by subarkosic and sublithic varieties (Fig. 52). They are frequently interbedded with siltstones and claystones. Sandstones, deposited in the playa environment, have a very low porosity (up to 3% vol.) and are impermeable (Darłak *et al.*, 1998). Sandstones that resemble playa deposits (Pl. IX: C) have been distinguished by Kiersnowski (1998) among aeolian series of damp and wet interdune associations in the Fore-Sudetic Monocline (*e.g.* Komorze 1, Miłosław 1, Pniewy 1 and Zakrzyn IG 1 boreholes). These sandstones (quartz and subarkosic arenites, and quartz wackes) exhibit variable values of porosity (1.86–11.59% vol.) and permeability (0.0–56.8 mD, Darłak *et al.*, 1996).

Shallow-marine sandstones occur only in some boreholes at the boundary between the Lower and Upper Permian (Nemec, Porębski, 1977, 1981, Kiersnowski, 1998). They are best known from the southern part of the Fore-Sudetic Monocline, where they are referred to as the Grauliegend or Wiessliiegend (Pl. IX: D). The mineral composition of the grain framework is shown in Figure 53. The matrix consists of clay and mud, but is generally lacking of iron hydroxides. It also contains calcite, dolomite, anhydrite, barite, authigenic quartz and fibrous illite. The porosity of the sandstones varies from 0.47 to 16.10% vol. and the permeability ranges from zero to 18.35 mD (Maliszewska *et al.*, 2008).

The mudstone lithofacies is present in all the Upper Rotliegend depositional systems (Fig. 54). Within the fluvial and aeolian deposits, mudstones are found only in places as thin layers, but they are common in playa deposits, especial-

ly in the central Rotliegend basin. These are usually brown aleuritic rocks, rich in clay overgrowths and laminae. The mudstones are composed mainly of quartz silt (Pl. IX: E) with small feldspar grains, mica flakes and slightly larger rock fragments. The matrix consists of illite, chlorite, iron hydroxides, carbonates and sulphates, commonly occurring as nodules. The mudstones have very low porosity values and are impermeable.

The claystone lithofacies is most abundant and thick within the playa deposits. In fluvial and aeolian deposits, this lithofacies occurs as thin layers. The bedding is often disturbed, wavy or lenticular. The groundmass of the claystones is composed of small scales of clay minerals, including illite and occasional illite/smectite and kaolinite. Numerous quartz silt grains (Pl. IX: F) are scattered within the groundmass. Feldspar grains, mica flakes and disseminated iron hydroxides are subordinate. Finely crystalline carbonates and anhydrite are abundant in these deposits. The claystones are compact and impermeable.

### Geochemical characteristics

Chemical analyses were made mainly on the Rotliegend sandstones. Data on the chemical composition of selected samples of sandstones from the southern part of the Fore-Sudetic Monocline are given in the papers of Plewa (1972, 1976) and Grabowska-Olszewska *et al.* (1974). Results of chemical analyses of various Wiessliegend? rocks (including many sandstone samples) from the southern part of the Fore-Sudetic Monocline were compiled by Michalik (2001). This report presents the results of complete chemical analyses and determinations of trace elements in 16 samples of aeolian sandstones of the Eastern Erg in the Fore-Sudetic Monocline (Tab. 7).

Selected samples of fluvial and aeolian sandstones from the Fore-Sudetic Monocline and Western Pomerania were analysed for isotopes (Fig. 55). The aim of these analyses was to identify the nature of crystallization waters and the temperatures of the formation of carbonate and sulphate cements in the sandstones. The results of determinations of stable carbon and oxygen isotopes in the cements composed of Mn-calcite and so-called “pure” calcite are summarized in Tables 8 and 9. The  $\delta^{18}\text{O}$  values for Mn-calcite range from  $-11.34$  to  $-0.48\%$  PDB. The same values for “pure” calcite range from  $-7.78$  to  $-1.18\%$  PDB. In order to calculate the temperatures of crystallization of these calcite varieties, depending on the assumed  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW values of water, Kuberska used the formula given by Epstein *et al.* (1953). According to Kuberska (2004), the temperatures calculated for Mn-calcite from Western Pomerania ranged from a few degrees to about  $43^\circ\text{C}$ , and could reach  $70^\circ\text{C}$ . The crystallization temperatures of “pure” calcite were lower and ranged probably from a few degrees to  $30^\circ\text{C}$ . “Pure” calcite always crystallized earlier than Mn-calcite. The crystallization temperatures of Mn-calcite, determined by fluid inclusion analysis conducted by Jarmołowicz-Szulc, were  $80$ – $140^\circ\text{C}$  (Brojce IG 1 and Karsk 1 boreholes, Western Pomerania) and  $90$ – $130^\circ\text{C}$  (Mężyk 1 and Pniewy 1

boreholes, Paproć region, Fore-Sudetic Monocline). The calculated  $\delta^{18}\text{O}$  values of water for Mn-calcite in sandstones from the Fore-Sudetic Monocline range from  $9.50$  to  $16.55\%$  SMOW (Mężyk 1) and from  $4.79$  to  $5.99\%$  SMOW (Pniewy 1). These calculations were based on the formula of Epstein *et al.* (op. cit) and the assumed temperature was  $130^\circ\text{C}$ . The previous results of analyses of crystallization conditions of calcite cements (suggesting marine or mixed continental-marine waters) are hypothetical and require further research.

Table 10 presents the results of determinations of isotopic ratios of carbon and oxygen, obtained from dolomite cements. According to Kuberska (2004), the crystallization temperatures of dolomite (based on the work by Harwood & Coleman, 1983) may have ranged from about  $32$  to  $60^\circ\text{C}$ . Pore waters in the Rotliegend sandstones were saline but partly mixed with fresh waters. The  $\delta^{13}\text{C}$  PDB value in the analysed calcite and dolomite cements suggests inorganic source of  $\text{CO}_2$  in the crystallization water.

Four sandstone samples from Western Pomerania, containing anhydrite, were analysed for the oxygen and sulphur isotopic ratios. The results suggest that anhydrite was formed in two stages: in an early stage in the playa basin, and in a late stage as a result of infiltration of Rotliegend deposits by the Zechstein sea waters (Kuberska 2004).

Geochemical analysis also included K/Ar age determinations of crystallization of authigenic illite in some Rotliegend sandstone samples. This age (determined in samples from 12 boreholes) ranges from  $113.6$  to  $187.1$  million years, and refers mainly to the Early–Middle Jurassic (Maliszewska 1997b, Maliszewska, Kuberska, 2009). These results correspond with the results of illite analyses performed by Michalik (2001, Wiessliegend), Protas *et al.* (2006, Rotliegend) and Biernacka (2015).

Determination of the age of crystallization of authigenic illite is used to identify the age of reduction in hydraulic conductivity of sandstones by secondary illite, mostly represented by fibres (Fig. 56).

### Conclusions

The results of microscopic examination (especially modal analyses) of the Upper Rotliegend sandstones were used to identify the origin of detrital material. Undoubtedly, much of it comes from redeposition of older sedimentary rocks. Fragments of volcanic rocks can originate directly from parent rocks (especially from the Wolsztyn and Pogorzela elevations).

In order to determine the paleoenvironments of source areas of detrital material for aeolian sandstones of the Eastern Erg, discrimination diagrams of Dickinson *et al.* (1983) and Dickinson and Suczek (1979) were used. In the diagrams shown in Figures 57 and 58, the projection points of most sandstone samples are located in the area of eroded and reworked quartz orogen. In the diagram presented in Figure 59, the sandstone projection points are located near the Qm corner (monocrystalline quartz), which indicates a high degree of maturity of mineral composition of detrital material.

The image of distribution of sandstone points in these diagrams is interpreted as the effect of multiple reworking of loose deposits of dune fields of the Erg by winds prior to the final deposition of the material.

In order to recognize the geotectonic paleoenvironments that were the source areas supplying detrital material to the Erg sandstones, discrimination diagrams were used based on the results of chemical analyses (Bhatia, 1983, Bhatia, Crook, 1986). After analyzing these diagrams (Figs. 60–62), it was found that most of the sandstone projection points are located within the area or near the area of the continental passive margin. Some points are located in the area of continental arc of volcanic islands.

According to Kiersnowski (Maliszewska *et al.*, 2003b), the source areas for the Eastern Erg sandstones extended far to the southeast and east. These might have been areas of the foreland of the paleo-Holy Cross Mts., Radom–Lublin Elevation and Podlasie Depression. The main source of detrital material for alluvial and fluvial deposits of the Fore-Sudetic Monocline was probably the Wolsztyn Elevation (Karnkowski 1997). Alluvial deposits of the southern part of the Fore-Sudetic Monocline also indicate the effect of erosion of the crystalline basement in the Fore-Sudetic Swell (Milewicz, 1976, 1981, 1985).

The mineral composition of the Upper Rotliegend deposits is often considered in terms of their reservoir properties. An essential factor is the facies development related to the sedimentary environment. It is thought that the best reservoir rocks are the porous aeolian deposits, especially dunes. They often contain arkosic and subarkosic arenites prone to both diagenetic dissolution processes and the creation of secondary porosity. Fluvial and alluvial deposits are characterized by variable porosity, but they are often impermeable due to microporosity of the intergranular space (Darłak *et al.*, 1996). Playa deposits, rich in clay, show the worst reservoir properties.

#### DIAGENESIS OF THE LOWER PERMIAN DEPOSITS

Mechanical compaction is considered the earliest and longest-operating diagenetic process. This is expressed by the increase in packing of grains, fracturing of some detrital grains (Pl. X: A), formation of microfractures (Pl. VII: B; Fig. 63), and partial deformation of mica flakes and clay-feruginous laminae. Chemical compaction is considered a later process, which is sometimes evidenced by the presence of concave-convex and sutured intergranular contacts (Pl. X: B). A significant effect of compaction on their decreasing porosity, increasing with the burial depth of Rotliegend deposits, has been proved by, *e.g.*, Darłak *et al.* (1998), Biernacka *et al.* (2006a), Maliszewska *et al.* (2008) and Buniak *et al.* (2009).

The porosity of the deposits was highly reduced due to cementation processes. The most common process is crystallization of carbonate cements (Pl. X: C–E; Fig. 64). All varieties of the rocks contain Mn- or Mn/Fe-calcite, appearing yellow-orange in cathodoluminescence. Non-luminescent

calcite (Pl. X: F), containing no activators, is also locally visible. For selected sandstone samples, Jarmołowicz-Szulc (1999, 2009) performed the analysis of fluid inclusions in calcite, proving that the homogenization temperatures of the inclusions were in the range of 80–140°C. Calcite cements are often accompanied by dolomite that is red-, yellow-, or brown-luminescent in CL, depending on the proportion of iron and manganese in the rhombohedra (Figs. 65, 66; Pl. XI: A, B). Non-luminescent carbonate, showing the chemical composition of ankerite, is the rarest. The results of studies of chemical composition and luminescence of some carbonate minerals from the Rotliegend sandstones are summarized in Table 9.

The homogenization temperatures of fluid inclusions obtained by Jarmołowicz-Szulc during the analysis of dolomite cements range from 80.5 to 175.0°C for samples from Western Pomerania (Kuberska 2004), and from 99 to 140°C for samples from the Fore-Sudetic Monocline (Jarmołowicz-Szulc, 2009). The degree of salinity of inclusions from the calcite and dolomite cements suggests that their crystallization water was associated with the common infiltration of the Lower Permian deposits by the Zechstein Sea waters.

Among the common cements in the Rotliegend deposits is also anhydrite (Pl. XI: C; Fig. 67). Anhydrite crystals are non-luminescent or they appear green in CL (Pl. XI: D). Anhydrite cements and anhydrite nodules are also common in the Weissliegend deposits (Michalik, 2001; Aksamitowska, 2004). According to Michalik (*op. cit.*), the origin of sulphate cements in the Lower Permian deposits was complex, and the crystallization may have taken place in several stages. Sulphate cements are locally represented by gypsum, while the rarest minerals are barite and celestite.

Authigenic quartz in the Rotliegend deposits occurs as regeneration rims on quartz grains, pore cements (Pl. XI: E, F), drusy incrustations (Pl. XII: A, B), or single bars (Fig. 68). The analysis of fluid inclusions in the quartz cements shows that they crystallized at the temperatures of 119–165°C (Jarmołowicz-Szulc, 2009).

Among authigenic clay minerals, representing orthochemical cements in the Rotliegend deposits, the presence of chlorites, illite (Pl. XII: C), illite/smectite and kaolinite are found. Chlorites often form crustification coatings on detrital grains, honey comb structures, and rosette and fan-like aggregates (Fig. 69). Chlorites, in which iron predominates over magnesium, are more common than Mg/Fe-chlorites. It is thought that chlorite rims protected the primary porosity of deposits during compaction.

Authigenic illite in the Rotliegend deposits occurs most often as thin filaments (Fig. 70), forming reticulate microtextures. It frequently co-occurs with chlorite, illite/smectite mineral or authigenic quartz (Fig. 71). Intense growth of authigenic illite highly reduced hydraulic conductivity of the sediment.

Authigenic kaolinite occurs as thin plates, pseudo-hexagonal in symmetry (Fig. 72) and commonly worm-like or book-like in form. It locally co-occurs with chlorite or dickite. It is commonly considered that feldspar is the precursor of kaolin-



ite, but in places kaolinite was formed at the expense of muscovite or it replaced chlorite (Fig. 73; Pl. XII: D).

Among the cement-forming minerals in the Rotliegend deposits, there are also iron hydroxides and oxides (Fig. 74), iron sulphides, authigenic feldspars occurring as regeneration rims on detrital feldspar grains, and chlorides. Michalik (1998) described small euhedral authigenic albite crystals in sandstones from the Intra-Sudetic Basin, while Buniak (2009) found numerous needles of authigenic tourmaline (Fig. 75) in sandstones of the Ługi 1 borehole (Fore-Sudetic Monocline).

The Rotliegend deposits commonly show the effects of diagenetic replacement in the form of pseudomorphs after detrital grains or partially replaced grains. The most frequently observed phenomenon is the replacement of feldspar grains by carbonate minerals (Pl. XII: E) or anhydrite. Occasionally, fragments of volcanic rocks were also replaced. The replacement process did not affect the firmness of the deposits, because it did not produce any new pore space.

One of the main reasons for the development of secondary porosity in the minerals and rocks was diagenetic dissolution. Most traces of dissolution are observed on feldspar grains (Fig. 76). Locally, dissolution also affected the cements (Fig. 77; Pl. XII: F).

An essential role in the evolution of reservoir properties of the Rotliegend deposits was played by diagenetic alteration processes. Alteration of rigid grains into soft clay aggregates caused an increase in porosity. It also often led to the reduction in hydraulic conductivity of sediments by sealing the pores by scales of clay minerals, particularly by fibrous illite.

Observations of the effects of the various diagenetic processes in the Rotliegend sections (*e.g.* shown in Figure 78) have led to the conclusion that the main stages of alterations comprised eodiagenesis and mezodiagenesis, while telodiagenetic alterations occurred only on a local scale. The earliest eodiagenetic processes included mainly mechanical compaction and the accretional formation of rims on detrital grains.

Early calcite, anhydrite and quartz cements crystallized at places. Their crystallization temperatures probably did not exceed 50°C. Mezodiagenetic processes comprised progressive mechanical compaction, crystallization of late orthochemical cements, chemical compaction, alteration of unstable constituents into clay minerals, and dissolution of grains and cements as a result of activity of pore solutions. The crystallization temperatures of mezodiagenetic cements were probably higher than 50°C and did not exceed 180°C. Calculations of these temperature values from the analyses of fluid inclusions and isotopic studies must be regarded as hypothetical, and require verification by a greater number of analyses.

The effects of telodiagenetic processes were locally observed in the Rotliegend deposits of Western Pomerania (Kuberska, 2001, 2004) and the Fore-Sudetic Monocline, especially in its southern part (Maliszewska *et al.*, 1998; Biernacka *et al.*, 2006a; Buniak *et al.*, 2009). These were mainly feldspar dissolution by meteoric water, and crystallization of kaolinite. Figure 79 shows a hypothetical diagenetic sequence of the Upper Rotliegend deposits, with indication of the effect of various physical and chemical processes on the porosity and permeability.