

## METALOGENEZA PODŁOŻA PODCECHSZTYŃSKIEGO MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

### Metallogeny of pre-Zechstein basement of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

**Stanisław SPECZIK**

Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego,  
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

#### SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	38
Budowa geologiczna podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej . . . . .	38
Charakterystyka geologiczno-złożowa skał krystalicznych . . . . .	40
Przejawy mineralizacji kruszcowej . . . . .	43
Strefa północna . . . . .	43
Strefa południowa . . . . .	45
Problemy metalogenezy skał krystalicznych . . . . .	49
Charakterystyka geologiczno-złożowa skał karbońskich . . . . .	52
Procesy diagenetyczne . . . . .	54
Diageneza a analiza rodzaju i genezy porowatości . . . . .	57
Paleotemperatury określone na podstawie zdolności refleksyjnej wityritu . . . . .	58
Diageneza a rozpoznane asocjacje minerałów ilastych . . . . .	60
Procesy epigenetyczne . . . . .	61
Procesy hipergeniczne . . . . .	65
Problemy metalogenezy skał karbońskich . . . . .	65
Charakterystyka geologiczno-złożowa skał czerwonego spągowca . . . . .	67
Skały klastyczne . . . . .	68
Problemy metalogenezy skał klastycznych czerwonego spągowca . . . . .	70
Skały wulkaniczne . . . . .	71
Mineralizacja kruszcowa . . . . .	74
Problemy metalogenezy wulkanitów czerwonego spągowca . . . . .	75
Charakterystyka geochemiczna badanych skał . . . . .	77
Metalogeneza na tle rozwoju geologicznego podłoża podcechsztyńskiego monokliny przed- sudeckiej . . . . .	80
Uwagi o genezie cechsztyńskich złóż miedzi . . . . .	85
Literatura . . . . .	90
Summary . . . . .	97

**STRESZCZENIE** Na podstawie charakterystyki geologiczno-złożowej skał przedcechsztyńskich podłoża monokliny przedsudeckiej wyróżniono dwie epoki metalogeniczne: prekambryjską i kaledońsko-waryscyjską. Kaledońsko-waryscyjską epokę metalogeniczną podzielono na pięć etapów: kaledoński i waryscyjskie A, B, C i D. Etap kaledoński zaznaczył się w podłożu monokliny nieznacznie z uwagi na monocykliczny rozwój geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej. Rozpoznane dwie fazy mineralizacji hydrotermalnej wieku sudecko-kruszcogórskiego i asturyjskiego to etapy waryscyjskie A i B. Przejawy mineralizacji związane z wulkanizmem saalskim zaliczono do etapu C, zaś etap D odpowiada

przekształceniom diagenetyczno-infiltracyjnym zachodzącym w okresie czerwonego spągowca.

Określono potencjał metalogeniczny poszczególnych formacji skalnych podłoża podcechsztyńskiego, co w konsekwencji umożliwiło przedstawienie opinii co do źródła i drogi, jaką metale ciężkie zostały włączone w łupki miedzionośne. Przyjęto wieloźródłowy charakter dostarczonych metali oraz ich stopniową koncentrację w wyniku procesów erozji, diagenety, infiltracji i ługowania. Szczególną rolę w procesach ługowania metali odgrywały solanki chlorkowe powstałe w procesach diagenety skał karbońskich, a także w wyniku infiltracji wód meteorycznych w osady czerwonego spągowca.

Transgresja morza cechsztyńskiego uwolniła zasobne w metale solanki zawarte w podziemnych zbiornikach „aquifers”. Proces dostarczania solanek obejmował zarówno okres sedymentacji łupku miedzionośnego, jak i jego wstępnej diagenety.

Strefy facji Rote Faule były miejscem oddziaływania tych solanek na łupki miedzionośne, co tłumaczy obserwowaną zmienność przestrzenną warstwowych złóż metali południowo-zachodniej Polski.

## WSTĘP

Podstawowym celem przedstawionych badań jest geologiczno-złożowa charakterystyka skał podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej, jak również określenie stopnia ich perspektywiczności dla poszukiwań złożowych oraz ustalenie związków metalogenicznych pomiędzy podłożem a znaną mineralizacją cechsztyńską. Osadowa geneza łupków miedzionośnych jest, jak się wydaje, wystarczająco udokumentowana. Źródło i droga miedzi dostarczonej do zbiornika są natomiast przedmiotem hipotez i spekulacji naukowych. Skały będące obiektem badań obejmują bardzo szeroki interwał czasu od prekambriu po czerwony spągowiec i występują na wielkim obszarze, a także składa się na nie duże bogactwo różnych typów petrograficznych. W pracy omówiono analitycznie wcześniej publikowane (częściowe) wyniki badań nad formacjami karbońskimi. Szerzej udokumentowano natomiast nowsze badania skał karbońskich, a w szczególności różnowiekowych skał krystalicznych i osadowo-wulkanicznych formacji czerwonego spągowca, które nie były dotychczas prezentowane.

Główną metodą badań były obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym i odbitym, uzupełnione w przypadku minerałów kruszcowych pomiarem zdolności refleksyjnej, mikrotwardości (Juszko 1966) oraz metodą trawień rozpoznawczych i odbitek stykowych. Materiał do tej części prac objął około 1200 preparatów polerowanych oraz blisko 700 płytek cienkich.

Ponad 200 płytek podwójnie polerowanych oraz 80 separowanych mono- i polimineralnych preparatów do dekrepitacji poddano analizie termobarogeochemicznej. Szeroko stosowano analizę rentgenostrukturalną zarówno w przypadku trudnych do jednoznacznego określenia minerałów występujących w obrębie żyłek, składników miaroli skał wulkanicznych, jak i spoiwa skał osadowych

(ponad 100 analiz). Często odwoływano się do metody stolika uniwersalnego Fiodorowa, zwłaszcza przy rozpoznawaniu żelazistych węglanów.

Badania geochemiczne skał wykonano dla 80 próbek. Ponadto wyseparowano kilka prób siarczków, które poddano badaniom geochemicznym, w tym izotopowym. Pomocne w ilościowym określeniu stopnia diagenety skał karbońskich okazały się także: analiza elektronmikroskopowa przestrzeni porowej (45 prób) oraz oznaczenia zdolności refleksyjnej wityryny (25 prób). Analizę rentgenostrukturalną przeprowadzono stosując preparaty proszkowe na dyfraktometrze DRON-1,5 przy promieniowaniu  $\text{CuK}_\alpha$  z zastosowaniem filtra niklowego. Wyniki interpretowano na podstawie kartoteki ASTM. Badania elektronmikroskopowe prowadzono na aparacie Tesla BS 300.

Ogółem sprofilowano przeszło 180 otworów wiertniczych, z czego 127 poddano szczegółowym badaniom mineralogiczno-petrograficznym. Poza stosunkowo nielicznymi pracami publikowanymi, głównym źródłem informacji były opracowania archiwalne Instytutu Geologicznego, przemysłu naftowego, jak również dane zawarte w dokumentacjach geologicznych otworów wiertniczych. Realizacja tej pracy nie byłaby możliwa bez życzliwego stosunku kierownictwa Instytutu Geologicznego, które udostępniło większość materiałów wiertniczych, jak również finansowo wspierało znaczną część badań. Podobne wyrazy wdzięczności należą się również pracownikom ZOG „Geonafta” oraz Przedsiębiorstw Poszukiwań Naftowych w Pile, Zielonej Górze i Wołominie.

W pracy zastosowano geologiczno-strukturalną terminologię Oberca (1978), posługując się w stosownych przypadkach paleomorfologiczną nomenklaturą Karnkowskiego *et al.* (1978). Pojęcia tekstura i struktura stosowano zgodnie z terminologią anglosaską.

## BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA PODCECHSZTYŃSKIEGO MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

W budowie obszaru przedsudeckiego na północny wschód od uskoku środkowej Odry zaznaczają się dwa piętra strukturalne. Dolne piętro

stanowią usztywnione, wielokrotnie sfałdowane i częściowo zmetamorfizowane utwory geosynkliny bajkalsko-kaledońsko-waryscyjskiej, natomiast gór-

ne piętro – nieskonsolidowane i słabo zaburzone utwory permskomezozoiczne – monoklina przedsudecka (Sokołowski 1967, 1975; Kłapciński 1972). Precyzyjniej granicę pomiędzy piętrami można umieścić na kontakcie autunu (typowa molasa) i saksону wykształconego jako osad platformowy. Monoklina przedsudecka od północnego wschodu i północy graniczy z niecką szczecińsko-łódzko-miechowską, na zachodzie przedłuża się poza granicę państwa, natomiast od wschodu jej zasięg jest ograniczony umowną linią Niemodlin-Lubliniec.

Badania geofizyczne (Guterch *et al.* 1975) pozwoliły określić wglębną budowę skorupy ziemskiej na tym obszarze. Strefa uskokowa środkowej Odry pokrywa się z głębokim rozłamem Odry, zaś położone na północ od rozłamu Odry synklinorium Rawicza i jednostka Krotoszyn-Wolsztyn oddzielone są od strefy brzeżnej orogenu waryscyjskiego uskokiem Dolska. Obie te jednostki, stanowiące waryscyjskie eksternidy (Pożaryski 1975), odpowiadają obszarowo zasięgowi monokliny przedsudeckiej. Część centralna platformy paleozoicznej, położona na północ od uskoku Dolska a przylegająca do cokołu starej platformy wschodnioeuropejskiej, ma – w opinii tego autora – formę rowu tektonicznego, charakterystyczną dla interkontynentalnych systemów ryftowych. Położenie tego obszaru pomiędzy czołem waryscyjdów a krawędzią stabilnego obszaru starej platformy wskazuje na czasowy związek tego rowu z zapadliskiem przedgórskim waryscyjdów. Pożarski i Brochowicz (1979) określili tę strefę jako aulakogen środkowopolski.

Za początek formowania się podłoża przedcechsztyńskiego monokliny należy uznać okres pogotyjski a przedbajkalski, kiedy to miał miejsce rozpad subkontynentu wschodnioeuropejskiego (Pożaryski, Kotański 1979). Niezgodne ułożenie kambru na eokambrze Łużyc (Oberc 1972), jak też obecność skał zasadowych i ultrazasadowych w otoczeniu bloku sowiogórskiego wskazują na istnienie na tym obszarze geosynkliny, a następnie orogenu starobajkalskiego. Uformowanie nowej geosynkliny nastąpiło prawdopodobnie na przełomie prekambriu i paleozoiku. Za relikty dna oceanicznego może być uznana formacja spilitowo-keratofirowa Łużyc i Gór Kaczawskich. W podłożu monokliny przedsudeckiej i obszarów obrzeżających ją od północy i wschodu utwory karbonu dolnego, dewonu i starszego paleozoiku są silnie sfałdowane i przefałdowane ze starszym podłożem. Możemy tu z łatwością wyróżnić waryscydy, natomiast trudno wydzielać kaledonidy, na

których obecność może także wskazywać występowanie szczątków organicznych w skałach o głębokim metamorfizmie (Gunia 1976). Po pewnym zahamowaniu sedimentacji w wyniku ruchów kaledońskich tworzą się miąższe osady górnego dewonu i kulmu o charakterze częściowo molasowym i fliszowym. Na obszarze Polski brak jest typowego rowu przedgórskiego waryscyjdów (Żelichowski 1972). W związku z tym nie osadziła się na obszarze przedsudeckim starsza molasa o większej miąższości. Młodsza molasa (autuńska) spoczywa miejscami na orogenie waryscyjskim, a także tworzy strefę znacznej miąższości (do 1000 m) ciągnącą się równolegle do czoła eksternidów waryscyjskich.

Efektom tak zarysowanego rozwoju omawianego obszaru jest bardzo zróżnicowany relief późnowaryscyjski, co znalazło swoje odbicie w wyróżnieniu szeregu jednostek geologiczno-strukturalnych (Grocholski 1975; Oberc 1978) oraz paleomorfologiczno-tektonicznych (Sokołowski 1967; Pokorski 1976; Górecka *et al.* 1977; Karnkowski *et al.* 1978).

W interpretacji geologiczno-strukturalnej reliefu późnowaryscyjskiego zaznaczają się dwa podstawowe podejścia. Jedno reprezentują Krawczyńska-Grocholska i Grocholski (1976) widząc następujący rozwój geologiczny podłoża monokliny przedsudeckiej w starszym paleozoiku: na terenie synklinorium Rawicza miała (ich zdaniem) miejsce luka stratygraficzna obejmująca ordowik, sylur i dewon. Utwory starszego paleozoiku, które osadzały się na podłożu labilnym głównie na obszarze bloku przedsudeckiego i jednostki Krotoszyn-Wolsztyn, miały zostać sfałdowane i zmetamorfizowane w strefie płytkiej. W czasie fazy frankońskiej (reussyjskiej) nastąpiła inwersja: na terenie synklinorium Rawicza powstało zapadlisko, w którym tworzyły się osady terrygeniczne. Transgresja górnodewońska utrzymywała się na tym obszarze do dolnego turneju. Zdaniem tych autorów formacje karbońskie wyklinowują się na północ od uskokowej strefy Odry w kierunku jednostki Krotoszyn-Wolsztyn, w związku z czym przyjmują oni, że karbon leży transgresywnie na skałach epimetamorficznych. Jednostka Krotoszyn-Wolsztyn rozdzielałaby zatem zarówno karbońskie, jak i permskie zbiorniki sedimentacyjne. Pozostałe bloki podłoża krystalicznego zapadałyby schodowo na NE i SW.

W opinii Oberca (1978) na obszarze monokliny obserwuje się rozwój syluru i dewonu oraz w większości ciągłość sedimentacji dewonu z karbonem, tektonikę fałdową i wergencję północną

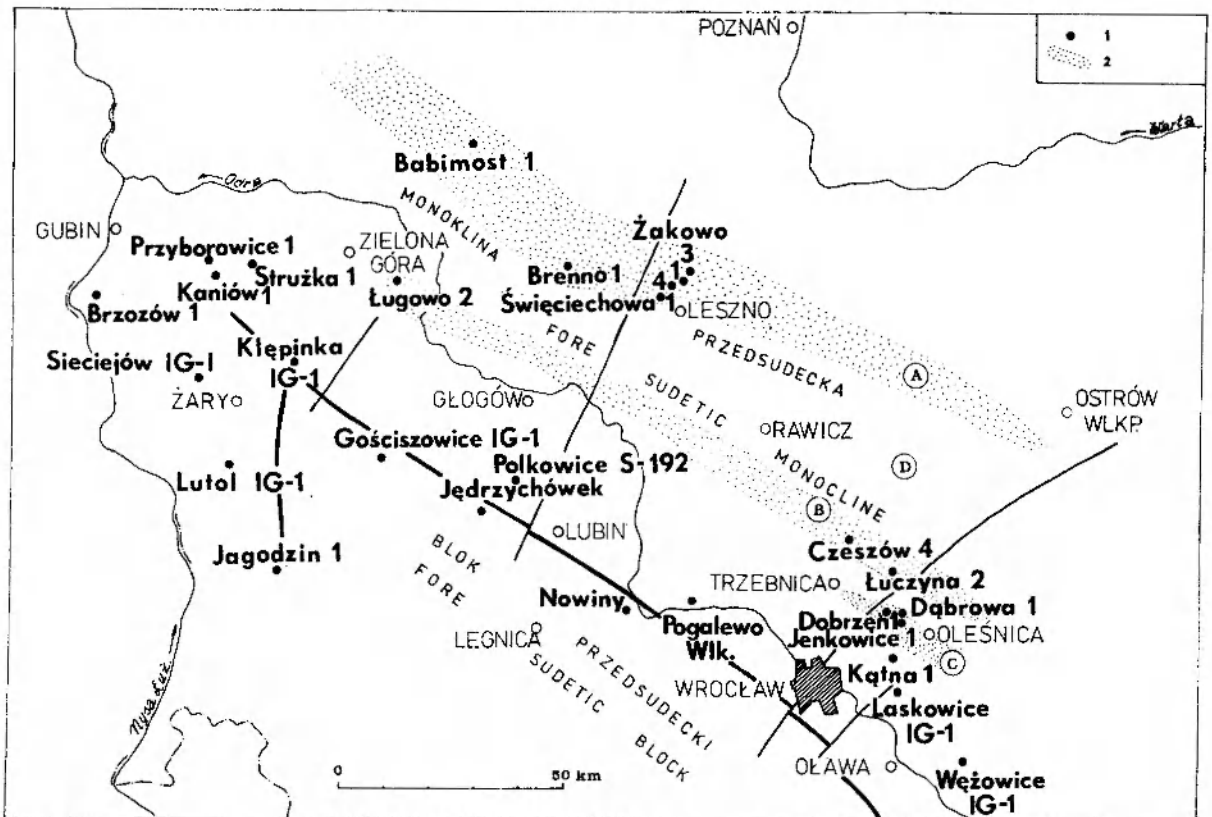
skierowaną na zewnątrz wiązki fałdów waryscyjskich. Na podstawie struktur i tekstur sedymentacyjnych uważa on, że utwory dolnego karbonu są osadem geosynkinalnym o charakterze fliszowym. Do podobnych konkluzji dochodzi Kłapciński (Górecka *et al.* 1977, 1978), a także Speczik (1979a, 1980). Zdaniem Cwojdziańskiego (1980)

synorogeniczna waryscyjska formacja fliszowa powstawała w rynowatych obniżeniach o silnej subsydencji, towarzyszących strefom wypiętrzonym. Przez analogię do obszarów przyległych za dominujący reżim sedymentacyjny uważa on flisz turbidytowy oraz olistostromy.

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWA SKAŁ KRYSZALICZNYCH

Przedstawiona w tym rozdziale grupa skał obejmuje występujące w podłożu monokliny przedsudeckiej granitoidy oraz różnego rodzaju skały metamorficzne wieku od prekambru po karbon. Za najstarszy w podłożu monokliny przedsudeckiej uważany jest metamorfik środkowej Odry, reprezentowany przez skały magmowe, bądź o dużym stopniu zmetamorfizowania, jak gnejsy, łupki łuszczkowe i hornfelsy. Utwory te są zaliczane przez Oberca (1978) do piętra starokadomijskiego. Od-

powiednikiem piętra młodokadomijskiego miałyby (zdaniem tego autora) być szarogłazy nawiercone w profilach Strużka-1 i Brzozów-1, a także skały epimetamorficzne jednostki Krotoszyn-Wolsztyn. Oberc nazwał je warstwami ze Świąciechowej i zaliczył na podstawie podobieństwa litologicznego do eokambru typu małopolskiego. Sokołowski (1967) natomiast jest skłonny zaliczyć utwory mułowcowo-ilaste i szarogłazy z otworu Brzozów-1 do dewonu-dolnego karbonu, zaś Górecka (Górec-



**Fig. 1.** Lokalizacja badanych profili wiertniczych, w których nawiercono skały krystaliczne, w tym starsze od karbonu. 1 – profile wiertnicze; 2 – wypiętrzenia antyklinalne w obrębie podłoża monokliny przedsudeckiej (za Obercem 1978): A – jednostka Krotoszyn-Wolsztyn; B – antyklina Trzebnica-Bielawy; C – jednostka Dobrzeń; D – synklinorium Rawicza  
 Situation of examined boreholes that penetrated crystalline rocks and older than Carboniferous. 1 – boreholes; 2 – anticlinal swells in the basement of the Fore-Sudetic Monocline (after Oberc 1979): A – Krotoszyn-Wolsztyn Elevation; B – Trzebnica-Bielawy Anticline; C – Dobrzeń Unit; D – Rawicz Synclinorium



**Tabela 1.** Wyniki badań mineralogicznych i petrograficznych w skałach krystalicznych lub starszych od karbonu podłoża monokliny przedsudeckiej

Condensed results of mineralogical and petrographical studies in crystalline or older than Carboniferous rocks of the basement of the Fore-Sudetic Monocline

## Granitoidy – Granitoids

Profil, przebadany interwał (m) Profil, studied interval (m)	Wiek skał The age of the rocks	Główne typy petrograficzne Main petro- graphic types	Procesy przeobrażeń Processes of alteration	Mineralizacja – Mineralization		
				Typ genetyczny Genetic type	Skład utworów mineralnych Mineral composition	Wiek mine- ralizacji Age of mi- neralization
1	2	3	4	5	6	7
Przyborowice-1 1472,2-1475,0	waryscyjski	granit	chlorytyzacja, serycytyzacja, karbonatyza- cja, hematyty- zacja	hydrotermalno- -pomagmo- wa, magmo- wa	kalcyt, chloryt, hematyt piryt, markasyt hematyt, magnetyt, mar- tyt, ilmenit	waryscyjski
Kaniów-1 1376-1393	waryscyjski	fyllit kwarco- wo-skalenio- wy od 1376- 1382 dalej granit	chlorytyzacja, albityzacja, kalcytyzacja, procesy hi- pergeniczne	hydrotermalna, przeobrażona hipergenicz- nie	kalcyt, kwarc, anhydryt, piryt, chalkopiryt, li- monit, getyt, hydrohe- matyt, kupryt, miedź rodzima	waryscyjski
Ługowo-2 2846,2-2874,3	waryscyjski	granit	serycytyzacja, mikroklini- zacja chlorytyzacja	magmowa pomagmowo- -hydroter- malna	hematyt, martyt, ilmenit piryt, pirotyn kwarc, skałań potasowy węglany, chalkopiryt, galena, hematyt	waryscyjski
Gościszowice 333,5-346,0	staro-wa- ryscyjski	granit monzo- nitowy granodioryt	serycytyzacja, albityzacja kaolinizacja, chlorytyzacja, procesy hi- pergeniczne	magmowa hydrotermalna	hematyt, magnetyt, ilmenit kalcyt, kwarc, ankeryt piryt, pirotyn, chalko- piryt, galena	waryscyjski
Nowiny 263,0-300,3	starowa- ryscyjski	granodioryt	serycytyzacja, chlorytyzacja, albityzacja, procesy hi- pergeniczne	magmowa hipergeniczna	hematyt, magnetyt, mar- tyt ilmenit leukoksen, rutil, limonit markasyt	waryscyjski
Kątna-1 1357,0-1791,3	prekam- bryjsko- -kale- doński	gnejsy do 1660.0 dalej granodioryty	serycytyzacja, chlorytyzacja, karbonaty- zacja	magmowa hydrotermalna	hematyt, pirit, pirotyn kwarc, kalcyt, dolomit, ankeryt, syderyt, hema- tyt, pirit, chalkopiryt	prekam- bryjsko- -kale- doński waryscyjski
Laskowice IG-1 1753,5-1850,8	prekam- bryjsko- -kale- doński	granodioryty, gnejsy gra- nodiorytowe	serycytyzacja, karbonaty- zacja, proce- sy hiperge- niczne	hydrotermalna	kwarc, kalcyt, ankeryt, dolomit, syderyt, pirit, molibdenit, chalkopi- ryt, pirotyn, sfaleryt, melnikowit-piryt, wale- ryt, markasyt, hematyt	waryscyjski

## Skały metamorficzne i przedkarbońskie – Metamorphic and pre-Carboniferous rocks

Święciechowa-1 2648,0-2776,8	starszy paleozoik	łupki kwarco- wo-serycyto- we, kwarco- wo-serycyto- wo-albitowe	karbonatyza- cja	metasomatycz- no-hydroter- malna	kwarc, kalcyt, ankeryt, adular, chalcedon, pi- ryt, chalkopiryt, tetra- edryt, sfaleryt, chalko- zyn, kalcyt, ankeryt, he- matyt	kaledoński, starowa- ryscyjski
---------------------------------	----------------------	---	---------------------	--	---	--------------------------------------

c.d. tab. 1

1	2	3	4	5	6	7
Żakowo-1 2219,0-2371,7 Żakowo-3 2228,3-2298,3 Żakowo-4 2228,7-2232,5	starszy paleozoik	łupki kwarcowo-serycytowe, kwarcyty, fyllity	penetracja metasomatyczno-hydrotermalna	metasomatyczno-hydrotermalna	kwarc, kalcyt, ankeryt, chloryt, hematyt	waryscyjski
Lutol IG-1 1427,5-1482,0	górnym dewon, turnej	łupki kwarcowo-łuszczkowe, kwarcyty, piaskowce polimiktyczne		hydrotermalna	kwarc, kalcyt, anhydryt chloryt, hematyt	waryscyjski
Sieciejów IG-1 1114,0-1126,0	górnym dewon, turnej	łupki ilaste sfillityzowane miejscami wapniste		hydrotermalna	kwarc, hematyt	waryscyjski
Kłępinka IG-1 457,4-798,2	górnym dewon	łupki ilaste, wapienie piaszczyste, łupki sfillityzowane wapniste	hematytyzacja	hydrotermalna	kalcyt, ankeryt, kwarc, hematyt, piryty, chalkopiryty, sfaleryt, bornit piryty, markasyty	waryscyjski
Jędrzychówek 353,5-365,7	prekambrzyjski	gnejsy łuszczkowe, łupki łuszczkowe	chlorytyzacja	metamorficzna	hematyt, piryty, grafit, ilmenit	prekambrzyjsko-kaledoński
				pomagmowo-hydrotermalna	piryty, pirotyn, molibdenit, kwarc, chloryt, kalcyt, melnikowit-piryty, chalkopiryty, kubanit, arsenopiryty, lelingit, kobaltyn, antymonit	waryscyjski
Pogalewo Wielkie 160,0-205,5	prekambrzyjski	łupki dwułuszczkowe	hematytyzacja	hydrotermalna	kalcyt, ankeryt, hematyt, piryty	kaledoński-starowaryscyjski
		łupki biotytowe	procesy hipergeniczne	metamorficzna	grafit, hematyt	prekambrzyjsko-kaledoński
Polkowice S-192 1107,0-1126,7	prekambrzyjski	łupki biotytowe, łupki biotytowo-chlorytowe, łupki kalcytowo-serycytowo-hematytowe		hydrotermalno-metasomatyczna	kwarc, kalcyt, chloryt, chalcedon, hematyt	starowaryscyjski
Dobrzeń-1 1605,0-1609,0	kaledoński, waryscyjski	amfibolity, łupki biotytowe	chlorytyzacja, hematytyzacja	metamorficzna	magnetyty, hematyt	kaledoński
				hydrotermalna	kalcyt, ankeryt, syderyty, kwarc, chalcedon, chloryt	waryscyjski
Jenkowice-1 1571,0-1578,0	karbon	waki lityczne, ilowce, arenity subkwarcowe, sfillityzowane w zmiennym stopniu	fillityzacja	hydrotermalna	kwarc, kalcyt, ankeryt, hematyt	waryscyjski

c.d. tab. 1

1	2	3	4	5	6	7
Dąbrowa-1 1713,0-1721,7	karbon	ilowce, ilowce wapniste, lityczne w zmiennym stopniu sflityzowane	fyllityzacja	hydrotermalna	kwarc, kalcyt, ankeryt, hematyt	waryscyjski
Łuczyna-2 1676,0-1677,0	kaledoński, waryscyjski	zieleniec	chlorytyzacja, hematytyzacja	hydrotermalno- -metasoma- tyczna	kalcyt, kwarc, chloryt, hematyt	waryscyjski
Jagodzin-1 2487,0-2619,2	kaledońsko- -waryscyjski	kwarcyty, łupki kwarcowo- -serycytowe	serycytyzacja	zmetamorfizowa- wana	grafit, piryt, hematyt	kaledońsko- -starowa- ryscyjski
Wężowice IG-1 1023,7-1508,5	prekam- bryjsko- -kaledoń- sko-wa- ryscyjski	łupki łuszcz- kowe, amfi- bolowe, kwarcowo- -skalieniowe łupki margliste, skały krze- mionkowe, piaskowce subarkozowe	karbonatyzacja, hematyty- zacja	metamorficzno- -metasoma- tyczna	kwarc, dolomit, kalcyt, baryt, sfaleryt, chalko- piryt, piryt, galena kalcyt, ankeryt, syderyt, epidot, aktynolit, kwarc, piryt, chalkopi- ryt, arsenopiryt, pirotyt	prekambryj- sko-kale- doński
				hydrotermalna	kwarc, kalcyt, dolomit baryt, chalkopiryt, piryt sfaleryt	waryscyjski

Uwaga: Wyniki badań profilów Babimost-1, Brenno-1, Czeszów-4, Brzozów-1, Strużka-1 zostały przedstawione wcześniej (Speczik 1979a).

ka *et al.* 1977) stwierdziła w górnym odcinku profilu utworów z otworu Strużka-1 sporomorfy wyższych poziomów westfalu. Krawczyńska-Grocholska (*fide* Grocholski 1972) wyodrębniła ze skał epimetamorficznych jednostki Krotoszyn-Wolsztyn sporomorfy, których obecność może sugerować przynależność tych skał do starszego paleozoiku. Na młodszy (karboński) wiek znacznej grupy skał epimetamorficznych wskazują prace litostratygraficzne Speczika (1979a, 1980). Ostatnie badania Kłapcińskiego (*inf. ustna* – 1983) zdają się potwierdzać obecność skał prekambryjskich wśród skał epimetamorficznych jednostki Krotoszyn-Wolsztyn.

Najstarszymi udokumentowanymi paleontologicznie utworami monokliny przedsudeckiej są skały franu i famenu z profilu Kłępinka IG-1, oraz sąsiadującego profilu Jelenin IG-1 (Chorowska 1978). Skały z profilu Kłępinka IG-1 do niedawna uważane były za kambryjskie (Milewicz, Kornaś 1971).

Badaniami objęto próbki skalne z 21 profilów wiertniczych (fig. 1). Ponieważ dla znacznej części tych skał opisy petrograficzne są zawarte we wzmiankowanej literaturze, petrografię ich podano ogólnie (tab. 1), przedstawiając bliżej jedynie ich charakterystykę geologiczno-złożową.

#### PRZEJAWY MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

Na podstawie litologii Górecka *et al.* (1979) wyróżniają dwie strefy występowania skał krystalicznych: północną ze skałami epimetamorficznymi jednostki Krotoszyn-Wolsztyn i południową reprezentowaną przez skały magmowe lub w dużym stopniu zmetamorfizowane.

#### STREFA PÓLNOČNA

W tej strefie badaniami objęto skały z profilów Żakowo-1, 3 i 4, Święciechowa-1, Babimost-1 i Brenno-1. Skały epimetamorficzne leżą tam bezpośrednio pod utworami czerwonego spagowca lub karbonu (Święciechowa-1). Najwyższy stopień metamorfizmu wykazują łupki kwarcowo-serycyto-albitowe i kwarcowo-serycytowe z profilu Święciechowa-1. W profilach Żakowo-1, 3 i 4 rozpoznano fyllity o strukturze blastopelitowej i teksturze łupkowatej. Zasadniczo bardziej gruboziarniste skały z profilów Brenno-1 i Babimost-1 reprezentują różnego rodzaju przejścia od skał osadowych silnie zdiagenezowanych do słabo sflityzowanych. Na podstawie przesłanek litologicznych zaliczono te skały do dolnego karbonu (Speczik 1974), co zostało częściowo udokumentowane

stwierdzeniem w skałach z profilu Babimost-1 sporomorf młodszego paleozoiku (Krawczyńska-Grocholska, Grocholski 1976).

W profilu Świąciechowa-1 stwierdzono interesującą mineralizację epigenetyczną w obrębie wyraźnie młodszych spękań przebiegających pod kątem zbliżonym do foliacji. Są to pirytowe żyłki typu impregnacyjnego i śródfoliacyjnego (pl. I, 1), kwarcowo-węglanowe, miejscami z zielonym chlozytem, adularzem i chalcedonem o stosunkowo ostrych kontaktach ze skałą otaczającą (pl. I, 2). Nie zaobserwowano istotnego wpływu tej mineralizacji na wcześniej zmetamorfizowaną skałę. Wśród minerałów kruszcowych stwierdzono piryty, chalkopiryty, tetraedryt, chalkozyn, bornit i sfaleryt. Piryty jest głównym składnikiem tej paragenezy, jego

ziarna są w większości automorficzne, również w ziarnistych agregatach wykazuje on po trawieniu duży stopień automorfizmu. Znaczna część pirytowych agregatów ziarnistych jest skatakłazowana. Spękania w pirycie wypełnione są młodszymi minerałami – chalkopirytem i tenantytem. Ponadto piryty, któremu towarzyszą drobne wprysnięcia sfalerytu i bornitu (pl. I, 3), jest obrastany przez skupienia chalkopirytu. Chalkopiryty jest wyraźnie anizotropowy, sfaleryt zaś charakteryzuje brak jasnych refleksów wewnętrznych, co może sugerować mezotermalne środowisko krystalizacji. Wprysnięcia tombakowego bornitu występujące w chalkopirycie są najmniej częstym składnikiem paragenezy. Tenantyt jest mniej liczny od chalkopirytu i występuje jedynie w formie żył-

**Tabela 2.** Wyniki analizy termobarogeochemicznej w skałach krystalicznych podłoża monokliny przedsudeckiej  
Results of termobarogeochemical analysis in crystalline rocks of the basement of the Fore-Sudetic Monocline

Profil wiertniczy i głębokość pobrania próby (m) Drilling profile, depth of collecting the sample (m)	Minerał, jego forma występowania, opis inkluzji Mineral, its mode of occurrence, description of inclusion	Typ homogenizacji Type of homogenization	Temperatura homogenizacji (°C) Temperature of homogenization (°C)
1	2	3	4
Świąciechowa-1 2660,1	kwarc z żyłki typu impregnacyjnego, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	160-170
Żakowo-1 2254,1	kwarc z żyłki kwarcowo-węglanowej, gazowo-ciekłe z ciekłym CO <sub>2</sub> , pierwotne	w ciecz	160-180
Żakowo-3 2285,0 2285,2	kwarc mleczny ze strefy sąsiadującej z żyłką, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	190-200
Laskowice IG-1 1849,1 1837,1	kwarc z łupku, inkluzje wtórne ułożone w linie, gazowo-ciekłe, kilkanaście pomiarów dla różnych inkluzji	w ciecz	200-250
	kwarc z żyłki, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	190-200
	soczewkowaty kwarc mleczny, gazowo-ciekłe i ciekło-gazowe pierwotne	w ciecz w gaz	200-210 240-250
Polkowice S-192 1123,2	kwarc z żyłki zawierającej chloryt i chalcedon, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	105-120
Dąbrowa-1 1720,1 1719,6	kwarc z centralnej partii żyłki, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	205-220
	kwarc z żyłki, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	135-160
	kwarc z łupku, liczne inkluzje wtórne ułożone w linie przebiegające poprzecznie do tekstury, gazowo-ciekłe, wtórne	w ciecz	220-240
Łuczyna-2 1676,6 1676,8	kwarc z żyłki, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	115-165
	kwarc mleczny tworzący soczewy w skałe, inkluzje o cechach pierwotnych, gazowo-ciekłe	w ciecz	220-240
Jagodzin-1 2589,0	kwarc z żyłki, gazowo-ciekłe, ciekło-gazowe, pierwotne	część w gaz część w ciecz	240-250
Wężowice IG-1 1426,0	kalcyt z żyłki (II faza mineralizacji), gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	115-120
	kwarc z żyłki, gazowo-ciekłe, pierwotne	w ciecz	135-160
	kwarc mleczny tworzący żyły śródfoliacyjne, wtórne, częściowo pierwotne, ciekło-gazowe	w ciecz w gaz	265-280 320-340

czek zablizniających agregaty pirytowe. Ma on barwę szarą z niebieskawym odcieniem i wykazuje lekką anizotropię.

Niska zdolność refleksyjna chalkozynu, jak i inne cechy optyczne oraz występowanie w formie zastąpień chalkopiryty i tetraedrytu sugerują wtórne, być może hipergeniczne pochodzenie tego minerału. Na kontaktach minerałów płonnych i kruszcowych nie zaobserwowano procesów korozji i zastępowania. Interesująca w zespole minerałów płonnych jest obecność adularu o charakterystycznym sektorowym wygaszaniu światła. Dla próbek z głębokości 2660,1 m wykonano oznaczenie termobarogeochemiczne (tab. 2). Stwierdzono tu w przyrmatycznym kwarcu liczne inkluzje gazo-ciekłe, dwufazowe i trójfazowe z ciekłym CO<sub>2</sub>. Wszystkie one homogenizowały w zakresie temperatur od 160 do 170 °C.

Zabliznione przez żyłki kwarcowo-węglanowe spekania w profilach Żakowo-1, 3 i 4 przebiegają pod dużym kątem 50 do 90°, a na ich kontakcie ze skałą otaczającą zaznacza się rozległa strefa przeobrażeń hydrotermalnych. Rozpoznano kalcyt i ankeryt; minerały kruszcowe reprezentowane są przez drobnodispersyjny hematyt. Badania termobarogeochemiczne preparatów z profilu Żakowo-3 ujawniły, że zarówno skała w całej swojej masie, jak i żyłki zawierają bardzo liczne inkluzje gazo-ciekłe, nierzadko z ciekłym CO<sub>2</sub>. W skale tworzą one rozległą strefę odpowiadającą zapewne przebiegowi frontu metasomatozy hydrotermalnej. Inkluzje układają się w liniowe struktury, w których poszczególne inkluzje obecne są w kilku lub kilkunastu sąsiadujących ze sobą ziarnach kwarcu. Uzyskane temperatury homogenizacji obejmują przedział od 160 do 250 °C (pl. I, 4). Przy czym wyższe temperatury homogenizacji uzyskano w skale, a nie w żyłkach.

#### STREFA POŁUDNIOWA

Strefa południowa występowania skał krystalicznych, znacznie rozleglejsza od północnej; obejmuje skały metamorfiku środkowej Odry, jednostki Dobrzecia i antykliny Trzebnica-Bielawy. Występują w tej strefie granitoidy oraz różnego rodzaju skały metamorficzne.

**Granitoidy** bloku przedsudeckiego znane są od dłuższego czasu z rejonów Strzegomia-Sobótki, Strzelina oraz Niemczy. Ostatnio stwierdzono ich występowanie w innych miejscach bloku przedsudeckiego oraz na monoklinie przedsudeckiej. W kierunku od granicy państwa ku wschodowi grani-

toidy zostały nawiercone w otworach wiertniczych Guben-2, Przyborowice-1, Kaniów-1, Żarków-2, Żarków-4 oraz Ługowo-2 (granitoidy gubińskie – Sachanbiński 1980). Dalej w kierunku południowo-wschodnim (na bloku przedsudeckim) nawiercono granodioryty w profilu Gościszowice IG-1, a w pobliżu kontaktu z monokliną granodioryty z profili Niegosławice i Leszno Dolne. Ponadto stwierdzono otulone hornfelsami granodioryty z profilu Buczyna S-74 oraz granodioryty z profilu Nowiny (granitoidy szprotawskie – Sachanbiński 1980). Najdalej na wschód wysunięte są granodioryty okolic Wrocławia, gnejsy i granodioryty z profilu Kątna-1, granodioryty z profilu Chrzastawa-1 oraz nieco bardziej położonego na południe profilu Laskowice IG-1 (granitoidy wrocławskie – Sachanbiński 1980).

**Granitoidy gubińskie.** Badaniami objęto granitoidy z profili Przyborowice-1, Kaniów-1 i Ługowo-2. Liczne są w nich szczeliny tektoniczne nachylone pod dużym kątem od 40 do 90°, wypełnione przez kalcyt, hematyt i chloryt. Hematyt cechuje się różnym stopniem rekrytalizacji od typowej śmietany hematytowej po zbite agregaty utworzone z wyraźnych blaszek hematytu. Sporadycznie w zakątkach pomiędzy minerałami skałotwórczymi stwierdzono zmartytyzowany magnetyt z grubymi odmieszaniem ilmenitu (pl. I, 5) oraz izolowane trójkątne ziarna przeobrażonego ilmenitu. Prawdopodobnie w wyniku znacznego przeobrażenia stropowych partii granitoidów prawie nie zachowały się minerały siarczkowe. Taki typ mineralizacji hydrotermalnej przeobrażonej w procesach hipergenicznych był już wcześniej opisany z profilu Kaniów-1 (Speczik 1979a). Minerały siarczkowe stanowią tam zaledwie relikty w minerałach hipergenicznych oraz mają słabo zdefiniowane własności optyczne. Wśród reliktyw oznaczono piryt i chalkopiryt, w grupie zaś minerałów hipergenicznych limonit, getyt, hydrohematyt, hematyt, kupryt i miedź rodzimą. Występujący obok węglanów w żyłkach z tej strefy drobnodziarnisty anhydryt ma zapewne charakter wtórny (infiltracyjny).

W profilu Ługowo-2 stwierdzono nieliczne metakryształy pirytowe, silnie przeobrażony pirotyn oraz melnikowitowo-pirytowe agregaty popirotynowe wyspowo rozrzucone w tle skalnym. W żyłce kwarcowo-skalenkowej – nieliczne inkluzje chalkopiryty i galeny. W materiale z profilu Przyborowice-1 poza pirytem i agregatowym markasytem, który swoim charakterem sugeruje pochodzenie popirotynowe, nie stwierdzono innych materiałów siarczkowych.

*Granitoidy szprotawskie.* Przebadano granitoidy z profilów Gościszowice IG-1 (blok przedsudecki) oraz Nowiny (monoklina przedsudecka). Skały te, jak i inne granitoidy z tego rejonu, zostały określone na podstawie składu mineralnego i cech teksturalnych jako granodioryty (Osika 1961; Wyżykowski 1961; Majerowicz 1974; Kłapciński *et al.* 1975; Oberc 1978). Niniejsze badania potwierdzają obserwacje dotyczące profilu Nowiny. W przypadku profilu Gościszowice IG-1 wyniki analiz chemicznych i mikrometrycznych skłaniają do zaliczenia omawianych granitoidów do granitów monzonitowych.

Z uwagi na znaczny stopień przeobrażeń (pl. I, 6) mineralizacja magmowa i pomagmowa tych skał została w znacznej mierze zatarta. Mineralizacja tlenkowa jest reprezentowana przez hematyt, hematyto-ilmenit (pl. II, 1), pseudomorfozy martytowe po magnetycie i produkty rozpadu tlenkowych minerałów żelaza i tytanu. Mineralizacja siarczkowa poza relikdami pirytu i pirotynu w cieście skalnym oraz pirytu (pl. II, 2), chalkopirytu i galeny w żyłkach kwarcowo-ankerytowych nie zachowała się. W partiach stropowych profilu Nowiny w żyłkach węglanowych, zbliżających szczeliny tektoniczne, a nachylonych pod kątem od 30 do 80°, obecny jest pospolicie pierzasty markasyt typowy dla środowiska hipergenicznego oraz uwodnione tlenki żelaza. Obserwacje próbek podwójnie polerowanych nie ujawniły w tych żyłkach obecności inkluzji gazowo-ciekłych, co także może sugerować wtórny, niskotemperaturowy i hipergeniczny charakter tych wypełnień.

*Granitoidy wrocławskie.* Badaniom poddano gnejsy i granodioryty z profilów Kątna-1 i Laskowice IG-1. Mineralizację kruszczową rozpoznano zarówno w gnejsach, gnejsach granodiorytowych, jak i granodiorytach. Występuje ona w obrębie krótkich, zmiennej grubości żyłek kwarcowo-węglanowych zbliżających spękania lub okrągłych, soczewkowatych, agregatowych wprysnięć kruszców na powierzchniach spękań międzyżawicowych. Ponadto stwierdzono minerały kruszczowe w soczewkowatych wystąpieniach mlecznego kwarcu. W sąsiedztwie żyłek zanotowano także drobne izolowane kryształki kruszców rozlokowane pomiędzy minerałami skałotwórczymi.

Analizując budowę żyłek kwarcowo-węglanowych można zauważyć, że minerały kruszczowe występują w nich bezpośrednio na kontakcie z gnejsami wespół z kwarcem, natomiast węglany (kalcyt, dolomit, ankeryt i sporadycznie syderyt) wypełniają centralne partie żyłek. Na powierzchniach

oddzielności skał łupkowatych zaobserwowano cieniutkie impregnacyjne żyłki pirytowe przebiegające zgodnie z foliacją. Zespół minerałów kruszczowych, stwierdzony w profilu Kątna-1, jest stosunkowo ubogi. Przeważa piryt, w nieznacznych ilościach obecny jest słabo przeobrażony pirotyn, sporadyczne są wprysnięcia chalkopirytu w piryocie i masie hematytowej. Licznie występuje natomiast hematyt, który jest istotnym składnikiem wielu żyłek mineralnych przebiegających na ogół pod dużym kątem od 40 do 90°.

Bardzo ciekawą i różnorodną mineralizację zaobserwowano w profilu Laskowice IG-1. Stwierdzono tu następujące minerały siarczkowe: piryt, molibdenit, chalkopiryt, pirotyn, sfaleryt, melnikowit-piryt, waleryt, markasyt, a z minerałów tlenkowych hematyt i sporadycznie ilmenit. Ponadto w świetle odbitym zarejestrowano obecność grafitu w gnejsach granodiorytowych. Zastanawiająca z punktu widzenia genezy tych skał jest znikoma obecność tlenkowych minerałów żelaza i ich tekstury. Hematyt z górnych części profilów ma charakter drobnoziarnistych impregnacji i jest związany z procesami wietrzeniowymi. Błaszkowy hematyt z żyłek jest zapewne hydrotermalny. Wymienione minerały kruszczowe występują zarówno w skale, jak i głównie w żyłkach polimineralnych zbliżających szczeliny tektoniczne. Częste są cienkie żyłki wyłącznie kruszczowe (piryt i pirotyn), przecinające się w różnych kierunkach, jako utwory 2 i 3 generacji.

Zniekształcenie blaszek molibdenitu, jak również spękania w pirotynie zbliżnione przez młodsze minerały sugerują, że krystalizowały one jako pierwsze w opisywanej paragenezie. Następnie prawie równocześnie krystalizowały piryt, chalkopiryt i sfaleryt. W trakcie ich precypitacji miała zapewne miejsce zmiana chemizmu środowiska, która zaznaczyła się procesem zastępowania pirotynu melnikowitem. W końcowym etapie krystalizacji tworzył się chalkozyn i markasyt. Obecność polimineralnych skupień pirytowo-markasytowych może świadczyć o częstych zmianach środowiska od alkalicznego po zdecydowanie kwaśne w końcowym etapie mineralizacji.

Skład i cechy teksturalno-strukturalne utworów kruszczowych i ich stosunek do skał ościennych są typowe dla mineralizacji hydrotermalnej. Wykryta ona drobne spękania i mikroszczelinki w obrębie już ukształtowanego kompleksu gnejsów i granodiorytów. Żyłki ciągną się bez zmian przez gnejsy i granodioryty. Mineralizacja ta jest zatem w wyraźny sposób nałożona na omawiany

kompleks skał. Tekstury minerałów kruszcowych wskazują, że krystalizowały one w zakresie średnich i niskich temperatur. Maksymalne temperatury homogenizacji inkluzji gazowo-ciekłych w kwarcu żyłek hydrotermalnych wynoszą od 250 do 260°C (pl. II, 3).

**Skąły metamorficzne.** Przebadano skąły z profilów wiertniczych Lutol IG-1, Sieciejów IG-1, Klępinka IG-1, Jędrzychówek IG-1, Polkowice S-192, Pogalewo Wielkie, Dobrzeń-1, Dąbrowa-1, Łuczyna-2, Jagodzin-1 i Wężowice IG-1.

*Strefa środkowej Odry.* Skąły z profilów Sieciejów IG-1 i Lutol IG-1 są litologicznie i petrograficznie zbliżone do skał z profilu Klępinka IG-1. Jest zatem prawdopodobne, że odpowiadają górnodewońskim (ewentualnie górny dewon-turnej) skałom z Klępinka. Dominująca w tych skałach jest mineralizacja typu impregnacji i żyłek hematytowych (pl. II, 4). W profilu Klępinka IG-1 stwierdzono także mineralizację pirytowo-chalkopirytową ze sporadycznym sfalerytem i bornitem (Speczik 1979a).

W obrębie gnejsów i łupków łyszczykowych z profilu Jędrzychówek przebiegają w różnych kierunkach cienkie zanikające żyłki kwarcowo-chlorytowe z rozetkowym chlorytem o strukturze sferolitycznej. Z żyłkami tymi związana jest stosunkowo obfita mineralizacja kruszczowa, która mniej intensywnie przejawia się w całej skale. Rozpoznano piryt, pirotyn, magnetyt, melnikowit-piryt, melnikowit-markasyt, chalkopiryt, arsenopiryt, lelingit, sfaleryt, kubanit i antymonit (pl. II, 5). Najliczniejszy jest piryt tworzący izolowane automorficzne metakryształy o średnicy od 1 do 2 mm lub ziarniste agregaty kryształów, często splekane i zabliznione przez inne minerały kruszczowe, zwłaszcza markasyt, chalkopiryt i sfaleryt. Pirotyn szczególnie częsty jest w gnejsach bezpośrednio kontaktujących się z żyłkami. Cechuje go znaczny stopień przeobrażeń i poprzez melnikowit-markasyt i melnikowit-piryt przechodzi on w agregat pirytowo-markasytowy. Na stosunkowo wysokie temperatury początku krystalizacji paragenezy minerałów kruszcowych mogą wskazywać listewkowate wrostki kubanitu w chalkopirytych oraz struktury odmieszania chalkopirytu w sfalerycie. Sporadycznie zanotowano arsenopiryt i lelingit na peryferiach agregatów pirytowych. Obecność antymonitu stwierdzono tylko w jednym preparacie, gdzie kończy on krystalizację omawianej paragenezy. W skałach o strukturze łupkowej stwierdzono dość częste wystąpienia gra-

fitu. Ponadto, w łupkach dość pospolity jest hematyt i sporadyczny ilmenit o ziarnach ksenomorficznych, nieregularnie rozsiianych w zakątkach pomiędzy minerałami nierudnymi.

W profilu Pogalewo Wielkie rozpoznane żyłki mają charakter śródfoliacyjny typu impregnacyjnego. Kontakty ich ze skałą otaczającą są rozmyte, mają zmienną grubość, a głównym ich składnikiem są kalcyt i ankeryt, sporadycznie piryt.

Łupki biotytowe z profilu Polkowice S-192 są pod dużym kątem cięte przez żyłki kalcytowo-kwarcowe, kwarcowe z chlorytem i chalcedonem, często okolone impregnacją tlenków żelaza. W kwarcu z tych żyłek stwierdzono liczne inkluzje gazowo-ciekłe, stałe oraz gazowo-ciekłe z wrostkiem stałym. Inkluzje te homogenizowały w zmiennym zakresie temperatur od 120 do 220°C. W profilu tym, podobnie jak w Pogalewie Wielkim, nie stwierdzono mineralizacji siarczkowej.

W strefie odpowiadającej przestrzennie granitoidom wrocławskim badaniami objęto omówione wcześniej gnejsy i granodioryty z profilów Kątna-1 i Laskowice IG-1 oraz łupki fyllitowe i kwarcowo-grafitowe z profilu Jagodzin-1 oraz różnorodne skąły metamorficzne z profilu Wężowice IG-1. W profilu Jagodzin-1 rozpoznano interesującą, w miarę obfitą mineralizację kruszczową. Występuje ona głównie w żyłkach lub w formie rozproszonych w skałach bezpośrednio sąsiadujących z żyłkami. Bardzo liczny jest sfaleryt i chalkopiryt (pl. II, 6), w mniejszych ilościach obecny jest piryt i galena, ten ostatni minerał głównie w formie kropłowatych wrostków w chalkopirytych. Galena jest także obecna w formie wprysnięć o ostrych zarysach rozlokowanych w wolnych przestrzeniach pomiędzy ziarnami węglanów. Skupienia sfalerytowo-chalkopirytowe występują zazwyczaj na kontakcie żyłki ze skałą otaczającą, wyraźnie korodując składniki skały. Często są przerosty kruszczowe wnikaające w skałę ościenną. Sfaleryt zawiera nierzadko emulsyjne odmieszania chalkopirytu oraz jego tabliczkowe równoległe zorientowane przerosty. Wzmiankowany wcześniej piryt nie wykazuje związków z opisaną paragenezą. Automorficzne metakryształy i agregaty pirytowe (kulki pirytowe) ułożone są zgodnie z laminacją skały i powstały zapewne w wyniku rekrytalizacji pierwotnie obecnego w skale pirytu syndiagenetycznego (pl. III, 1). Piryt żyłek hydrotermalnych jest drobnoziarnisty, hipautomorfowozziarnisty i wykazuje wyraźną budowę pasową.



Mineralizacja kruszcowa, która została rozpoznana w profilu Wężowice IG-1, powstawała zapewne w co najmniej dwóch fazach. Mineralizacja I fazy wiąże się z zaburzonymi żyłkami śródfoliacyjnymi typu impregnacyjnego (p. III, 2) i soczewami mlecznego kwarcu. Mineralizacja II fazy odpowiada żyłkom różnej generacji, tnącym pod dużym kątem, zbliżonym do pionowego pakietu skalne. Pierwszą fazę mineralizacji tworzą piryty, chalkopiryty, arsenopiryty i sporadycznie pirotyt. Piryty obecny jest w formie dużych metakryształów, nierzadko skataklazowanych i zbliżonych przez chalkopiryty lub młodszą generację piryty. Pirotyt stwierdzono jedynie w formie wrostków w piryty, arsenopiryty zaś tworzy izolowane, partiami skataklazowane metakryształy w obrębie agregatów pirytowych. Wiele z kryształów piryty wykazuje budowę pasową ujawniającą się bez trawienia strukturalnego. W kwarcu o mlecznym zabarwieniu stwierdzono liczne inkluzje fluidalne, na ogół wtórne, ułożone w linii poprzeczne do foliacji i odpowiadające zbliżonym spękaniami. Inkluzje te są przeważnie owalne, oczkowe, z dużą ilością fazy gazowej. W zdecydowanej większości homogenizowały one w stosunkowo wysokich temperaturach od 280 do 340°C, część z nich homogenizowała w ciecz, część w gaz.

Dominującym minerałem kruszcowym drugiej fazy mineralizacji jest chalkopiryty, w mniejszej ilości rozpoznano drobnoziarnisty piryty i sporadycznie sfaleryty. Chalkopiryty tworzy przeważnie rozgałęzione agregaty miejscami skataklazowane, których fragmenty są przesunięte względem siebie przez ten sam chalkopiryty lub węglany. Mineralizacja ta nosi zatem wszelkie cechy mineralizacji syntektonicznej rozwijającej się równoległe do przebudowy strukturalnej tych skał. W węglanach, kwarcach, jak i siarczanach (p. III, 3) z pionowo ustawionych żyłek odpowiadających tej fazie mineralizacji stwierdzono liczne inkluzje fluidalne zarówno pierwotne, jak i wtórne. Inkluzje te homogenizowały w zbliżonym zakresie temperatur od 135 do 160°C. Opisana mineralizacja epitermalna tworzyła się zapewne syntektonicznie w stosunkowo długim okresie. Poza wymienionymi minerałami kruszcowymi obydwu fazom mineralizacji towarzyszy w zmiennych ilościach hematyt o różnorodnych formach od drobnodispersyjnej śmietany hematytowej po zindywidualizowane kryształy o wyraźnych cechach optycznych.

*Jednostka Dobrzeń.* W obszarze tym przebadano uznane za starsze (proterozoiczne) podłoże skały z profilów Dobrzeń-1, Jenkowiec-1 i Dąbro-

wa-1 (Oberc 1978). Po zapoznaniu się ze składem petrograficznym utworów z profilów Jenkowiec-1 i Dąbrowa-1 autor przychylił się do opinii Kłapcińskiego (Górecka *et al.* 1978), że są to słabo przeobrażone utwory karbońskie. Zatem silnie przeobrażone (starsze) amfibolity i łupki hornblendowe (p. III, 4), nawiercone w profilu Dobrzeń-1, otulają skały karbońskie o różnym, na ogół słabym stopniu przeobrażeń epimetamorficznych; wiek ten potwierdzają wyniki badań stratygraficznych uzyskane dla sąsiadujących otworów Siekierowice-2 i 3.

Amfibolity z Dobrzeńa są miejscami silnie impregnowane ziarenkami tlenków żelaza, silnie spękanymi, a spękania zbliżone przez żyłki węglanowe (kalcyt, ankeryt, w centralnych partiach niektórych żyłek także syderyt) mają głównie kierunek pionowy. Poza węglanami rozpoznano w tych żyłkach sferolityczne skupienia chlorytowo-chalcedonowe oraz hematyt. Hematyt jest również podstawowym składnikiem impregnacji żelazistych obecnych w skale, w której rozpoznano także magnetyt i rutil.

Słabo przeobrażone skały osadowe z profilów Dąbrowa-1 i Jenkowiec-1 są silnie zaburzone i stektonizowane. Liczne spękania zbliżone są przez żyłki kalcytowo-ankerytowo-kwarcowo-hematytowe. W niektórych z tych wypełnień hematyt jest minerałem dominującym. Zarówno w węglanach, jak i w kwarcu z żyłek stwierdzono liczne inkluzje ciekłe i gazowo-ciekłe. Impregnacje żelaziste w węglanach uniemożliwiły oznaczenie w nich temperatur metodami homogenizacji. Powtarzalne wyniki uzyskano dla kwarcu żylnego z profilu Dąbrowa-1. Dla wielu inkluzji o cechach pierwotnych i dla różnych kryształów kwarcu uzyskano temperatury w zakresie od 135 do 160°C. Dla kwarców autogenicznych występujących w skałach z profilu Dąbrowa-1 uzyskano wyższe temperatury homogenizacji zawartych w nich inkluzji niż dla żyłek.

*Antyklina Trzebnica-Bielawy.* Z przedstawioną powyżej strefą skał epimetamorficznych sąsiaduje od północy antyklina Trzebnica-Bielawy. Jądro jej budują szare fyllity (Łuczyna-2 i Bielawy-1) oraz fyllity czerwone (Czeszów-4 i Trzebnica-1). Przebadano skały z profilu Łuczyna-2 oraz Czeszów-4. Skały z profilu Czeszów-4 na podstawie cech litostratygraficznych zaliczono do karbonu (Speczik 1979a), co zostało potwierdzone przez Górecką (Górecka *et al.* 1978). Podobnie karboński wiek skał epimetamorficznych z profilu Bielawy-1 i Trzebnica-1 wynika z badań Góreckiej (Górecka *et al.* 1977, 1979). Pozostaje to w sprzeczności

z opinią Oberca (1978), który zalicza te utwory do dewonu i syluru.

Skały z profilu Łuczyna-2 są cięte przez liczne posttektoniczne żyłki kalcytowe z chlorytem i hematytem. Chloryt ten wykazuje odmienne cechy optyczne od chlorytu będącego głównym składnikiem skały. Ma on barwę zielonobrunatną, teksturę sferolityczną z rozetkowym ułożeniem agregatów oraz brunatne subnormalne barwy interferencyjne. Ten typ chlorytu, charakterystyczny dla procesów hydrotermalnych, jest obecny także w formie agregatowych skupień w skale. Skład mineralny oraz cechy teksturalno-strukturalne skały wskazują na zieleniec (*vide* Górecka *et al.* 1978). Procesy metasomatozy hydrotermalnej, przejawiające się między innymi w hematytyzacji i albityzacji, zostały stwierdzone także w łupkach z profilu Czeszów-4 (Oberc, Oberc-Dziedzic 1978; Speczik 1979a). Obserwacje preparatów podwójnie polerowanych z profilu Łuczyna-2 pozwoliły stwierdzić powszechną obecność inkluzji fluidalnych, zarówno w kwarcu z żyłek, jak i w ułożonych zgodnie z laminacją soczewkowatych skupieniach kwarcu mlecznego. Stwierdzone w skale linearnie ułożone ciągi inkluzji przechodzą w poprzek laminacji, co może sugerować, że skała jako całość uległa procesom metasomatozy. Dla kwarcu z żyłek przebiegających pod dużym kątem uzyskano temperatury homogenizacji od 115 do 165°C, a dla soczewek kwarcu mlecznego temperatury znacznie wyższe – od 220 do 240°C (pl. III, 5). Te ostatnie temperatury mogą odpowiadać temperaturom formowania się skał.

#### PROBLEMY METALOGENEZY SKAŁ KRystalicznych

Za najważniejsze cechy metalogeniczne tych skał należy uważać: warunki powstawania i wiek (szczególnie w odniesieniu do granitoidów), skład petrograficzno-mineralogiczno-geochemiczny, procesy przeobrażeń, stwierdzone przejawy mineralizacji kruszcowej oraz ich stosunek do skał otaczających.

Wiek granitoidów był dotychczas określany różnie. Wyżykowski (1961, 1964) uznaje granodioryty z Nowin i Gościszowic za waryscyjskie, natomiast Osika (1961) przypisuje im wiek kaledonński lub starowaryscyjski, Kłapciński (Kłapciński *et al.* 1975) uważa je za prekambryjskie, przychylając się do waryscyjskiego wieku granitoidów gubińskich (*vide* Górecka *et al.* 1977). Michniewicz (1981) sugeruje asturyjski wiek dla granitoidów gubińskich i saalski dla granitoidów szpro-

tawskich. Na temat warunków powstawania stwierdzonych w omawianym obszarze granitoidów wypowiedzieli się Oberc (1971, 1978), Kłapciński *et al.* (1975) i Górecka *et al.* (1977). Oberc (1978) zwraca uwagę na związek granitoidów ze skałami wysokiego stopnia metamorfizmu, które tworzą enklawy w granitoidach (Żarków-2, Gościszowice IG-1 i Chrzastawa-1) lub występują w ich bezpośrednim kontakcie (Kątna-1). Granitoidy te, jak się zdaje, rozwijają się ze skał metamorficznych i po nich dziedziczą w znacznym stopniu struktury kierunkowe i płasko-równoległe. Stwierdza on, że podobne genetycznie skały tworzyły się w Sudetach na przełomie prekambriu i kambriu oraz w czasie tektogenezy waryscyjskiej.

Na podstawie przeprowadzonych badań geochemicznych pierwiastków głównych i rzadkich oraz przeprowadzonych korelacji Sachanbiński (1980) doszedł do wniosku, że na obszarze przed-sudeckim można wyróżnić trzy genetyczne grupy granitoidów.

– granitoidy magmowe, do których zaliczył granitoidy gubińskie ubogie w wanad, chrom, bar i stront; zawartości tych pierwiastków zbliżone są do koncentracji oznaczonych w granitoidach strzegomskich;

– granitoidy mieszane – szprotawskie zasobne w wanad, chrom, bar i stront; na ich w części magmową genezę może wskazywać obecność wkładki hornfelsów w stropie otworu wiertniczego Buczyzna S-74;

– granitoidy metamorficzno-metasomatyczne i reomorficzne – wrocławskie wzbogacone w bar, wanad i nikiel, o koncentracjach strontu zbliżonych do granitoidów mieszanych, wykazujące ciągłe przejścia od typowych gnejsów do granodiorytów.

Odmienne genetycznie masywy granitoidowe wykazują różną specjalizację metalogeniczną, to jest skłonność do koncentrowania określonych metali. Pojawienie się podwyższonych zawartości metali oraz duża zawartość minerałów akcesorycznych uważane są za istotną wskazówkę dla poszukiwania w takich rejonach złóż metali (Turowski *et al.* 1972). Rozważane granitoidy wykazują ponadklarkowe zawartości większości metali ciężkich, zatem mogą być uważane za ich pierwotne źródło. Są też prezentowane poglądy, iż obniżona zawartość określonego metalu w granitoidzie o odpowiedniej specjalizacji geochemicznej może być traktowana jako zwiększenie prawdopodobieństwa występowania pomagmowych złóż tych pierwiastków (Łodocznikow 1957). Dotyczy to w szczególności granitoidów przeobrażonych

metasomatycznie i jest ważną wskazówką dla poszukiwania między innymi złóż Sn i U w skałach otaczających.

Sachanbiński (1980) na podstawie przesłanek geochemicznych podjął interesującą próbę określenia specjalizacji metalogenicznej granitoidów monokliny przedsudeckiej. Autor podziela większość wyrażonych przez niego poglądów, z tym zastrzeżeniem, że nie wydaje mu się by można za cynonośne uważać granitoidy gubińskie. W świetle ostatnich prac Plimera (1980) („genetic heritage”) za cynonośne należałoby raczej uznać granitoidy szprotawskie typu mieszanego. Zwłaszcza że znaczne wzbogacenie w Sn stwierdzono w łupkach z profilu Gromadka przestrzennie związanych z tymi granitoidami (Górecka *et al.* 1977).

W świetle przeprowadzonych badań większość rozpatrywanych skał epimetamorficznych podłoża monokliny należy uznać za karbońskie lub staropaleozoiczne. Do skał niewątpliwie starszych należą niektóre partie lub całe profile skał krystalicznych, takie jak Wężowice IG-1, Kątna-1, Pogalewo Wielkie, Jędrzychówek i z mniejszym prawdopodobieństwem Dobrzeń-1. Powszechnie uznawane za prekambryjskie skały metamorfiku środkowej Odry powstały zapewne w warunkach facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego. Znacznie niższy, zmienny stopień metamorfizmu (facje łupków plamistych, zieleńców) cechuje skały podłoża krystalicznego położone na północ od strefy metamorfiku środkowej Odry. Kłapciński (Górecka *et al.* 1978) wiąże słaby metamorfizm tych skał ze strefami uskokowymi. Warto także podkreślić znaczenie procesów kontaktowo-metamorficznych i metasomatycznych dla przeobrażenia tych skał. Oznaczenia temperatur krystalizacji kwarców autogenicznych, strukturalnie związanych z opisywanymi formacjami metamorficznymi (Łuczyna-2, Żakowo-3, Jagodzin-1 i inne), wskazują na istnienie znaczącego gradientu termicznego, który mógł przyczynić się do przeobrażenia tych skał i do nadania im tekstury łupkowatej. Stwierdzenie rozległych stref przeobrażeń metasomatycznych (Czeszów-4, Żakowo-3 i inne) stawia w innym świetle rolę czynnika metamorfizmu regionalnego. Ambibolity występujące w jądrze jednostki Dobrzeń-1 można również uznać za metasomatycznie przeobrażone kaledońskie lub starohercyńskie skały wulkaniczne, otulone przez silnie zdiaogenezywane i epimetamorficzne skały karbońskie z profilów Siekierowice 2-3 i Jenkowice-1. Podobnie zieleńce z profilu Łuczyna-2, uznane za powstałe ze zmetamorfizowanej skały diabazowej

(Górecka *et al.* 1978), otulone są przez skały epimetamorficzne wieku karbońskiego, noszące wyraźne objawy metasomatozy, w tym procesów hematytyzacji, albityzacji i karbonatyzacji.

Badania White *et al.* (1963) wykazały, że płytko zalegające skały trzeciorzędowe (wiercenie Niland – płd. Kalifornia), przeobrażone przez gorące solanki, ujawniają pełne podobieństwo do skał metamorficznych facji zieleńców i łupków chlorytowych. Wspomniane strefy uskokowe mogłyby zatem służyć jako kanały konwekcji ciepła i fluidów różnego pochodzenia. W przypadku profilu Czeszów-4 stowarzyszenie procesów albityzacji i hematytyzacji może sugerować bezpośrednio oddziaływanie masywu magmowego (Ghose 1965). W większości przypadków pytanie, czy motorem tych procesów był stress tektoniczny lub strumień ciepła ze strefy głębokich rozłamów, czy też bezpośrednio oddziaływanie masywów magmowych położonych w jądrach opisywanych struktur, pozostaje w dalszym ciągu otwarte.

Stwierdzone w opisywanych skałach przejawy mineralizacji kruszcowej należy zaliczyć do trzech podstawowych typów genetycznych:

- a) mineralizacja typu metamorficznego,
- b) mineralizacja magmowa,
- c) mineralizacja hydrotermalna.

Mineralizacja typu metamorficznego reprezentowana jest głównie przez siarczki żelaza powstałe w wyniku rekrytalizacji zawartego w pierwotnej skale osadowej pirytu i markasytu typu syndiagenetycznego, pospolitych zresztą składników morskich skał osadowych. Przykładem tego typu mineralizacji mogą być automorficzne duże kryształki pirytu, układające się w smugi zgodnie z laminacją skał (Jagodzin-1, Pogalewo Wielkie i Jędrzychówek). Równie częsta jest w tym typie genetycznym mineralizacja hematytowa pochodząca z przekrytalizowania i redepozycji pierwotnie zawartego w skałach żelaza. Mineralizacji tej towarzyszą nierzadko wydłużone listewki grafitu.

Mineralizacja magmowa reprezentowana jest w granitoidach przez magnetyt, hematyt, ilmenit i produkty ich przeobrażenia, jak martyt, leukoksen i rutil. Mineralizacja tego typu jest częsta w granitoidach gubińskich, rzadka w granitoidach szprotawskich i bardzo sporadyczna w przypadku granitoidów wrocławskich. Tego typu rozkład częstości mineralizacji może w pewnym stopniu potwierdzać genetyczne rozważania Sachanbińskiego (1980). Sporadycznie napotkano w cieście skalnym niektórych granitoidów metakryształowy pirytowe i pirotynowe (Ługowo-2, Nowiny), których

formy wskazują, iż mogły one utworzyć się w trakcie konsolidacji skał przed rozpoczęciem procesów pomagmowych.

Z procesami pomagmowo-hydrotermalnymi związane są mineralizacje rozpoznane w większości granitoidów. Ortohydrotermalny charakter ma zapewne także mineralizacja stwierdzona w profilach Klępinka IG-1, Jędrzychówek, Wężowice IG-1 (II faza mineralizacji), wyraźnie nałożona na w znacznym stopniu skonsolidowane i stektonizowane skały. Parahydrotermalny charakter można sugerować dla mineralizacji obecnej w żyłkach z profilów Święciechowa-1, Lutol IG-1, Sieciejów IG-1, Dąbrowa-1 i Jenkowiec-1. Fluidy przyczyniające się do powstania I fazy mineralizacji z profilu Wężowice IG-1 były generowane zapewne w procesach metamorficznych. Faza ta stanowi jeden z wczesnych etapów przebudowy makrostrukturalnej, rozpoznanej w profilu Wężowice IG-1, silnie zróżnicowanej petrograficznie formacji skalnej.

Rozpatrując problem stosunku opisanych mineralizacji do skał ościennych można sądzić, że w odniesieniu do granitoidów gubińskich i szprotawskich napotkane tam mineralizacje wykazują wyraźne związki z macierzystym źródłem magmowym. W przypadku granitoidów wrocławskich (Kątna-1), – poza szczątkową mineralizacją pierwotną – na skały te nałożona jest wyraźnie młodszą mineralizacją hydrotermalną pochodzącą zapewne z innego źródła. Zbliżona mineralogicznie mineralizacja nałożyła się także na skały metamorficzne z profilów Wężowice IG-1, Jagodzin-1, Jędrzychówek i Klępinka IG-1. Mineralizacja ta nakłada się na różnowiekowe skały, a jej cechą wspólną są wyraźne związki z tektoniką waryscyjską. Podobne zjawisko nakładania się mineralizacji waryscyjskiej na skały starsze zostało zaobserwowane przez Kowalskiego (1976, 1977) w Górach Kaczawskich. Można sądzić, że w okresie tektogenezy waryscyjskiej doszło także do utworzenia się frontów metasomatozy powodujących przebudowę strukturalną skał z profilów Czeszów-4 i Żakowo-3. Mineralizacje typu metamorficznego (Jagodzin-1, Kątna-1) i metamorficzno-metasomatycznego (Wężowice IG-1 i Święciechowa-1) są zapewne starsze.

Granitoidy obszaru przedsudeckiego cechuje wysoka ponadklarkowa zawartość miedzi i ołowiu (Sachanbiński 1980). Zdaniem niektórych badaczy (Sołowiew 1972), wzbogacenie tego typu jest cechą charakterystyczną dla granitoidów prekambryjskich. W tym jednak przypadku wyższe zawar-

tości metali są związane z obecnością własnych faz mineralnych. Potwierdzają to także oznaczenia zawartości miedzi w biotytach (Sachanbiński 1980), niższe od zawartości charakterystycznych dla biotytów litosfery. Odmienne przedstawia się sprawa z ołowiem, który wykazuje podwyższone koncentracje w skaleniach granitoidów wrocławskich i szprotawskich: odpowiednio 1329 g/t i 500 g/t (Sachanbiński 1980), przy zawartości w granitoidach strzegomskich około 8 g/t (Kowalski 1967). Podwyższone koncentracje ołowiu znajdują swoje potwierdzenie w obecności galeny, podobnie jak ponadklarkowe zawartości molibdenu zaznaczyły się występowaniem molibdenitu w granitoidach wrocławskich.

Proces formowania się granitoidów obszaru wrocławskiego był zapewne wieloetapowy i można przyjąć, że rozpoczął się w prekambrze. Aczkolwiek obecność kordierytu w gnejsach z Kątnej, a także kataklaza i mylonityzacja granodiorytu na kontakcie z tym gnejssem sugerują, że niekoniecznie źródłem materiału zhomogenizowanego w tym granitoidzie były gnejsy analogiczne do nadległych. Stwierdzona w tych granitoidach mineralizacja hydrotermalna jest wyraźnie młodszą, prawdopodobnie waryscyjską i pomagmową. Może to w pewnym stopniu sugerować, że ostateczne uformowanie się tych skał miało miejsce dopiero w czasie tektogenezy waryscyjskiej. Wyniki badań wieku bezwzględnej skał masywu izerckiego sugerują podobną wieloetapowość powstawania (Borkowska *et al.* 1980).

Problem wieku omawianych granitoidów i stwierdzonych w nich mineralizacji jest niezmiernie istotny dla odtworzenia obrazu metalogenezy tego obszaru. Przyjęty na podstawie badań waryscyjski wiek dla większości stwierdzonych przejawów mineralizacji kruszcowej potwierdza ważność waryscyjskiej epoki metalogenicznej (tab. 1). Skały krystalicznego podłoża monokliny przedsudeckiej mogą być zatem źródłem, jak i miejscem akumulacji istotnych geochemicznie koncentracji metali, zarówno w obrębie ciał granitoidowych, jak i w kopule nadkładu. Przypuszczenie tego typu wysunęli wcześniej Milewicz i Kornaś (1971) w odniesieniu do granitoidów gubińskich, zostały one potwierdzone i rozszerzone na granitoidy szprotawskie przez Sachanbińskiego (1980). Mineralizacje te wykazują wiele analogii do mineralizacji typu hydrotermalnego, opisanych dalej z utworów karbońskich, co dodatkowo wskazuje na waryscyjski wiek mineralizacji w części skał krystalicznych.

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWA SKAŁ KARBOŃSKICH

Badaniami objęto próbki skał pochodzące z 76 profilów wiertniczych, które poddano szczegółowej analizie petrograficzno-mineralogicznej.

Karbon nawiercono w odległości kilku do kilkunastu kilometrów od bloku przedsudeckiego w większości otworów wiertniczych przebijających utwory permu. W większości przypadków utwory karbońskie nie zostały przewiercone, można jednak sądzić na podstawie miąższości uzyskanych w niektórych profilach (Wołczyn IG-1, Smarchowice IG-1, Września IG-1 i Marcinki IG-1), a także konfiguracja podłoża, że sięgają one kilku tysięcy metrów, szczególnie we wschodniej części monokliny. Analiza miąższości i struktur oraz tekstur sedimentacyjnych karbonu w otworach położonych w pobliżu granicy z blokiem przedsudeckim pozwalają przypuszczać, że utwory karbońskie pokrywały także płaszczem parusetmetrowej miąższości niektóre partie bloku przedsudeckiego i zostały z niego usunięte w trakcie długotrwałych okresów erozji. Obecne rozprzestrzenienie utworów karbońskich jest uwarunkowane późniejszymi zmianami tektoniczno-erozyjnymi zachodzącymi w orogenezie warwycyjskiej i alpejskiej.

Osadowe formacje karbońskie zawierają nieliczną faunę, a znaczny na ogół stopień zdiagenezowania i uwęglania substancji organicznej ogranicza możliwość stosowania analizy palynologicznej. Stąd też liczba opracowań stratygraficznych tych utworów była nieznaczna (Dvorak 1959; Żakowa 1963; Żelichowski 1962a i b, 1964a i b; Korejwo, Teller 1967), co utrudniało prowadzenie prac geologiczno-złożowych. Prace Krawczyńskiej-Grocholskiej (1978), Krawczyńskiej-Grocholskiej, Grocholskiego (1976), a przede wszystkim zbiorowe opracowanie ośrodka wrocławskiego pod redakcją Kłapcińskiego (Górecka *et al.* 1977, 1978), udzieliły pełniejszej odpowiedzi co do wieku tych utworów. Na podstawie tych prac można sądzić, że w podłożu monokliny przedsudeckiej występują formacje należące do karbonu dolnego i górnego. Pełniej wykształcone utwory karbonu górnego występują w północnej części monokliny w kierunku zapadliska pomorskiego (Kuchciński 1973).

Petrografia opisywanych skał karbońskich została obszernie omówiona w pracach Góreckiej *et al.* (1977, 1978), Barczuka, Speczika (1974, 1981) i Speczika (1979a, 1980), stąd też zostanie przedstawiona skrótowo. Karbońskie formacje skalne budują różne skały aleurytowo-pelitowo-psamitowe, rzadziej psefitowe, o strukturach na

ogół warstwowanych i płasko-równoległych. Wśród skał wyróżniono zlepieńce polimiktyczne, arenity kwarcowe zlepieńcowate, waki lityczne zlepieńcowate, tufy, tufity, waki lityczne skaleniove i kwarcowe, arenity kwarcowe, arkozowe i lityczne, mułowce, ilowce i łupki ilaste oraz sporadycznie mułowce wapniste i wapienie margliste. Dominującym typem skał są różnego rodzaju arenity i waki zazwyczaj mułowcowate, przelawiczone mułowcami, ilowcami i sporadycznie zawierające partie zlepieńcowate. Skład petrograficzny tych skał, intensywność ich zabarwienia i stektonizowania są odmienne w poszczególnych partiach monokliny. Zaznacza się to zwłaszcza w składzie wak i arenitów litycznych.

Rozpoznane w nich okruchy skał należą do metamorficznych, wulkanicznych, osadowych i sporadycznie głębinowych. Wśród okruchów skał metamorficznych dominują fyllity, łupki kwarcowo-lyszczkowe, kwarcyty i gnejsy. Skały wulkaniczne są reprezentowane przez występujące w równorzędnych ilościach skały obojętne (trachity, trachybazalty) i kwaśne porfiry kwarcowe z felzytowym lub mikrolitycznym tłem skalnym i prakryształami kwarcu, skalenii potasowych i sporadycznie biotyty. Okruchy skał osadowych w nieznacznym stopniu są zróżnicowane regionalnie zarówno ilościowo, jak i jakościowo. Najczęstsze są piaskowce, mułowce szarogłazowe, ilowce, skały żelaziste, sporadyczne – skały węglanowe. Skały głębinowe rozpoznano jedynie w kilku profilach, gdzie reprezentowane są przez okruchy granitów i granodiorytów. Zwraca uwagę duża zawartość okruchów skał wulkanicznych, jak i piroklastycznych. W północnej części monokliny okruchy skał wulkanicznych są dominującymi składnikami skał psamitowo-aleurytowych, nierzadkie są także w jej części południowej. Okruchy skał metamorficznych korelują się wyraźnie z obszarami wyniesionego podłoża, takimi jak północna i południowa strefa fałdowań warwycyjskich oraz blok przedsudecki.

Poza okruchami skał w skład osadowych formacji karbońskich wchodzi plagioklasy, skalenie potasowe, minerały blaszkowe (głównie illit, muskowitz i choryty), węglany, hematyt i różnorodne minerały akcesoryczne (Górecka *et al.* 1977, 1978; Speczik 1979a, 1980). Spoiwo skał psefitowych i psamitowych (waki) w większości ma charakter masy wypełniającej, w arenitach arkozowych i arkozach jest ono ilasto-krzemionkowe, wapniste, a nawet dolomityczne (Siekierki-3) i typu pod-

stawowego. Spoiwo arenitów kwarcowych subli-tycznych typu porowo-kontaktowego składa się z krzemionki, hydromik i kalcytu.

Skały wulkaniczne wieku dewońsko-karbońskie zostały rozpoznane zaledwie w kilku profilach (Kowalewo-1 i 2, Nowa Rola IG-1 i Ośno-2). Wulkanity karbońskie noszą wyraźne piętno przebudowy strukturalnej, są zaburzone, miejscami złupkowacone (Nowa Rola IG-1, Kowalewo-2). Skałę żyłową (lamprofir) stwierdzono w profilu Wołczyn IG-1. Wydaje się, że wulkanizm dewońsko-karboński zachodził w rejonach ponownie zaktywizowanych w okresie czerwonego spągowca, a brak tych skał należy tłumaczyć ich erozją. O istnieniu takiej erozji w okresie dolnego karbonu może świadczyć między innymi powszechne znajdowanie sporomorf turnejskich, wizeńskich i namurskich na wtórnym złożu, wygląd minerałów ciężkich (*vide* Górecka *et al.* 1977, 1978), jak i skład petrograficzny okruchów skał osadowych, które zasadniczo nie różnią się od skał macierzystych.

Jedną z istotnych metalogenicznie cech składu mineralnego skał zarówno dolno-, jak i górnokarbońskich jest obecność mineralizacji pirytowo-markasytowej typu syndiagenetycznej. Jest ona w pełni podporządkowana laminacji i związana przede wszystkim z partiami formacji karbońskich zawierającymi skały o teksturze aleurytowo-pelitowej, szczególnie tymi zasobnymi w substancję węglistą. W skałach o teksturze psamitowej kruszce pojawiają się w formie rozproszonych izometrycznych mikrolitów lub rzadziej agregatów kilku do kilkunastu ziarn. W mułowcach i ilowcach mikrolity kruszczowe grupują się w smugi, niekiedy tworząc pseudożyłki lub naloty na powierzchniach oddzielności skał. Częste są też groniaste wyspowe agregaty określone w literaturze jako „framboidalne”. Z minerałów kruszczowych najczęstszy jest piryt, w mniejszej ilości markasyt i sporadyczny chalkopiryt.

Pęczkowate, groniaste, „framboidalne” skupienia pirytu uznane zostały przez Schneiderhöhn (1923) za okruszczowane bakterie. Podobnie Love (1962) uważa je za wynik działania bakterii anaerobowych w obrębie bliżej nieokreślonych organizmów tkankowych, Berner (1969a) zaś dowodzi, że ta forma pirytu może tworzyć się także na drodze nieorganicznej. Framboidalne skupienia pirytu nierzadko współwystępują z substancją węglistą pochodzenia roślinnego, uwidaczniając miejscami elementy jej budowy wewnętrznej. Niezależnie od różnic poglądów co do roli substancji organicznej w procesie tworzenia framboidalnego

pirytu, powszechnie uznano, że formował się on na etapie wczesnodiagenetycznym (Rydzewski 1969b; Sweeney, Kaplan 1973; Speczik 1979a). Poza pirytem framboidalnym obecne są także większe nerkowate skupienia pirytu 2-3 cm oraz kulki pirytowe o budowie radialnej. Te ostatnie często zastępowane są przez syderyt.

Markasyt wykazuje tendencję do koncentrowania się w piaskowcach, gdzie wchodzi on w skład spoiwa nierzadko je zastępując. Najczęstszą formą występowania chalkopirytu są wypełnienia pomiędzy ziarnami pirytu w pseudożyłkach rudnych na powierzchniach oddzielności skał łupkowatych. W partiach profili silniej zaangażowanych tektonicznie lub z objawami wyraźnych procesów hydrotermalnych zaobserwowano przekształcanie pirytu framboidalnego z utworzeniem tekstur metakrystalicznych.

Na podstawie całości przeprowadzonych badań petrograficznych można sądzić, że skały południowej części monokliny przedsudeckiej charakteryzują się większym udziałem okruchów skał metamorficznych i głębinowych, zbliżoną zawartością okruchów skał osadowych i mniejszym udziałem okruchów skał wulkanicznych w porównaniu do skał karbońskich północnej części monokliny przedsudeckiej. Podobne zróżnicowanie litoklastów można obserwować w profilach pionowych utworów karbońskich. Skały dolnokarbońskie cechuje znaczna zawartość okruchów skał oraz udział skał o strukturach aleurytowo-pelitowych. Skały wieku namur górny, westfal charakteryzuje generalnie spadek zawartości okruchów skał, a co za tym idzie, zmniejszenie ilości arenitów i wak litycznych na rzecz wak skaleniowych, arenitów arkozowych i arkoz. Zachodzi tu również zmiana ilości i jakości spoiwa, mniej pospolite jest spoiwo typu matrix, częściej pojawia się spoiwo ilasto-krzemionkowe i ilasto-węglanowe. Skały o teksturze aleurytowo-pelitowej występują w bardzo niewielkich ilościach. Wśród skał górnokarbońskich dominującym typem są arenity kwarcowe i subkwarcowe. Można tu zatem mówić o wzroście dojrzałości mineralogicznej osadów, spadek zaś udziału skał o strukturach aleurytowo-pelitowych ku górze profilu sugeruje spływanie zbiorników sedymentacyjnych oraz skrócenie drogi transportu składników klastycznych.

Skały karbońskie są w zmiennym stopniu zaburzone, słabo w południowej części monokliny, silnie w części centralnej, gdzie wychylenia warstw wynoszą od 30 do 70°, umiarkowanie w północnej części, gdzie upady nie przekraczają 10 do



20°, tylko w niektórych profilach (Siciny IG-1) są strome do 70°. Na większości obszaru skały leżą prawie płasko bądź są tylko nieznacznie wychylone z pierwotnego położenia. Bardzo liczne są spękania, lustra tektoniczne, powierzchnie ślizgów i strefy roztarć przeważnie zablźnione lub wypełnione przez utwory dia- i epigenetyczne. Kąty spękań tektonicznych są bardzo strome, od pionowych do około 60°. Mniej częste są spękania przebiegające pod mniejszym kątem, zbliżonym do upadu warstw karbońskich.

Jednym z ważnych problemów jest rozszyfrowanie wieku zjawisk tektonicznych, które wpłynęły na ukształtowanie sedymentów karbońskich. Żelichowski (1964b) uważa, że faza kruszcogórska zakończyła sedymentację karbońską, a Oberc (1977) sądzi, że główną fazą fałdowania Sudeców była spóźniona w stosunku do schematów faza sudecka. W niektórych rejonach Sudeców sedymentacja trwa aż do górnego karbonu, co stawia pod znakiem zapytania znaczenie ruchów sudeckich w rozwoju tektonicznym Sudeców (H. Teisseyre 1961). Pewne jest także istnienie ruchów młodowaryscyjskich. Wydaje się również, że młodsze ruchy bretońskie mogły spowodować w wyższym turnieju częściową regresję morza, które w wizenie uległo znacznemu pogłębieniu (Żelichowski 1964a). Odmiennie rozwijała się zapewne sytuacja we wschodniej części monokliny, gdzie zalew nastąpił wcześniej, bo w dolnym i środkowym dewonie, i przyszedł z obszaru geosynkliny śląsko-morawskiej. Ruchy sudeckie mogły mieć tam miejsce wcześniej niż na monoklinie.

#### PROCESY DIAGENETYCZNE

Procesy diagenetyczne mają wieloraki i złożony wpływ na potencjał metalogeniczny skał osadowych. Lityfikacja, kompakcja, dehydratacja i rekrytalizacja powodują uruchomienie, przemieszczenie i wtórne skupienie substancji mineralnej zawartej w osadzie. Uruchamiane płyny mogły być wzbogacone w metale ciężkie w różnym stopniu, zależnym od rodzaju procesów diagenetycznych, jakim uległy badane skały, ich intensywności i temperatury. Procesy ługowania metali ciężkich ze skał macierzystych są znacznie efektywniejsze ze wzrostem temperatury (Craig 1966; Rose 1976; Bischoff *et al.* 1981).

Reakcje diagenetyczne są definiowane jako te, które zachodzą podczas depozycji materiału detrytycznego aż do czasu, kiedy tekstura i mineralogia osadów są istotnie zmienione. Takie okreś-

lenie nie oddaje oczywiście zmienności warunków, w jakich się te procesy odbywają, w przypadku temperatury jest to bowiem zakres 0-200°C, ciśnienie zaś 1-2000 barów, przy zmianach kompozycji wód porowych od tzw. czystej wody do solanek dwukrotnie bardziej zagęszczonych od wód Morza Martwego. Zmienność ta będzie także funkcją położenia strukturalnego, jako że gradient termiczny jest w przybliżeniu dwa razy wyższy w eugeoklinie niż w miogeoklinie (Blatt 1979).

Terminologia przyjęta w tej pracy w odniesieniu do procesów diagenetycznych jest zgodna z zaproponowaną przez Choquette i Praya (1970) oraz Schmidta i McDonalda (1979). Pod pojęciem eodiagenetyzacji rozumie się procesy zachodzące w luźnym osadzie, w którym chemizm wody porowej jest kontrolowany przez warunki na powierzchni osadu. Mezodiagenetą określa się procesy przebiegające w trakcie efektywnego przykrycia osadów; telediagenetą określa się procesy diagenetyczne wsteczne mające związek np. z wyniesieniem uprzednio zanurzonych osadów w strefę warunków powierzchniowych. Eodiagenetę odpowiadałby powszechnie używany termin diagenetyzacji wczesna, mezodiagenetę etap określanej jako diagenetyzacji właściwej i katadiagenetyzacji. W obrębie procesów mezodiagenetycznych wyróżniono cztery stadia w zależności od wzrastającego pogrzebienia i wieku osadów: „immature stage”, „semi-mature stage”, „mature stage” i „super-mature stage” (Schmidt, McDonald 1979).

Procesy eodiagenetyczne miały w opisanym przypadku zapewne charakter marginalny w związku ze stosunkowo szybkim przyrostem miąższości osadu. Można tu wymienić procesy wymiany jonowej pomiędzy wodą morską i słabo związłym osadem, rozpuszczanie pewnych składników, tworzenie się pirytu syndiagenetycznego, minerałów grupy szamozytu, krystalizację części blaszkowych minerałów autogenicznych oraz wpływ organizmów żywych i szczątków organicznych na chemizm przydennych partii osadów. Na tym etapie mogło także następować częściowe rozłożenie szczególnie nietrwałych minerałów, w tym biotytu na mieszaninę węglanowo-hydrołysczykową. Omawiane osady przeszły intensywną przebudowę mezodiagenetyczną, przez co znaczna część procesów eodiagenetycznych została zatarta, a czytelny pozostał prawie wyłącznie piryt syndiagenetyczny. Charakter procesów diagenetycznych był tu w większości chemiczny, chociaż skały uzyskały już swoje pierwotne rysy teksturalno-strukturalne. Skały o teksturze psamitowej charakteryzowały się na tym etapie znaczną porowatością pierwotną.



Stadium niedojrzałe („immature”) cechuje zdecydowana przewaga kompaktacji mechanicznej nad chemiczną, ponieważ kompaktacja chemiczna powoduje lityfikację skały i zahamowanie kompaktacji mechanicznej. W badanych skałach silna kompaktacja mechaniczna odzwierciedla się wysoką liczbą styków między ziarnami w płaszczyźnie szlifów. Obserwowane są bardzo często plastyczne deformacje krzemianów warstwowych, modelowanie mik i chlorytów wokół twardych ziarn mineralnych, jak i wciski dużych ziarn detrytycznych w grubszy materiał ilasty. Na kontaktach ziarn twardych i miękkich widać wyraźne wciski, aczkolwiek są one spotykane także na kontaktach ziarn kwarcu. W wielu przypadkach obserwowano ślady rotacji płaskich ziarn (kwarc, okruchy łupków metamorficznych) w mniejszym podłożu. Deformacje plastyczne z racji obfitości spoiwa są tu znacznie ważniejsze niż popękanie i kruszenie ziarn mineralnych. Obserwowano jednak zdyslokowane ziarna skaleni z poprzesuwanymi prążkami bliźniaczymi i popękane kwarcie zablźnione głównie chlorytem i węglanami.

Stadium średniodojrzałe („semimature”) jest kombinacją procesów mechaniczno-chemicznych ze znaczną przewagą procesów chemicznych. Dominującym procesem była na tym etapie rekrytalizacja kwarcu i krystalizacja kwarcu autogenicznego, określana również jako blasteza kwarcu. Można sądzić, że proces ten miał miejsce raczej niedługo po depozycji, zanim całkowita kompaktacja mechaniczna została zakończona (Dapples 1959; Folk 1960; Blatt 1979). W odniesieniu do omawianych skał zaznaczył się on dwójako. Intensywniej w formie rekrytalizacji najdrobniejszego pelitu kwarcowego w obrębie spoiwa typu matrix w piaskowcach oraz w skałach mułowcowych, a mniej często w formie obwódek regeneracyjnych kwarcu wokół ziarn kwarcu detrytycznego. Obwódki te są nierzadko nieciągłe, można też obserwować słupki autogenicznego kwarcu narastające palisadowo na kwarcu detrytycznym. Znacznie mniejszą rolę blastezy kwarcu zaobserwowano w skałach typu wak i arenitów litycznych, a więc w skałach zawierających mineralogicznie mniej dojrzałe składniki. Uwolnione w wyniku rozkładu tych minerałów kationy były zapewne wiązane *in situ* z uwalnianą krzemionką w autogeniczne chloryty, hydrołyszczyki i zeolity. Stąd też obserwowana grubość obwódek regeneracyjnych w tego typu skałach jest niewielka i w skałach o spoiwie typu matrix nie może doprowadzić do utworzenia struktur kwarcytowych. Dotyczy to też w znacznej części areni-

tów kwarcowych, w których przeszkodą dla silnego rozwoju blastezy mogło być spoiwo ilasto-żelaziste (*vide* Hoppe 1963). Obwódki kwarcu autogenicznego rozpoznano dzięki obecności w kwarcu detrytycznym drobnych wrostków hematytu i minerałów ilastych, których nie ma w obwódkach. Ponadto pomocne było tu obserwowanie sposobów wygaszania światła, o ile bowiem ziarna klastyczne wygaszają światło smużycie, faliście lub mozaikowo, o tyle obwódki regeneracyjne wygaszają światło spokojnie i jednolicie.

Literatura dotycząca źródeł krzemionki dla tego procesu jest niezmiernie obszerna. Za główne źródło krzemionki uważany jest proces rozpuszczania kwarcu pod ciśnieniem określony jako „pressure solution” (Pittman 1972; Robin 1978). Może on zachodzić na kontaktach ziarn (Charlier 1955), a także poprzez rozpuszczanie pelitu detrytytu kwarcowego w spoiwie (Goldstein 1948). W procesach tych rozpuszczona krzemionka przenosi się do wód porowych i krystalizuje ponownie w punktach obniżonego ciśnienia. Badania przy zastosowaniu katodoluminescencji wykazały jednak, że znaczna część zjawisk uważanych za obwódki kwarcowe jest w rzeczywistości przerostami na kontaktach ziarn (Sippel 1968). Zjawisko to zostało zauważone w skałach karbońskich monokliny (Speczik 1979a; Barczuk, Speczik 1981) i zaklasyfikowane jako oddzielna grupa zjawisk diagenetycznych – reakcje międzyziarnowe.

Wydaje się, że w opisanym przypadku dodatkowym źródłem krzemionki mogły być przemiany dia- i epigenetyczne różnych krzemianów, głównie minerałów blaszkowych i skaleni (*vide* Hawkins 1978). Diagenetyczne przeobrażenie smektytu-illitu w czysty illit może być niezmiernie ważnym źródłem krzemionki (Siever, Towe 1962). Dotyczy to jednak skał zasobniejszych w minerały ilaste, jak np. pospolite w osadach karbońskich mułowce. Można jednak sądzić, że skały tego typu zachowują się względem krzemionki jak zamknięty system i uwolniona w tych procesach krzemionka rekrytalizuje na miejscu silnie impregnując skały. Potwierdzają to również badania Howera *et al.* (1976) i Führtbauera (1967). Innym źródłem krzemionki w odniesieniu do badanych skał piroklastycznych mogą być okruchy skał wulkanicznych, jak również procesy zastępowania kwarcu przez węglany, obserwowane miejscami w tych skałach.

Z uwagi na skład petrograficzny omawianych skał, znaczenie krystalizacji minerałów autogenicznych w średniodojrzałym stadium przeobrażeń diagenetycznych jest bardzo duże. Wśród mine-

rałów, które tworzyły się w tym stadium, należy wymienić przede wszystkim węglany (głównie syderyt, ankeryt, mniej często kalcyt), minerały blaszkowe (kaolinit, chloryty i sporadycznie illit) oraz anhydryt. Prawdopodobnie krystalizowały również (bardzo powszechnie) minerały ilaste o mniejszym stopniu uporządkowania oraz zeolity, ale zostały one przeobrażone w bardziej trwałe formy w późniejszych stadiach diagenety. Procesy krystalizacji tej grupy minerałów były warunkowane wcześniejszym rozkładem i zastępowaniem detrytycznych skaleni, biotytu, muskowitu, okruchów skał wulkanicznych, szkliwa wulkanicznego oraz fragmentów skał węglanowych. O wtórnym, postsedymentacyjnym charakterze tych minerałów świadczy fakt korodowania i zamykania w sobie przez minerały autogeniczne składników klastycznych skał karbońskich. Czynnikiem zakwaszającym lokalnie środowisko, koniecznym do tego typu przekształceń, były zapewne procesy związane z przeobrażeniem substancji organicznej (Schmidt, McDonald 1979).

Obecnie trudno jest stwierdzić, które z procesów przeobrażeń krzemianów: karbonatyzacja, kaolinityzacja czy serycytyzacja, miały miejsce w trakcie sedymentacji, które zaś już po złożeniu osadu. Niemniej jednak można stwierdzić ścisły związek pomiędzy procesami kaolinityzacji i karbonatyzacji, co może prowadzić do wniosku, że jon żelazowy konieczny do utworzenia syderytu i ankerytu był uwalniany *in situ* w procesach kaolinityzacji minerałów, zasobnych w ten pierwiastek (*vide* A. K. Teisseyre 1973). Geochemia węglanów jest znacznie bardziej skomplikowana od geochemii krzemionki, są one znacznie łatwiej rozpuszczalne, ekstremalnie podatne na zmiany pH, a ponadto są obecne w roztworze głównie w formach jonowych ( $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{-2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ). Stąd mogą one podlegać zjawisku ultrafiltracji (Handshaw, Copleen 1973), czego efektem może być obserwowana stosunkowo znaczna zawartość żelazistych węglanów w porównaniu z kalcytem. Podobne spostrzeżenia poczynił A. K. Teisseyre (1975) dla kulmu niecki śródsudeckiej. Starsze ogniwa kulmu są tam zasobniejsze w kalcyt, a młodsze w syderyt. Selektywna dyfuzja kationów i jej uwarunkowania były dyskutowane przez Blatta (1979) oraz Mokady'ego i Lowa (1968).

Karbonatyzacja dotyczy zarówno spoiwa, jak i ziarn detrytycznych; w tym drugim przypadku rozprzestrzenienie karbonatyzacji od granic ziarn i wnikanie żyłeczek kalcytowych do wnętrza ziarna przesądza o jej charakterze autogenicznym. Procesy te rozwijają się z różną intensywnością

aż do utworzenia całkowitych pseudomorfoz kalcytowych po skaleniach i innych ziarnach detrytycznych. Autogeniczny chloryt pojawia się jako kolejny minerał po rekrystalizacyjnym kwarcu w formie cieniutkich powłoczek na szkielecie ziarnowym. Autogeniczny kaolinit obecny jest w dwójakiej formie: w postaci drobnych międzyporowych bezładnie ułożonych kryształków, występujących w spoiwie bez styczności z ziarnami detrytycznymi, i w drugiej, mniej częstej formie – dużych robaczkowych, harmonijkowatych zespołów mineralnych, w których przerasta się on z minerałami o cechach hydrolytycznych. Takie skupienia kaolinitu są powszechnie uważane za utwór postsedymentacyjny (Fabian *et al.* 1962).

Różne postaci występowania tlenków i uwodnionych tlenków żelaza obserwowane w skałach karbońskich utworzyły się zapewne w tym stadium procesów diagenetycznych. Część z tych zjawisk ma zapewne prediagenetyczny charakter, na co wskazują ślady obtoczenia oraz nieregularność i brak ciągłości powłok hematytowych i hematytowo-limonitowych wokół ziarn detrytycznych. W znacznej części skał stwierdzono natomiast występowanie regularnych obwódek hematytowych i hematytowo-limonitowych wokół ziarn detrytycznych, a także siateczkowate mikrostruktury żelaziste w skałach o teksturze aleurytowo-pelitowej. W przypadku skał o teksturze psamitowej utwory te pokrywają równomiernie całe ziarna, co w połączeniu z faktem, że często występują również na autogenicznych kwarcach i kalcytach świadczy o ich postsedymentacyjnym charakterze. Diagenetyczny charakter skupień związków żelaza w skałach aleurytowo-pelitowych sugeruje ich równomierność, brak związku z równoległą strukturą skał oraz zubożenie w związki żelaza partii skał zawartych pomiędzy siateczką utworów żelazistych. Źródłem związków żelaza były zapewne procesy jego uwalniania w wyniku wybielania biotytu, rozkładu minerałów ciemnych, a także rekrystalizacji pierwotnie obecnej w osadzie koloidalnej substancji żelazistej. Na obecność takiej substancji wskazuje występowanie w niektórych skałach żelazistego i ilasto-żelazistego spoiwa porowego o wyraźnie pierwotnym charakterze.

Stadium dojrzałe („mature”): wydaje się, że w omawianych osadach znaczna część procesów cementacyjnych zaszła we wcześniejszych stadiach diagenety w osadach nie w pełni kompakcyjnie (mechanicznie) zagęszczonych. Wynika to ze składu mineralnego tych skał, który cechuje znaczna zawartość ziarn mechanicznie i chemicznie nietrwałych, co w sposób oczywisty przyspiesza pro-

cesy diagenety (Hayes 1979). Na etapie dojrzałym głównym procesem diagenetycznym była rekrytalizacja wcześniej utworzonych minerałów autogenicznych (hydrolyzyczyków, zeolitów) oraz krystalizacja trwałych minerałów, jak illit i chloryt. Powstałe w ten sposób minerały tworzą grube obwódki, powłoki na ziarnach detrytycznych. W skałach o spoiwie typu matrix powstały rozległe intergranularne skupienia i niekiedy krótkie żyłki wypełniające spękania, których głównym składnikiem są minerały autogeniczne. Można je rozpoznać po znacznej ilości tzw. warstwowych porów zgodnych z wydłużeniem nowo utworzonego kryształu (pl. III, 6).

Kolejnym procesem, który miał miejsce na tym etapie diagenety, było zwiększanie stopnia automorfizmu ziarnistych składników mineralnych skał, głównie albitu i nierzadko skalenia potasowego. W warunkach silnej kompaktacji mechanicznej niektóre składniki klastyczne skał (metastabilne w warunkach istniejącego osadu) zostały niejako włożone w ziarna kwarcu. Zapoczątkowało to procesy reakcji międzyziarnowych, stymulowane przez obecność filmu mikroporowego (pl. IV, 1). W ostateczności doprowadziło to do powstania struktur przerostowych, które są w pewnym stopniu zbliżone do granofirowych i myrmekitowych, tak charakterystycznych dla niektórych skał magmowych. W skałach piroklastycznych procesy te prowadzą do utworzenia struktur podobnych do felzytowych i niemalże całkowitego zatarcia granic między okruchami skalnymi i spoiwem. Na etapie tym zachodziła dalsza rekrytalizacja spoiwa krzemionkowego oraz substancji żelazistej obecnej w osadzie.

Stadium superdojrzałe („supermature stage”) odpowiadałoby pograniczu procesów katadiagenetycznych i metamorficznych. W znacznej części badanych profilów skały karbońskie przeszły ten etap rozwoju. Procesy rekrytalizacji substancji mineralnej doprowadziły do całkowitej likwidacji porowatości zarówno tej pierwotnej, jak i wtórnej, utworzyły się struktury suturowe w arenitach kwarcowych. Nastąpiło znaczne porządkowanie cech teksturalno-strukturalnych. Wydaje się, że poza podwyższoną temperaturą, która była głównym motorem przeobrażeń skał karbońskich w zaangażowanych tektonicznie strefach, czynnikiem dodającym impetu procesom diagenetycznym było ciśnienie. Rozpuszczalność i zdolności migracyjne krzemionki wzrastają wraz z temperaturą, ale w znacznie większym stopniu przyspieszane są również przez ciśnienie (Willey 1974).

Stadium teliadiagenetyczne zostało rozpoznane

w kilku profilach. Stropowe partie utworów karbońskich zostały bowiem w znacznej większości profili przeobrażone hipergenicznie. Zaznaczają się jednakże strefy, w których obserwowane zmiany barwy, struktury i porowatości części utworów karbońskich nie wiążą się prosto z procesami hipergenicznymi. Wyniesienie skał karbońskich względem ich pierwotnego położenia, związane z tym zmiany ciśnienia i temperatury, a zwłaszcza dostanie się osadów w strefy migracji wód głębszych z młodszych osadów, mogły wpłynąć na obserwowaną przebudowę strukturalną utworów karbońskich. Koncepcja ta jest szerzej dyskutowana przy omawianiu utworów czerwonego spągowca.

Wymienione procesy diagenetyczne opisane zostały głównie ze skał o teksturze psamitowej, psamitowo-pselitowej i psamitowo-aleurytowej. W skałach o drobniejszym uziarnieniu są one trudne do zaobserwowania. Można jednak sądzić, na podstawie objawów sylifikacji, a także ich składu mineralnego, że były one w znacznym stopniu zbliżone do opisanych.

Ocena stopnia natężenia procesów diagenetycznych jest bardzo trudnym problemem umykającym kryteriom ocen ilościowych. Stąd też utwory karbońskie były powszechnie uznawane za silnie zdiagenezowane, stojące na pograniczu procesów metamorficznych. Ostatnie prace (Speczik 1980; Barczuk, Speczik 1981, 1982) wskazują na istnienie istotnych różnic w stopniu diagenety tych osadów. Obecnie szerzej omówimy jedynie te badania, które nie były wykonane wcześniej do oceny stopnia diagenety badanych skał; są to:

- analiza rodzaju i genezy porowatości,
- ocena temperatury przebiegu procesów diagenetycznych metodą pomiaru zdolności refleksyjnej wityrynytu,
- analiza asocjacji minerałów ilastych.

#### DIAGENEZA A ANALIZA RODZAJU I GENEZY POROWATOŚCI

Badania te przeprowadzono opierając się na modelu zaproponowanym przez Schmidta i McDonaalda (1979). Podstawą były obserwacje petrograficzne próbek skał karbońskich oraz dodatkowo analiza elektronomikroskopowa.

W opisanym przypadku zdecydowana większość porowatości pierwotnej została zlikwidowana na etapie wczesnodiagenetycznym („eodiagenetic, immature i semimature stages”). Tylko nieznaczna część porów spękaniaowych, kurczeniowych i tektonicznych pozostała otwarta (p. IV, 2), pierwotne pory intergranularne zostały w całości

wypełnione. Obecnie obserwowana nieznaczna porowatość powstała zapewne w większości na etapie dojrzałym i jest reprezentowana głównie przez otwarte spękania, pory wewnątrzskładnikowe, pory odciskowe („moldic pores”) i w nieznacznej części pory intergranularne (pl. IV, 3 i 4).

Większość porów mikrospekaniowych i mikroszczelinowych przecina scementowaną skałę, a więc można sądzić, że pochodzenie ich jest późniejsze (pl. IV, 5). Podobnie najczęstsze w tych skałach mikropory wewnątrzskładnikowe obecne są jako efekt rekrytalizacji diagenetycznej słabiej uporządkowanych minerałów ilastych, uwodnionych tlenków żelaza i spoiwa krzemionkowego. Diagenetyczna rekrytalizacja montmorillonitu do illitu daje w efekcie wolną przestrzeń porową równą niemalże  $\frac{1}{2}$  pierwotnej objętości montmorillonitu (Powers 1967). Diagenetyczne pory intergranularne są bardzo rzadkie i występują głównie na kontaktach silnie scementowanych skał i większych otwartych mikroszczelin. Może to sugerować, iż rozwijały się one od tych spękań.

Główny proces prowadzący do powstania diagenetycznej porowatości, rozpuszczanie węglanów (pl. IV, 6), nie zaznaczył się w skałach karbońskich w istotnym stopniu. W związku ze znaczną liczbą ekranów łupkowych solanki nie miały dostępu do arenitów kwarcowych z górnych partii profilów karbońskich, które są zasobniejsze w autogeniczne spoiwo węglanowe, ponadto spadek ciśnienia przy tak złożonym kierunku przepływu (fluid i flow) sprzyjałby raczej wytrącaniu się węglanów. Analiza rodzaju i charakteru porowatości wykazuje, że większość analizowanych skał należy zaliczyć do dojrzałych diagenetycznie i superdojrzałych, niewiele do średniadojrzałych, co sugeruje także obecność w niektórych skałach nie w pełni skrytalizowanej krzemionki, uwodnionych tlenków żelaza i niektórych hydrofyszczyków.

#### PALEOTEMPERATURY OKREŚLONE NA PODSTAWIE ZDOLNOŚCI REFLEKSYJNEJ WITRYNITU

Stała substancja organiczna jest akcesorycznym składnikiem od 0,1 do 2% większości piaskowców i mułowców oraz do 10% w przypadku ilowców. Substancja ta jest znacznie bardziej podatna na procesy diagenety i metamorfizmu niż skały, w których się znajduje, stąd też jest niezmiernie czułym wskaźnikiem przeobrażeń tych skał. Rejestruje nawet drobne zmiany, które nie powodują zmian składu mineralnego skał. Rejestracja ta jest procesem nieodwracalnym, w odróżnieniu od odwracalnych reakcji mineralnych.

Uwęglanie i bituminizacja substancji organicznej zawartej w skałe pierwotnej są procesami diagenetycznymi zachodzącymi mniej więcej równolegle, przy czym bituminizacja kończy się na etapie, który charakteryzuje zawartość około 26% gazów w uwęglanej stałej materii organicznej (Teichmüller, Teichmüller 1979) oraz zdolność refleksyjna witrynytu nie wyższa niż 1,3  $R_{oil}$  (Bostic 1979). Zakończenie procesów uwęglania pokrywa się z przeobrażeniem metaantracytu w grafit (Schüller 1961), co odpowiada początkowi facji zielenicowej metamorfizmu.

W trakcie diagenety stałej materii organicznej jej zdolność refleksyjna, współczynnik załamania i anizotropia ulegają stałemu zwiększeniu. Jest to podstawą szeregu metod pomiaru paleotemperatur, które rozwinęły się początkowo w odniesieniu do pokładów węgla, a następnie zostały przeniesione na skały osadowe zawierające substancję węglistą. Rejestrowane zmiany optyczne korelowane są głównie ze zmianami chemicznymi: wzrastającą aromatyzacją, kondensacją grup molekularnych oraz spadkiem zawartości gazów. Ilość uwalnianych gazów jest ogromna, np. przejście od węgla gazowo-płomieniowych do antracytu uwalnia z każdej tony węgla około 100 m<sup>3</sup> gazu (Jungten, Karweil 1966). Największy wpływ na stopień uwęglania materii organicznej ma temperatura, co zasadniczo odpowiada regule Hilta, która stwierdza wzrost stopnia uwęglania wraz z głębokością. Wartości otrzymane empirycznie w zasadzie korespondują z danymi eksperymentalnymi (Bostic 1971). Odchylenia od reguły są związane zazwyczaj z bliskością masywów magmowych lub też stref o podwyższonej aktywności tektonicznej i geotermicznej. Nie bez znaczenia jest też przewodność cieplna skał. Na podstawie badań statystycznych można sądzić, że pełniejsza korelacja istnieje pomiędzy stopniem uwęglania a temperaturą niż stopniem uwęglania a głębokością (Kontorowicz *et al.* 1967).

Wpływ czynnika czasu nie jest tak wielki, o czym może świadczyć np. słabe uwęglanie karbońskich węgla Zagłębia Moskiewskiego. Wpływ tego czynnika jest tym większy, im wyższa jest temperatura, i ulega niwelacji w przypadku węgla, które były poddane działaniu temperatury w stosunkowo długim okresie. Natomiast ciśnienie ma bardzo niewielki wpływ na proces uwęglania, a zdaniem niektórych badaczy wręcz powstrzymuje (cofa) ten proces (Huck, Patteisky 1964). Skład chemiczny płynów porowych nie ma istotnego wpływu na stopień uwęglania (Castano, Sparks 1974).

Witrynit jest głównym minerałem węgla i z racji ciągłości zmian temperaturowych, a także łatwości rozpoznawania jest powszechnie stosowany do oznaczeń paleotemperatur. Temperatury są określane za pomocą metod mikroskopowych w świetle przechodzącym i odbitym, badań fluorescencyjnych, rentgenostrukturalnych, rezonansu elektronowego i innych (Teichmüller, Teichmüller 1979). Metodą, która zdobyła najczęściej uznania, jest pomiar zdolności refleksyjnej witrynitów w świetle odbitym.

Do oznaczenia temperatur diagenety witrynitów wybrano skały zasobne w substancję organiczną z różnych rejonów monokliny przedsudeckiej. Badania wykonano na mikroskopie Leitz Ortolux z fotokomórką pomiarową.

Podane w tabeli 3 wyniki są uśrednionym rezultatem szeregu pomiarów dla kilku ziarn witrynitów występujących w jednym preparacie. Zależność pomiędzy  $R_{oil}$  a temperaturą jest poznana w miarę dobrze jedynie w przedziale od 0 do 2%  $R_{oil}$ . Stąd też, dla wartości  $R_{oil}$  wyższych od 2% podano jedynie paleotemperaturę minimalną. Odczytano ją na podstawie danych Ammosova i Utkinej (1975). Dla porównania wyliczono temperatury wynikające z obecnej głębokości zalegania tych skał na podstawie tzw. normalnego stopnia geotermicznego, tj. 3°C/100 m, a także wyższego 5°C/100 m sugerowanego dla waryscyjskich zapadłisk przedgórskich Europy (Teichmüller *et al.* 1978). Na powierzchni ziemi przyjęto temperaturę 10°C.

Tabela 3. Wyniki pomiaru zdolności refleksyjnej witrynitów  
Analyzed rank of vitrinite

Profil wiertniczy Drilling profile	Głębokość (m) Depth	$R_{oil}$	Paleotemperatura (°C) Paleotemperature	Paleotemperatura w oparciu o stopień geotermiczny Paleotemperature on the base of geothermal gradient	
				3°C/100 m	5°C/100
				1	2
Szymonków IG-1	1096,0	1,7 – 1,8	230-235	43	63
	1141,5	1,6 – 1,7	225-230	44	64
	1161,4	2,8 – 3,0	> 250	45	65
Czerńczyce IG-1	1154,2	1,1 – 1,3	185-205	45	65
	1165,0	1,0 – 1,1	180-185	46	67
	1190,2	2,0 – 2,2	240-250	46	67
Smarchowice IG-1	1226,5	2,4 – 2,8	> 250	47	71
	1476,1	1,5 – 1,8	220-235	54	82
	1490,7	1,4 – 1,6	210-225	55	83
Pogorzela-7	2206,8	2,2 – 2,5	> 250	76	120
Pogorzela-4	2011,2	2,7 – 2,8	> 250	70	110
Wołczyn IG-1	922,9	2,1 – 2,2	245-250	38	56
	1305,0	2,0 – 2,2	240-250	49	75
	1514,1	2,8 – 3,0	> 250	55	83
Września IG-1	2090,0	3,6 – 3,8	> 250	73	113
	2148,3	3,6 – 3,8	> 250	74	114
	5170,3	1,8 – 2,0	235-240	145	267
Siciny IG-1	5205,3	2,8 – 3,0	> 250	146	270
	5497,4	2,6 – 2,8	> 250	154	275
	2181,9	1,8 – 2,1	235-245	75	117
Wycisłowo IG-1	2265,2	1,3 – 1,4	200-210	77	122
	2313,4	2,2 – 2,4	> 250	79	125
	2782,4	2,4 – 2,6	> 250	92	148
Kalisz IG-1	3464,0	2,2 – 2,4	> 250	114	182
	3478,0	3,6 – 3,8	> 250	115	183

Wyniki pomiarów zdolności refleksyjnej witrynitów w utworach karbońskich południowo-zachodniej Polski (J. Grotek i K. Tokarska) były wzmiankowane przez Majorowicza (1978) i Wilczka (1982). Uzyskane przez autora wyniki są generalnie nieco niższe od wspomnianych, aczkolwiek przestrzennie

korelują się z nimi. Z przedstawionych danych (tab. 3) widać wyraźnie, że uzyskane paleotemperature są zdecydowanie wyższe od wynikających z aktualnej głębokości zalegania tych utworów. Wysoką zdolność refleksyjną witrynitów uzyskaną w przypadku niektórych próbek (Smarcho-

wice IG-1 gł. 1226,5 m i Siciny IG-1 gł. 2181,9 m) można interpretować częściowo jako wpływ zjawisk epigenetycznych. Powyższe próbki są bowiem pocięte przez gęstą sieć żyłek epigenetycznych. Dla części profilów, jak np. Szymonków IG-1, zanurzenie skał karbońskich było zapewne głębsze niż obecne. W większości wypadków uzyskane wysokie temperatury wskazują, że pole paleogeotermiczne waryscydów przedsudeckich było bardzo wysokie. Nadto, w jego obrębie istniały dodatkowo regionalne wysokie strumienie ciepła, związane bądź to z bezpośrednim oddziaływaniem masywów magmowych lub ze strefami głębokich rozłamów.

Tak wysokie pole paleogeotermiczne waryscydów monokliny przedsudeckiej sąsiaduje z obszarami o normalnym lub obniżonym polu paleogeotermicznym (Majorowicz 1978; Wilczek 1982; J. Grotek, inf. ustna – 1983). Badania wityrytu z łupków miedzionośnych dały rezultaty niskie, od 0,5 do 1,5  $R_{oil}$  (S. Oszczepalski, inf. ustna – 1983). Pozwala to wiązać podwyższony strumień ciepła z ruchami śródkarbońskimi. Obserwowany rozkład pola paleogeotermicznego w SW Polsce jest ważną wskazówką dla interpretacji geotektonicznych. Uzyskane w części przypadków wartości  $R_{voil}$  wyższe od 2,5% odpowiadają facji zeolitowej i początkowi facji zieleńcowej metamorfizmu (Bostic 1979).

#### DIAGENEZA A ROZPOZNANE ASOCJACJE MINERALÓW ILASTYCH

Zespoły minerałów warstwowych i stopień ich skryształizowania są od dawna stosowane do oceny stopnia diagenetyzacji zasobnych w nie skał (por. Hoffman, Hower 1979). Udane są także próby połączenia tych metod z jednoczesnym pomiarem zdolności refleksyjnej wityrytu (Castano, Sparks 1974).

Na podstawie analizy rentgenostrukturalnej spoiwa szaroglazów i łupków ilastych należy uznać, że głównym składnikiem większości badanych prób skał karbońskich są chloryty (polityp IIb), illit i rzadziej kaolinit. Uzyskany zespół minerałów wskazuje na temperatury od 150 do 250°C. Skały te przeszły w całości bitumiczny i subbitumiczny etap rozwoju węgla ( $R_{oil}$  0,4-1,5%), na którym następuje przebudowa montmorillonitu w mieszanopaketowe hydrołyszczyki (Heling, Teichmüller 1974).

Kolejna możliwość korelacji pomiędzy stopniem uwęglenia a przebudową minerałów blaszkowych istnieje dopiero w późnych stadiach antracytacji. Zastąpienie kaolinitu przez illit lub bio-

tyt w niższych temperaturach wymaga obecności K, Mg i Fe, jeśli nie są one obecne – zastąpienie kaolinitu przez pyroflyllit ma miejsce w temperaturach powyżej 200°C. Stosunkowo pospolita obecność kaolinitu przy jednoczesnej intensywnej sylikacji i ankerityzacji sugerują, że znaczna część omawianych procesów diagenetycznych zachodziła w temperaturze nieco poniżej 200°C. W przyszłości interesujące będzie wykonanie badań stopnia skryształizowania illitu (Dunoyer de Segonzac 1970; Weaver, Beck 1971), zwłaszcza w odniesieniu do profilów, w których obserwowano różne stadia fylityzacji osadów karbońskich.

Inne zastosowane metody oceny stopnia diagenetyzacji zostały omówione wcześniej (Barczuk, Speczik 1981).

Przeprowadzone badania w pełni potwierdziły założenia teoretyczne o zależności rodzaju i siły procesów diagenetycznych od pierwotnego składu mineralnego skał. Udało się uchwycić także istotne regionalne i wiekowe różnicowanie stopnia diagenetyzacji tych skał. Zmienność ta została przedstawiona zbiorowo (fig. 2).

Najogólniej rzecz ujmując, najsilniej zaznaczyły się procesy diagenetyzacji w południowej części monokliny przedsudeckiej, słabiej w północnej. W rejonach tych można wyróżnić dodatkowo strefy silniejszej diagenetyzacji związane z północną i południową strefą fałdowań waryscyjskich, rejonem Dobrzecia i Bielaw oraz rozłamami środkowej Odry i Dolska. Skały dolnokarbońskie z racji znacznie silniejszego scementowania mineralnego są zasadniczo silniej scementowane od górnokarbońskich. Najsilniej przejawiały się w tych skałach procesy krystalizacji i rekrystalizacji autogenicznych węglanów i fyllokrzemianów, sylikacji spoiwa, w mniejszym stopniu krystalizacja obwódek kwarcowych i reakcje międzyziarnowe.

Nieco większa dojrzałość mineralogiczna skał górnokarbońskich i znacznie bardziej urozmaicone spoiwo sprawiły, że najsilniej wyrażone są tu procesy okwarcowania i sylikacji (do utworzenia tekstur suturowych włącznie), w mniejszym stopniu krystalizacja minerałów autogenicznych, głównie węglanów i chlorytu oraz rekrystalizacja pelitu żelazistego. W skałach typu tufów i tufitów, występujących zarówno w północnej, jak i południowej części monokliny (w różnych wiekowo formacjach karbońskich), najsilniej wyrażona jest sylikacja, karbonatyzacja, a przede wszystkim reakcje międzyziarnowe na kontaktach ziarn. Procesy tworzenia się diagenetycznej porowatości zaznaczyły się w skałach górnokarbońskich nieco wyraźniej niż w skałach dolnokarbońskich. Pro-



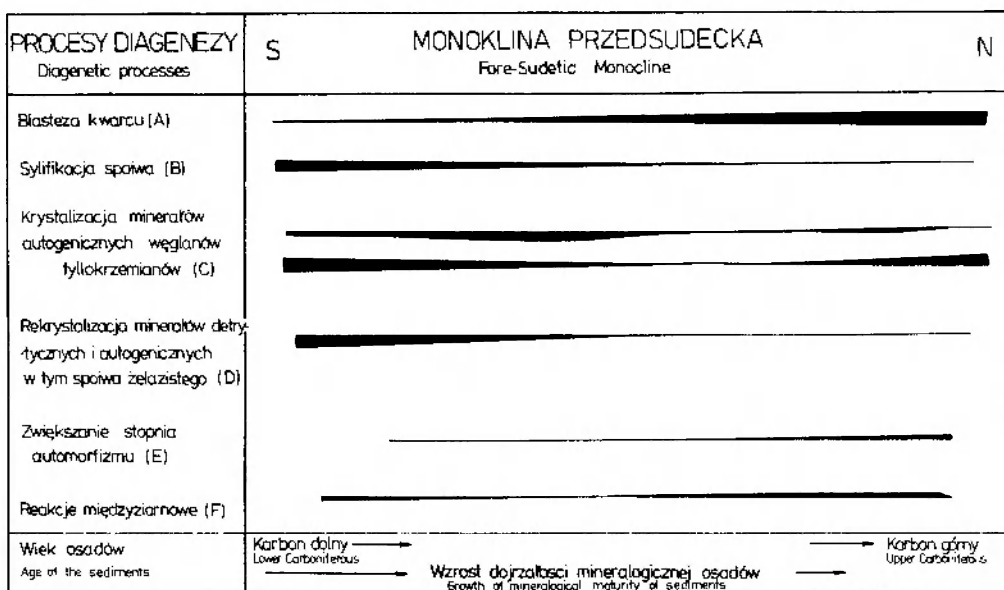


Fig. 2. Przestrzenna i czasowa zmienność procesów diagenety w skałach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. A – kwarcu rekrystalizacja; B – sylifikacja spoiwa; C – wytrącenie autogenicznych minerałów, węglanów i tylokrzemianów; D – rekrystalizacja detrytycznych i autogenicznych minerałów i żelazistego spoiwa; E – wzrost stopnia automorfizmu; F – reakcje międzyziarnowe.

blematyka powstawania struktur diagenetycznych, jak strzałki, wrzeciona, konkretne itp., była już szerzej omówiona (Speczik 1979a).

#### PROCESY EPIGENETYCZNE

Efektom procesów epigenetycznych jest powszechna w skałach karbońskich mineralizacja o cechach hydrotermalnych, która przejawiała się w formie żyłek prostych i złożonych przecinających pod zmiennym nachyleniem skały karbońskie. Ponadto, w kilku profilach zaobserwowano efekty działalności szerokiego frontu przeobrażeń hydrotermalnych, który oddziaływał na całe formacje karbońskie. Przeobrażenia te powiązane z procesami anchimetamorfizmu. Mineralizacja hydrotermalna w skałach karbońskich została już w miarę obszernie przedstawiona (Speczik 1979a, 1980), stąd też w niniejszej pracy zaprezentowano jedynie analityczne omówienie wcześniejszych wyników, uzupełnione nowszymi badaniami.

Nachylenie żyłek hydrotermalnych jest na ogół strome, od 70 do 90°, rzadziej od 30 do 50°, miejscami tworzą one sieć o różnych azymutach poszczególnych żyłek. Grubość żyłek jest zasadniczo niewielka, od 2 do 5 mm, rzadziej 2 do 3 cm. W wyjątkowych przypadkach (np. Wołczyn IG-1, Szymonków IG-1) są to żyły o grubości dochodzącej do kilkunastu cm. Żyłki te zarówno wzdłuż biegu, jak i upadu zmieniają się nieznacznie, tylko

miejscami, szczególnie w kompleksach o dużym zróżnicowaniu petrograficznym, zanikają bądź lokalnie zwiększają swoją grubość tworząc formy różańcowo-kamerowe.

Cechą wspólną żyłek hydrotermalnych występujących w utworach karbońskich jest ich związek z mikrotektoniką. Rozwijają się one wzdłuż drobnych mikrospękań tektonicznych, zblizniają strefy roztarć lub też wypełniają większe szczeliny z wyraźnymi lustrami tektonicznymi. Związek żyłek z mikrotektoniką jest dodatkowo podkreślony przez fragmenty skał otaczających występujące w formie zaokludowanej przez minerały hydrotermalne i nierzadko przez nie korodowane i zastępowane. Tylko sporadycznie napotkano na żyłki rozwijające się bez wyraźnego związku z tektoniką. Tekstury żyłek są w większości warstwowo-krustyfikacyjne, rzadziej kolomorficzne i siateczkowe z segmentowym i krustyfikacyjnym, koncentryczno-promienistym narastaniem minerałów ku środkowi żyłek.

Niektóre żyłki zostały wypełnione w jednym cyklu, natomiast znaczna ich część wieloetapowo, z wielokrotnym otwieraniem i kataklazą starszych minerałów zbliznionych przez młodsze ogniwa sukcesji mineralnej. Część żyłek nie została zblizniona do końca, dając teksturę druzową z prawidłowo wykształconymi kryształkami. Powyższe obserwacje, jak i cechy teksturalno-strukturalne minerałów wypełniających żyłki wskazują, że mi-



neralizowany górotwór znajdował się w stanie niepokoju tektonicznego, któremu towarzyszyła mobilizacja płynów hydrotermalnych. Żyłki mają zazwyczaj ostre granice ze skałami otaczającymi. Na ich kontakcie ze skałą ościenną powszechne są procesy korozyjne, z różną siłą i w odmienny sposób wyrażone w poszczególnych profilach skał karbońskich. Korozji tej nierzadko towarzyszą niezbyt szerokie strefy przeobrażeń metasomatycznych. Strefy te jedynie w partiach profilów intensywniej spękanych poszerzone są przez siateczkę cieniutkich żyłek przebiegających prostopadle i równoległe do żyłki głównej.

Omawiane żyłki należą do kilku generacji, przy czym wyraźnie wyróżnialne są dwie ich generacje. W niektórych profilach na południowej, silniej zaburzonej części podłoża monokliny istnieje pomiędzy nimi wyraźna różnica kąta upadu, do  $70^\circ$  w skrajnych przypadkach. Na pozostałym obszarze przebiegają one zazwyczaj pod zbliżonym kątem upadu, ale z innym azymutem. Żyłki stwierdzono prawie we wszystkich profilach karbońskich, w których przewiercono zwietrzelinę skał karbońskich. W znacznej części profilów nawiercono skały karbońskie jedynie na kilka do kilkunastu metrów, a stwierdzone procesy hiperogeniczne (telediagenetyczne) zatarły pierwotną strukturę i skład mineralny żyłek. Niemniej na podstawie istniejących reliktyw mineralów siarczkowych można sądzić, że żyłki były rozwinięte z różną intensywnością w całym profilu karbonu.

Mineralizacja epigenetyczna występuje na olbrzymim obszarze w różnych wiekowo skałach karbońskich. Na podstawie analizy stwierdzonych paragenez mineralnych i ich sukcesji można jednak sądzić, że istnieją pewne wspólne cechy tej mineralizacji pozwalające na wyciąganie ogólnych wniosków co do jej pochodzenia. W przeważającej części żyłek ich treść mineralną stanowią minerały płonne z podrzędnym udziałem minerałów kruszczowych, mniej liczne są żyłki z przewagą kruszców. Parageneza mineralów płonnych występujących w omawianych żyłkach jest zasadniczo zbliżona. Wspólną ich cechą jest znaczna przewaga żelazistych węglanów ankerytu, dolomitu ankerytowego i syderytu nad kalcytem – w żyłkach o budowie złożonej, kaolinitu (dickitu) – w żyłkach hematytowych. Wśród mineralów płonnych rozpoznano chloryt, adular, kwarc, syderyt, ankeryt, dolomit ankerytowy, dolomit, kalcyt, chalcedon, anhydryt, gips, baryt, fluoryt i kaolinit. Niektóre z tych mineralów, jak kwarc, anhydryt i chloryt, pojawiają się w żyłkach o budowie złożonej w różnotemperaturowych generacjach. Z wyjąt-

kiem fluorytu, który stwierdzono tylko w jednym profilu (Września IG-1), pozostałe minerały płonne są stwierdzane powszechnie, aczkolwiek niektóre, jak gips, adular czy też dolomit, w nieznacznych ilościach. Pełne opisy mineralów płonnych były już prezentowane (Speczik 1979a, 1980).

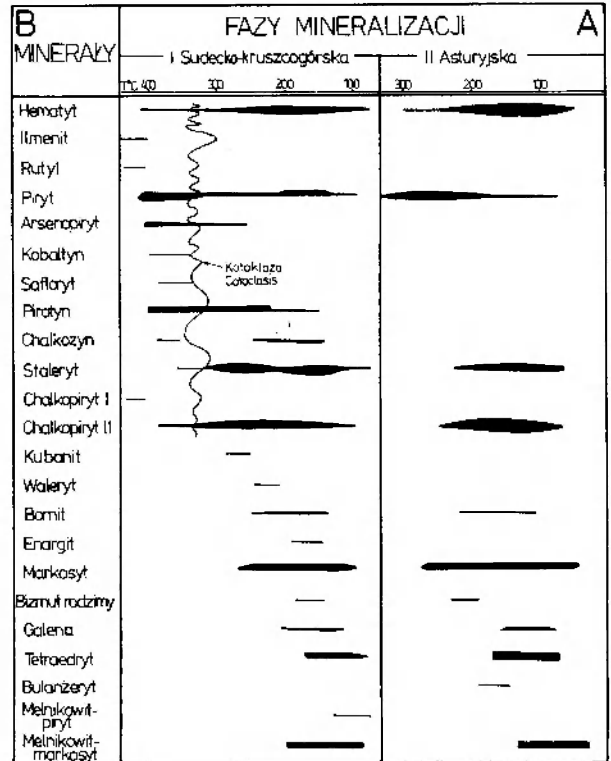


Fig. 3. Waryscyjska mineralizacja hydrotermalna w skałach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej

Variscan hydrothermal mineralization in the Carboniferous rocks of the basement of the Fore-Sudetic Monocline.

A – Phases of mineralization: I phase of Sudetic-Erzgebirge age; II phase of Asturian age; B – minerals

Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne, termobarogeochemiczne, jak i postępy w badaniach stratygraficznych pozwoliły wyróżnić dwie fazy mineralizacji kruszczowej odpowiadające rozpoznany wcześniej (Speczik 1979a) dwóm paragenezom A i B (fig. 3). Utwory I fazy występują w skałach karbonu dolnego i namuru dolnego. Utwory II fazy, nakładające się miejscami na I fazę mineralizacji, występują także w seriach karbońskich odpowiadających namurowi górnemu, westfalowi i nawet stefanowi. Pozwala to sądzić, że niektóre przejawy fazy asturyjskiej były znacznie młodsze niż się to dotychczas przyjmowało (Oberc 1972). Podobne spostrzeżenia na obszarze Sudetów poczynił Michniewicz (1981), a także Smulikowski (1979), który stwierdził obecność postasturyjskich deformacji w rejonie masywu

kłodzko-złotostockiego. W zależności od regionalnego położenia profilów, a co za tym idzie, źródła płynów mineralizujących, pojawiają się różne zespoły (asocjacje) mineralne (Speczik 1980) stanowiące całość lub części paragenez mineralnych A i B odpowiadających wyróżnionym tutaj fazom mineralizacji.

Utwory I fazy mineralizacji zostały lepiej przebadane w południowej części monokliny przedsudeckiej, gdzie liczba dostępnych profili dolnokarbońskich jest większa. W stosunku do II fazy są one bardziej zróżnicowane mineralogicznie, a wzajemne relacje minerałów w żyłkach wskazują na znaczne zróżnicowanie warunków fizykochemicznych środowiska, ich częste zmiany oraz znaczny niepokój tektoniczny, wyrażony przez kataklazę starszych generacji minerałów i zabliznianie przez minerały tej samej generacji lub młodsze. Dominującymi ilościowo minerałami są tu piryty i pirotyn, ten ostatni w znacznym stopniu zastąpiony w wyniku zmiany chemizmu środowiska przez agregaty melnikowitowo-pirytowe i melnikowitowo-markasytowe. Wśród minerałów pojawiających się wyłącznie w obrębie I fazy mineralizacji należy wymienić pirotyn, arsenopiryty, chalkopiryty I, safloryty, kobaltyn i kubanit. Liczne są tu mikrostruktury rozpadu roztworów stałych chalkopiryty-sfalerytu, chalkopiryty-kubanita, chalkopiryty-walerytu, które w połączeniu z innymi cechami optycznymi minerałów, jak rodzaj anizotropii i charakter zbliznień w chalkopirycie, barwa sfalerytu wskazują na stosunkowo wysokie temperatury początku krystalizacji I fazy mineralizacji (Ramdohr 1962; Kullerund 1964; Kostow 1971; Cabri 1973).

Potwierdzają to wyniki homogenizacji inkluzji fluidalnych występujących w minerałach płonnych współwystępujących z kruszcowymi. Ilościowe stosunki minerałów kruszczowych wskazują, że spadek temperatury był stosunkowo szybki i tylko nieznaczna część kruszców ma struktury wskazujące na wysoką temperaturę ich krystalizacji. W początkowym etapie ich krystalizacji, zapewne w związku z niską jeszcze aktywnością  $HS^-$  tworzą się minerały tlenkowe: hematyt, ilmenit, rutyl; w mniejszej ilości siarczki z powszechnymi mikrostrukturami rozpadu. Minerały te są silnie skatklazowane i zabliznione przez obfitą mineralizację, głównie pirotynowo-chalkopirytową (chalkopiryty II). Wspomniana kataklaza w większości przypadków spowodowała jedynie zmiany mechaniczne i nie przerwała krystalizacji ani też nie wywołała istotnych zmian chemizmu środowiska, które zachodziły w sposób niemal ciągły w kierunku zwiększenia aktywności jonów siarki, a pod

koniec procesu także  $CO_2$  i ponownie tlenu (krystalizacja węglanów i siarczanów). Główna masa minerałów tej paragenezy krystalizowała zapewne w średnim zakresie temperatur od 150 do 300°C, tylko nieznaczna w wyższych do 400°C.

Minerały kruszczowe II fazy mineralizacji stanowią zespół jakościowo mniej zróżnicowany, aczkolwiek ilościowo liczniejszy od minerałów I fazy. Wzajemne stosunki minerałów kruszczowych, jak i ich relacje do płonnych, brak struktur korozyjnych, znaczna ilość tekstur przerostowych, wskazują na znaczne ujednoczenie chemizmu środowiska. Głównym minerałem kruszczowym tej fazy jest chalkopiryty ilościowo dominujący nad piirytem i sfaleritem. Istotnym składnikiem ilościowym jest także tetradryt. Formy występowania minerałów kruszczowych, częste tekstury kolomorficzne, jak i wyniki homogenizacji i dekrepitacji inkluzji fluidalnych wskazują, że temperatury krystalizacji tej fazy były stosunkowo niskie, rzędu 100 do 200°C, w wyjątkowych przypadkach do 300°C.

Środowisko krystalizacji zasadniczo alkaliczne, następnie obojętne w trakcie krystalizacji I fazy mineralizacji, w II fazie zmieniło się z obojętne na kwaśne (krystalizacja markasytu). Potencjał oksydacyjny, wysoki w najwyższych temperaturach, osiągnął swoje minimum w zakresie średnich temperatur. Niewielkie ilości hematytu współwystępującego ze średnotemperaturowymi siarczkami można tłumaczyć utleniającym działaniem wody na chlorki i chlorkowe kompleksy żelaza. W niskich temperaturach potencjał oksydacyjny (II faza) wzrósł, podobnie jak znaczenie  $CO_2$ , co przy spadku ciśnienia prowadziło do krystalizacji węglanów, hematytu, barytu i niskotemperaturowych siarczanów. Współwystępujący z ankerytem chaledon powstał zapewne w wyniku reakcji  $CO_2$  z alkalicznymi krzemianami. II fazę mineralizacji kończy niskotemperaturowy zespół mineralny składający się z drobnodispersyjnej masy hematytowo-kaolinitowej (dickitowej).

Omawiane dwie fazy mineralizacji wykorzystują nierzadko w profilach wiertniczych, zawierających utwory karbonu dolnego i górnego, tę samą sieć spękań tektonicznych. Jedynie w profilach, w których utwory karbonu dolnego i namuru dolnego zostały istotnie wyruszone ze swojego położenia, zaznaczają się różnice kątowe między żyłkami młodszych i starszych generacji. Taki sposób powstawania mineralizacji w warunkach szybkiego spadku ciśnienia i temperatury sugeruje zaliczenie omawianych paragenez do syntektonicznych paragenez teleskopowych (Smirnow 1969).

Wskazuje to także na trwałość podstawowych założeń tektoniki waryscyjskiej, jako że mineralizowane w starszych fazach ruchów waryscyjskich szczeliny tektoniczne były ponownie otwierane, rozszerzane na młodsze utwory karbońskie i ponownie zablizniane.

Charakter kontaktów omawianych żyłek ze skałami otaczającymi wskazuje, że zablizniały one już w znacznym stopniu zdiagenezowane utwory karbońskie. Opiswane utwory rudne nie przechodzą w utwory czerwonego spągowca, co pozwala zawęzić wiek ich formowania do westfalu i stefanu.

Odmienny typ zjawisk epigenetycznych (być może o charakterze katadiagenetyczno-parahydrotermalnym) napotkano w kilku profilach położonych w osiowych partiach silnie zaburzonych struktur fałdowych (Czeszów-4, Pogorzela-4), jak i w obrębie skał słabo zaburzonych (Zbąszynek IG-3, Wycisłowo IG-1). Poza żyłkami hydrotermalnymi skały te jako całość noszą ślady przebudowy strukturalnej stawiające je na pograniczu anchimetamorfizmu. Liczne wskazówki sugerują, że nie była to przebudowa izochemiczna: stwierdzono rozległą rekrytalizację spoiwa, ankerytazację i fyllityzację rozwijającą się w kierunku pionowym od spągu rozpatrywanych warstw.

Można zatem przypuszczać, że skały te znalazły się w zasięgu oddziaływania masywów magmowych lub też w pobliżu stref rozłamowych, będących źródłem istotnego strumienia ciepła. Z całą pewnością znaczne ilości fluidów szły za tym strumieniem cieplnym, jakkolwiek mogły to być także solanki karbońskie, które ogrzane mogły migrować ku górze powodując tak znaczącą przebudowę mineralną i strukturalną tych skał.

Skład żyłek hydrotermalnych, cechy tekstural-

no-strukturalne kruszców, jak również przestrzeny związek intensywniejszej mineralizacji z rejonami o silnych zaburzeniach tektonicznych, jak i z takimi, w których stwierdzono występowanie w podłożu masywów magmowych (Speczik 1979a), mogą sugerować ortohydrotermalny charakter tych utworów. Chcąc potwierdzić tak postawioną tezę, wykonano badania geochemiczne siarczków z kilku profili. Wyseparowano z żyłek 9 próbek pirytu i poddano je analizie geochemicznej (tab. 4). Za szczególnie użyteczne dla określenia genezy pirytu uznano zawartości selenu i wanadu. Siarka w skałach osadowych jest zasadniczo pozbawiona selenu, który jest powszechny w siarce skał magmowych i wulkanicznych. Dla kontrastu, siarczki o genezie osadowej są znacznie wzbogacone w wanad (Goldschmidt 1954). Szerzej stosowane, szczególnie pomocne w określaniu genezy siarczków są badania izotopowe siarki. Wzbogacenie siarki siarczkowej w lżejszy izotop uważane jest za typowe dla siarczków biogeniczno-sedymentacyjnych (Price, Shieh 1979), podczas gdy siarczki magmowe wykazują współczynnik  $S^{+32}/S^{+34}$  zbliżony do składu troilitu z meteorytu Canyon Diablo (Stanton, Rafter 1966).

Uzyskane wyniki nie dają jednoznacznej odpowiedzi co do genezy omawianej mineralizacji epigenetycznej. Zawartość wanadu jest nieco podwyższona w stosunku do zawartości w pirytach złóż magmowych i typu „massive sulphide” (Ch. A. Anderson 1969). Zawartość selenu znacznie przekracza zawartości charakterystyczne dla pirytów osadowych (1 do 10 ppm) i raczej jest zbliżona do siarczków magmowych (Goldschmidt 1954). Wartość odchylenia standardowego  $\delta^{34}S$  zmienia się w bardzo szerokim zakresie od  $-41,8$  do

**Tabela 4.** Średnie zawartości wybranych pierwiastków rzadkich oraz  $^{34}S$  w siarczkach żyłek hydrotermalnych  
Average contents of some rare elements and  $^{34}S$  isotope in the sulphides from hydrothermal veinlets

Profil Profile	Głębokość (m) Depth	Se (ppm)	V (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)	$\delta^{34}S$ *
Września IG-1	5418,5	—	20	100	10	130	—
Września IG-1	5419,5	42	39	—	—	—	-28,2
Września IG-1	5441,0	190	65	—	—	—	-1,0
Szymonków IG-1	1104,7	195	30	120	10	250	-40,8
Szymonków IG-1	1117,1	65	70	140	14	600	+3,6
Szymonków IG-1	1129,0	60	30	100	10	220	+8,3
Wółczyn IG-1	2143,0	170	64	—	—	—	-20,5
Wółczyn IG-1	2148,0	190	64	—	—	—	+8,6

\* Analizowano w Indiana University, Bloomington. Analyzed in the University of Indiana, Bloomington  
— nie analizowano (not analyzed)

+8,6, a więc tylko w niektórych przypadkach złoża są nieznacznie wzbogacone w cięższy izotop w stosunku do złóż typu „massive sulphide” (Solomon 1965; Lusk, Crocket 1969).

Siarczki złóż ortohydrotermalnych wykazują wartość  $\delta^{34}\text{S}$  pomiędzy 1 a 3‰ (Lusk, Crocket 1969). W złożu Rammelsberg (Anger *et al.* 1966)  $\delta^{34}\text{S}$  zmienia się od 7 do 20‰, przy czym wzrost zawartości cięższego izotopu następuje tu od spągu ku stropowi złoża, w siarczkiach formacji polimetalicznych Sudetów  $\delta^{34}\text{S}$  zmienia się w wąskim zakresie od +3,8 do 8,3‰ (Kowalski 1977). Wydaje się, że uzyskane wyniki mogą wskazywać na pewien udział roztworów typu juvenilnego w zmiennym stopniu modyfikowanych domieszką roztworów porowych i siarką pochodzącą z rekryystalizacji pierwotnie osadowej siarki, a uwalnianą w procesach diagenety. Zmienność odległości pomiędzy źródłem płynów hydrotermalnych a miejscami depozycji miała zapewne wpływ na obserwowany stosunek izotopowy siarki. Udział płynów parahydrotermalnych był zapewne największy w przypadku profilu Szymonków IG-1, próbka z gł. 1104,7 m.

Badania nad składem izotopowym siarki w ewaporatach różnych okresów geologicznych wykazały, że karbon i perm były okresem znacznego obniżenia wartości współczynnika  $\delta^{34}\text{S}$  w stosunku do obserwowanego obecnie (Thode, Monster 1965). Może to być tłumaczone znaczną domieszką wód pochodzenia magmatycznego ze składem izotopowym  $\delta^{34}\text{S}/_{00} \approx 0$ .

#### PROCESY HIPERGENICZNE

Procesy hipergeniczne zaznaczają się w stropowych partiach znacznej części badanych profili karbońskich. Są one łatwo czytelne w przypadku, gdy pomiędzy utworami karbońskimi a czerwonym spągowcem występuje różnica kątowa oraz radykalne zmiany barwy lub litologii, niejednoznaczne w przypadku ciągłego przejścia utworów stefińskich w czerwony spągowiec. W części profili nie można wykluczyć, że zmiany o charakterze zbliżonym do hipergenicznych spowodowały solanki infiltrujące z nadległych utworów czerwonego spągowca (procesy telediagenetyczne).

Miąszość formacji przeobrażonych jest zmienna – od kilku do kilkudziesięciu metrów. Poza zmianami mineralno-strukturalnymi, dotyczącymi całych kompleksów skalnych, przeobrażenia te wywołane przez wody (solanki) o wysokim potencjale oksydacyjnym powodują zmiany w obrębie wszystkich omówionych typów mineralizacji syn-

diagenetycznej, diagenetycznej i hydrotermalnej. Efektem tych przeobrażeń są skupienia limonitowe nierzadko dziedziczące pierwotne tekstury minerałów, częste są skupienia kuleczkowe, pączkowate, groniaste charakterystyczne dla pirytu framboidalnego. W obrębie niektórych form limonitowych występujących w przeobrażonych żyłkach stwierdzono rozżarte relikty pirytu, chalkopirytu i innych minerałów kruszcowych (Speczik 1979a). W większości jednak pierwotna tekstura żyłek dia- i epigenetycznych została zatarta, a utworzyły się tekstury porowate, proszkowe i ziemiste.

#### PROBLEMY METALOGENEZY SKAŁ KARBOŃSKICH

Analizując potencjał metalogeniczny, jaki wynika ze składu mineralnego skał karbońskich, warunków ich sedymentacji, rodzaju i intensywności procesów diagenety i epigenety oraz ich związków z magmatyzmem, tektoniką i procesami metamorficznymi, należy stwierdzić, że:

1. W składzie petrograficznym tych skał zaznacza się istotny udział składników nieodpornych na fizyczne i chemiczne czynniki niszczenia, mogły one zatem przenieść swoje pierwotne koncentracje metali bezpośrednio do osadu. Zjawisko to mogło przybrać formę domieszek metali w okrucach skał, minerałach skałotwórczych, w mniejszym stopniu mogło występować w postaci własnych faz mineralnych. Okrucowe wystąpienia minerałów kruszcowych w skałach karbońskich były spotykane bardzo często (Speczik 1979a, 1980). Są to okrucy *sensu stricto* minerałów kruszcowych, jak i ich wrostki w okrucach skał magmowych wchodzących w skład szarogłazów i zlepieńców. Przeważają minerały tlenkowe: hematyt, magnetyt, ilmenit i tytanomagnetyt, oraz produkty ich zastąpienia, jak uwodnione tlenki żelaza, martyt, leukoksen i rutil. Cechy teksturalne minerałów nieprzeobrażonych wskazują na pierwotnie magmową genezę.

Wrostki minerałów siarczkowych w okrucach skał są mniej liczne i są reprezentowane przez piryt, chalkopiryt i markasyt. Jedynie w profilu Laskowice IG-1 napotkano na siarczkową mineralizację okrucową, której forma występowania mogła sugerować bezpośrednie pochodzenie z niszczenia pierwotnego złoża, najprawdopodobniej o charakterze hydrotermalno-żyłowym.

2. Warunki powstawania tych osadów, ich skład petrograficzny, obfitość substancji organicznej, ujemny potencjał redukcyjny stwarzają korzystne warunki w określonych obszarach zbior-

nika formowania się złóż metali ciężkich typu syngenetycznego (warstwowego). Warto tu wspomnieć, że tego typu mineralizacje znane są z utworów karbońskich między innymi z obszaru Donbasu, gdzie stwierdzono 7 poziomów z mineralizacją miedziową. Ze skałami typu szarogłazów wiążą się największe koncentracje miedzi na świecie w formacji Mulifilura graywackes – Zambia (Annels 1979) i formacji White Pine – USA (Sales 1959).

Zawartości siarczków żelaza, sięgające kilku procent w niektórych częściach profilów, wskazują, że w karbonie istniały odpowiednie warunki do tworzenia mineralizacji typu syngenetycznego związane z wysokim stężeniem jonów HS. Do utworzenia interesujących ekonomicznie mineralizacji nie doszło z uwagi na zbyt małą koncentrację metali ciężkich w środowisku sedymentacji. Nie miały też tu miejsca procesy zastępcze. Migracja jakichkolwiek płynów lub solanek zasobnych w metale ciężkie spowodowałaby wypieranie pirytu i zastępowanie go przez siarczki metali ciężkich. Tego typu proces może prowadzić do powstania znacznej ilości złóż metali ciężkich typu stratyfikowanego (Rose 1976).

3. Skały typu wak, arenitów i mułowców geosynklynalnych charakteryzują przeciętnie duże zawartości metali ciężkich (Turekian, Wedepohl 1971; Taylor 1964). Skały te mogą być źródłem parahydrotermalnych płynów zasobnych w metale, generowanych przez migrujące solanki chlorkowe (White, Bischoff 1981). Ze wzmiankowanych badań wynika, że skały typu szarogłazów mogą być źródłem znacznie większej ilości metali niż bazalty i ryolity, zaś ich skład mineralny i chemiczny ulega pod wpływem solanek bardzo nieznacznym zmianom, zbliżonym do tych, które obserwujemy jako rezultat przekształceń diagenetycznych.

Istotne znaczenie dla potencjału metalogenicznego skał karbońskich ma również obecność licznych przeławień czarnych łupków. Badania eksperymentalne Walkera i Buchanana (1969) wykazały, że w warunkach anchimetamorfizmu uwalniają się z nich gazy, których skład przypomina fluidy (znane z magmatycznych i fumarolowych gazów) o wystarczającej do utworzenia zasobnych złóż metali sile mineralizującej. Rodzaj i intensywność stwierdzonych procesów diagenetycznych i oznaczone wysokie temperatury ich przebiegu sugerują, iż w trakcie diagenetyki uwolnione zostały z tych skał w wyniku kompaktacji mechaniczno-chemicznej znaczne ilości rozтворów i gazów, które w wyniku migracji w kompleksach zasobnych w ekrany

ilaste mogły ulec znacznemu selektywnemu wzbogaceniu w metale. W dojrzałym stadium diagenetyki nie doszło w większości przypadków do utworzenia istotnej porowatości diagenetycznej. Nie rozwinął się zwłaszcza proces rozpuszczania pierwotnego spoiwa węglanowego lub siarczanowego, co może sugerować, że utworzone solanki opuściły układ od stref podwyższonego ciśnienia do obniżonego, czyli w kierunkach horyzontalnych.

Zgodnie z przyjętymi powszechnie poglądami, powstanie porowatości diagenetycznej poprzedza zakończenie procesu bituminizacji materii organicznej. Zatem wydaje się, że powstałe bituminy, z racji braku odpowiedniej porowatości, opuściły omawiany układ łącznie z solankami w kierunku stref obniżonego ciśnienia, jakimi mogły być obszary wyniesionego podłoża. Mechanizmem, który włączał omawiane solanki w młodsze obiegi, były zapewne ruchy waryscyjskie. Proces ten miał charakter stopniowy z jednoczesnym znacznym wzbogaceniem solanek w metale ciężkie i komponenty lęgujące, głównie chlorki.

4. Liczne okruchy wulkanitów w skałach karbońskich, obecność skał piroklastycznych (w tym w skałach najniższego karbonu) sugerują dewońsko-karboński wiek zjawisk wulkanicznych i ich synsedymentacyjny charakter.

W tych warunkach mogło dojść do bezpośredniego połączenia fluidów generowanych przez ogniska magmowe z wodami morskimi i utworzenia złóż typu „massive sulphide”. Złoża tego typu związane z wulkanizmem dewońsko-karbońskim znane są powszechnie z obszaru centralnej Europy (Meggen, Rammelsberg) oraz Półwyspu Iberyjskiego. Prawdopodobieństwo trafienia wierceniem w złoża tego typu na rozpatrywanych głębokościach jest bardzo niewielkie. Dla przykładu znane od kilkuset lat złoża w Rammelsbergu, posiadające zasoby siarczków polimetalicznych rzędu  $25 \times 10^6$  ton, występuje na obszarze zaledwie  $\frac{1}{3}$  km<sup>2</sup>.

W wulkanitach z profilu Kowalewo-1 nie stwierdzono mineralizacji siarczkowej. Żyłki piryto-ankeryto-chalkopirytowe obecne w osadowej partii karbonu z profilu Kowalewo-2 nie wykazują bezpośrednich powiązań z wulkanitami. Podobnie wypełnienia szczelin tektonicznych kalkytowo-kaolinitowo-hematytowe z chalkopirytem obecne w obrębie porfirów z profilu Nowa Rola IG-1 mają wyraźny charakter posttektoniczny. Tną one pod dużym kątem (około 70°) już skonsolidowaną i wcześniej zaburzoną formację. Z pełniejszą oceną roli metalogenicznej tych wulkanitów należy jednak wstrzymać się do czasu uzy-

skania obszerniejszych materiałów wiertniczych.

5. Stwierdzona w utworach karbońskich mineralizacja hydrotermalna typu żyłkowego pod względem ilości kruszców może być rozpatrywana jedynie jako przejaw mineralogiczny. Niemniej jednak, z uwagi na swoją powszechność, może ona wносить do bilansu geochemicznego skał ogromne ilości metali ciężkich. Ponadto wykazuje ona (szczególnie faza II) specjalizację pod względem miedzi; na jej podstawie można także określać rozległość i skalę procesów mineralizujących w epo-

ce waryscyjskiej. Żadne chyba utwory w Polsce nie są tak powszechnie i na tak znacznym obszarze pocięte przez żyłki hydrotermalne, jak skały karbońskie monokliny przedsudeckiej. Mineralizacja ta, podobnie jak znane mineralizacje pobliskich obszarów, wskazuje na możliwość znalezienia interesujących złóż typu żyłowego, szczególnie w zachowanych w znacznej części aureolach kontaktowych wokół granitoidów waryscyjskich, a także złóż związanych ze skałami wulkanicznymi.

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-ZŁOŻOWA SKAŁ CZERWONEGO SPĄGOWCA

Termin czerwony spągowiec (*Rotliegendes*) powstał jako określenie osadów kontynentalnych podścielających osady cechsztyńskie i w takim też znaczeniu jest on używany przez autora. Osady te mogą obejmować górną część karbonu; również górna granica czerwony spągowiec-cechsztyń jest diachroniczna (Visscher 1971). Na obszarze monokliny przedsudeckiej występuje w części profilu różnica kątowna, w innych luka sedymentacyjna pomiędzy dolnym lub górnym karbonem a poderuptywną formacją osadową autunu, lub też następuje znacząca zmiana uziarnienia osadów. Drobnoklastyczne osady górnego karbonu zostają zastąpione przez gruboziarniste osady autunu, w spągu którego pojawia się niekiedy zlepieniec bazalny. Katzung (1972) wiąże pojawienie się tego zlepienia z ruchami tektonicznymi, które określa jako „frankońskie”. Dla porównania: utwory stefañskie niecki północnosudeckiej przechodzą w sposób ciągły w osady dolnopermskie, w niecce śródsudeckiej zaś osady autunu leżą częściowo niezgodnie na osadach stefanu (Górecka 1970).

Dyskusyjność granicy pomiędzy utworami czerwonego spągowca a cechsztynu wzmacnia dodatkowo określanie przynależności stratygraficznej osadów tzw. „białego spągowca”. Osady te są uważane bądź to za rozpoczynające sedymentację morską cechsztynu (Wyżykowski 1964; Sokołowski 1967; Podemski 1970; Pryor 1971), bądź za kończące cykl sedymentacji czerwonego spągowca (Tomaszewski 1962; Aleksandrowicz, Jarosz 1971; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Nemeč, Porębski 1977; Speczik 1979b). Nie wdając się w szczegółowe dywagacje na ten temat, w świetle istniejących w literaturze dowodów petrograficznych, granulometrycznych, sedymentologicznych i ekologicznych można stwierdzić, iż ostatni z przedstawionych poglądów, że dolna część białych piaskowców ma związek z sedymentacją lądową, a górna z se-

dymencją płytkomorską, jest w pełni uzasadniony.

Cechą generalną tych osadów jest brak szczątków organicznych, wyjątek stanowią najwyższe części białego spągowca oraz zlepienia podstawowego. Stąd też, istniejące dotychczas schematy stratygraficzne czerwonego spągowca na tym obszarze opierały się na cechach litologicznych tych osadów, jak i kryteriach sedymentacyjno-diastraficznych. Podziały te zostały obszernie omówione w pracach Pokorskiego (1981b) i P. H. Karnkowskiego (1981), którzy przedstawili także własne propozycje podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca.

W okresie autunu, który charakteryzował się przewagą procesów wynoszących i denudacyjnych, osady klastyczne wykształciły się pełniej prawdopodobnie jedynie w południowej części monokliny w obrębie zapadliska zielonogórskiego i częściowo na równinie wrocławskiej i są reprezentowane głównie przez zlepienie, piaskowce i piaskowce zlepieńcowate. W obszarach przeławiania i pokrywania skał wylewnych występują także piaskowce i ilowce (Pokorski 1976). Z końcem autunu ruchy fazy saalskiej zainicjowały zjawiska wulkaniczne. Wulkanizm, jak i ruchy pionowe (gradient tektoniczny w rejonie Kaleje-Kłęka wykazuje amplitudę około 1000 m) ponownie odnowiły i zróżnicowały krajobraz (P. Karnkowski *et al.* 1978). W urozmaiconym morfologicznie środowisku akumulacja osadów klastycznych saksonu (w pobliżu stref wypiętrzonych) doprowadziła do utworzenia osadów gruboklastycznych, znoszonych przez okresowe rzeki tworzące strefy stożków napływowych i osadów deltowych (P. H. Karnkowski 1977, 1982). W strefach silnej subsydencji, w partiach centralnych basenów istniały zapewne okresowe lub stale jeziorzyska, w których transportowany rzekami materiał okrucho-



wy odkładał się w formacjach fluwialno-deltowych i zastoiskowych. Istotnym elementem kształtowania krajobrazu były także czynniki eoliczne, które redeponowały osady fluwialne. Sedymentację osadów saksonu w niektórych obszarach kończą utwory wydmowe, napotymano również na międzywarstwowe poziomy pochodzenia wydmowego (Wichrowska 1981; P. H. Karnkowski 1982).

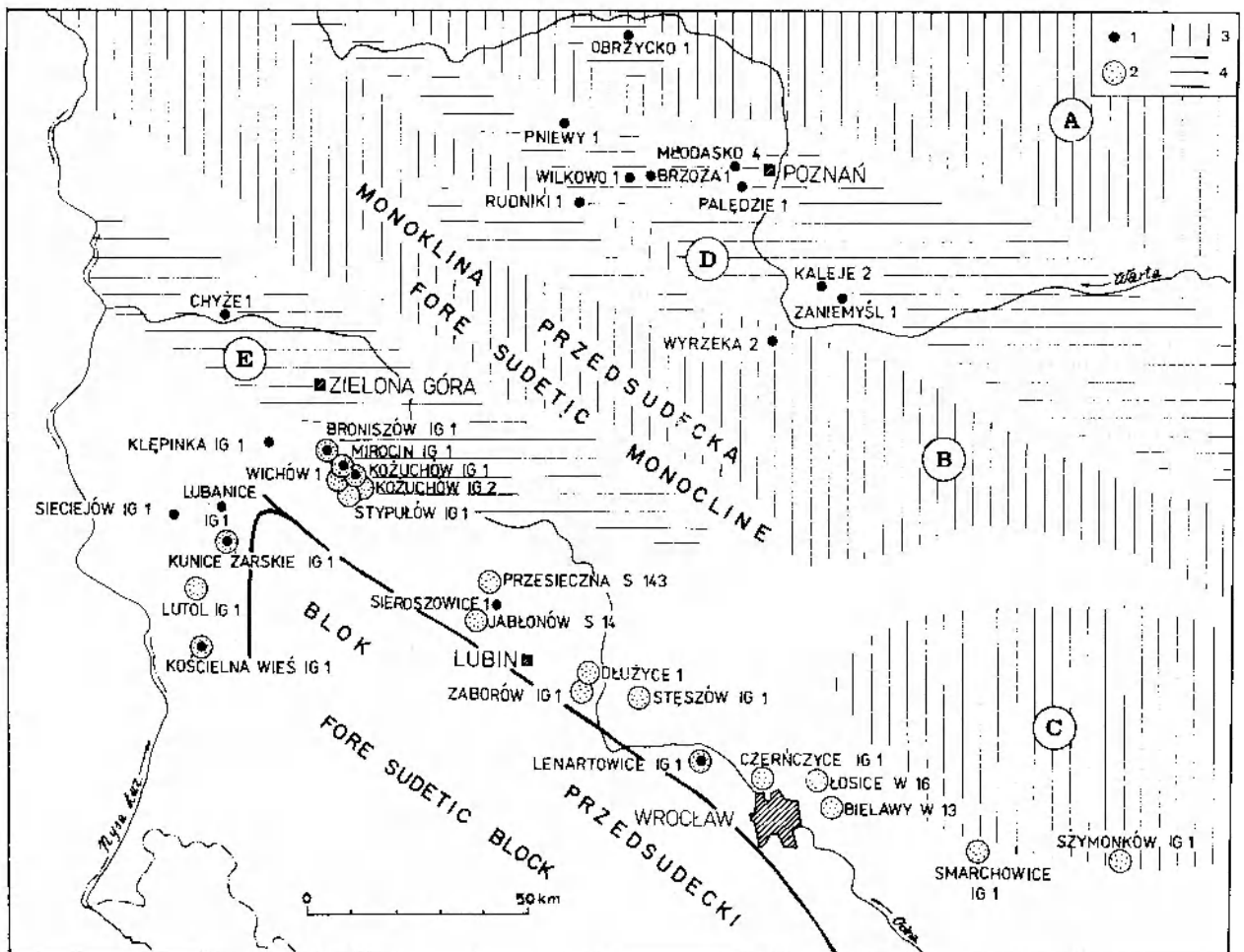
Utwory saksonu największą miąższość osiągają w zapadlisku zielonogórskim (500 m) i poznańskim (1000 m), natomiast brak ich w niektórych częściach jednostki Krotoszyn-Wolsztyn.

### SKAŁY KLASTYCZNE

Badaniami objęto serie klastyczne z kilkunastu profili wiertniczych (fig. 4) zlokalizowanych głów-

nie w południowej części monokliny przedsudeckiej bezpośrednio sąsiadującej ze złożem lubińskim. Nadto z uwagi na znaczenie metalogeniczne szczegółowo przebadano skały autuńskie występujące w bezpośrednim kontakcie z seriami karbońskimi lub starszym podłożem. Celem było rozpoznanie ewentualnych młodszych procesów epigenetycznych, które mogłyby obejmować zarówno młodsze, jak i starsze utwory podłoża monokliny przedsudeckiej.

W obrębie skał o teksturze psamitowej i aleurytowej, które dominują w badanych osadach rozpoznano dużą różnorodność typów petrograficznych od arenitów kwarcowych poczynając poprzez arenity arkozowe, subarkozowe, lityczne, sublityczne po waki kwarcowe i lityczne. Liczną grupę skał stanowią tu także skały klastyczne



**Fig. 4.** Lokalizacja badanych profili wiertniczych czerwonego spągowca. 1 – profile, w których przebadano skały wulkaniczne; 2 – profile, w których przebadano skały osadowe; 3 – obszary wyniesione w okresie czerwonego spągowca; 4 – obszary zapadlisk w okresie czerwonego spągowca. A – północna strefa fałdowań waryscyjskich; B – południowa strefa fałdowań waryscyjskich; C – wyniesienie kluczborskie; D – zapadlisko poznańskie; E – zapadlisko zielonogórskie (na podstawie mapy Karnkowskiego *et al.* 1978)

Situation of examined Rotliedendes boreholes. 1 – profiles with clastic rocks examined; 2 – profiles with volcanics examined; 3 – Rotliedendes paleoheights; 4 – Rotliedendes depressions. A – Northern Variscan Folded Area; B – Southern Variscan Folded Area; C – Kluczbork Uplift; D – Poznań Depression; E – Zielona Góra Depression (after Karnkowski *et al.* 1978)



pochodzenia wulkanicznego, jak tufy i tufity. W grupie skał ilastych wyróżniono między innymi: łupki ilaste, ilasto-mułowcowe, ilsto-żelaziste, iłowce i iłowce żelaziste. Ponadto stwierdzono zlepińce, zlepińce piaszczyste, a także sporadycznie wapienie sparytowe, mikrytowe oraz nieco częściej margle. Miejscami (Klępinka IG-1, W-16) stwierdzono także cienkie przewarstwienia skał węglanowych, jak i wstęgi oraz laminy skał siarczanowych.

Zarówno w profilach pionowych, jak i zwłaszcza pomiędzy nimi, dostrzega się duże zróżnicowanie ilościowego udziału skał o teksturach psefitowych, psamitowych, aleurytowych i pelitowych (*vide* Rydzewski 1968, 1970; Milewicz 1976; Bojarska 1978; Pokorski 1976; 1981a i inni). Podobne zróżnicowanie (aczkolwiek w większym stopniu o znaczeniu regionalnym) dotyczy składu petrograficznego opisywanych skał.

W południowej części monokliny przedsudeckiej wśród okruchów skał zaznacza się znaczny udział skał metamorficznych, osadowych i magmowych, w kierunku antyklinorium Żar także wulkanicznych. Na pozostałym obszarze dominują okruchy skał wulkanicznych nad metamorficznymi i osadowymi. W kierunku wschodnim i północno-wschodnim spada udział litoklastów. W profilach pionowych obserwuje się wzrost dojrzałości petrograficznej osadów i udziału skał drobnookruchowych.

Poza kwarcem, który jest dominującym składnikiem skał czerwonego spągowca, obecne są w różnym stopniu przeobrażone skalenie, fyllokrzemiany, węglany (kalcyt, dolomit), siarczany (anhydryt, gips, baryt), minerały ilaste (illit, kaolinit, dickit), tlenki żelaza, halit, polihalit oraz minerały akcesoryczne. Spoiwo badanych skał jest zmienne, zależne od ich tekstury: w skałach o teksturze psefitowej – typu masy wypełniającej i podstawowej; w skałach o teksturze psamitowej i aleurytowej – podstawowe, właściwe, rzadziej kontaktowo-porowe; w tufach i tufitach – właściwe i kontaktowo-porowe utworzone z chalcedonu, autogenicznego kwarcu, dolomitu i anhydrytu. W piaskowcach głównym składnikiem spoiwa jest illit dioktaedryczny, chloryt, kaolinit, dickit, kalcyt, dolomit, anhydryt, gips, baryt, w znacznej ilości tlenki żelaza, niewielki udział ma spoiwo kwarcowe. Minerały te występują w zmiennej ilości, a podstawowa zmienność dotyczy udziału illitu w stosunku do chlorytu i kaolinitu, dolomitu i siarczanów lub nieobecności niektórych z tych składników. Kulesza-Wiewióra (1982) tłumaczy obserwowaną zmienność składu

spoiwa ilastego różnicami w warunkach sedymentacji w środowisku kontynentalnym pustynnym i w basenach śródlądowych.

Struktury skał o teksturze psefitowej i psamitowej są zazwyczaj bezładne, nieuporządkowane, w niektórych przypadkach kierunkowe i laminowane. Barwa czerwona skał pochodzi w znacznej mierze od rozproszonego hematytu. Rozpoznano także obecność hydrohematytu i limonitu. Jasne refleksy wewnętrzne limonitu sugerują, że jego głównym składnikiem jest getyt. Pył hematytowy jest na ogół w miarę równomiernie rozproszony w skale, niekiedy koncentruje się w smugi podkreślające struktury sedymentacyjne. Często są również w piaskowcach wtórne skupienia hematytu o charakterze sieciowym, kratowym, oplatające ziarna mineralne, jak również żyłki mgławicowe oraz lokalne agregatowe przebarwienia. Ten typ występowania hematytu należy powiązać z przemieszczeniami diagenetycznymi. Szara, zielonkawa barwa części skał czerwonego spągowca może być tłumaczona obecnością chlorytu powstającego *in situ* kosztem hematytu i dolomitu (*vide* Grabowska-Olszewska *et al.* 1980).

Omawiane skały podlegały procesom diagenetycznym, z których najważniejszymi są: rekrytalizacja spoiwa i składników detrytycznych, wzrost stopnia automorfizmu kwarcu, krystalizacja minerałów autogenicznych, hematytizacja i karbonatyzacja. W skałach typu tufów i tufitów za najważniejsze należy uznać procesy sylifikacji, kalcytyzacji oraz impregnacji przez tlenki żelaza i anhydryt. Do form diagenetycznych należy zaliczyć także niektóre żyłki mgławicowe, krótkie strzałki mineralne wypełnione przez węglany i siarczany, żyłki warstwowe z kalcytem, dolomitem, anhydrytem i pirytem oraz agregatowe skupienia siarczanów, szczególnie częste w górnych partiach profilów.

Procesy epigenetyczne doprowadziły do utworzenia nielicznych żyłek hydrotermalnych zablizniających sieci spękań tektonicznych, wielokrotnie otwieranych i zabliznianych z korozyjnym działaniem roztworów następczych. W ich skład wchodzi węglany (kalcyt, dolomit), siarczany (anhydryt, gips, baryt), kaolinit (dickit), piryt (pl. V, 1 i 2), markasyt i sporadycznie chalkopiryty. Ponadto doprowadziły one do powstania epigenetycznego dickitu i dolomitu zablizniających interstycja międzyziarnowe w skale (Grabowska-Olszewska *et al.* 1974). W przypadku skał typu tufów i tufitów w niektórych przypadkach (*vide* Maliszewska 1981; jak i badania własne) stwierdzono metasomatozę hydrotermalną skał piro-

klastycznych przez roztwory hydrotermalne generowane przez macierzyste źródło magmowe. Doprowadziło to do nadania tym skałom znacznej zwięzłości oraz miejscami do zatarcia pierwotnych struktur osadowych.

Badania elektromikroskopowe (Grabowska-Olszewska 1974; Grabowska-Olszewska *et al.* 1980; Wiewióra-Kulesza 1982) pozwalają sądzić, że wzmiankowane procesy dia- i epigenetyczne w zmiennym stopniu wpłynęły na porowatość i przepuszczalność badanych skał, ograniczając, lecz nie likwidując pierwotnej ani też wtórnej porowatości. Zgodnie z badaniami tych autorów, jak i rozważaniami Sarkisyana (1971) główne składniki spoiwa: illit dioktaedryczny, chloryt i kaolinit, nie ograniczają w sposób istotny porowatości skał.

#### PROBLEMY METALOGENEZY SKAŁ KLASTYCZNYCH CZERWONEGO SPĄGOWCA

Skład skał klastycznych czerwonego spągowca i ich struktury sedimentacyjne wskazują na sedimentację typu kontynentalnego, z krótkim transportem przy udziale wód płynących i w pewnym stopniu wiatru w redepozycji osadów. Stąd też składniki klastyczne (materiał skał karbońskich i starszych oraz w pewnym rejonach wulkanicznych i osadowych autuńskich) były w nieznacznym stopniu zwietrzałe i przetworzone chemicznie. Płynące wody o dodatnim potencjale Eh nie były odprowadzane na zewnątrz systemu, a wsiąkając w porowate sedymenty mogły ługować metale wnikając w głębokie partie osadów. W interpretacji metalogenicznej tych sedymentów szczególnie ważne jest określenie genezy siarczanów i halogenków. Przyjęte interpretacje sedimentologiczne tych osadów (Glennie 1972; P. H. Karnkowski 1982) zakładają istnienie w centralnych partiach zbiornika systemów typu „shabka” lub „playa”, stąd też można interpretować obecność części anhydrytu, gipsu i halogenków jako składników pierwotnych osadu. Wskazuje na to również stosunek spoiwa typu siarczanowego lub siarczanowo-węglanowego do składników detrytycznych w wielu profilach. Większość tworzących się obecnie osadów kontynentalnych jest zasobnych w siarczany i halogenki.

Preparaty polerowane, przygotowywane przez autora do prac mineralogicznych, po pewnym czasie pokrywały się nalotem halogenków. W związku z tym przygotowano preparaty cienkie metodą bezwodną, które potwierdziły domniemane koncentracje halitu w osadach czerwonego spągowca. Zubożenie niektórych części osadów czerwonego spągowca w chlorki może być tłumaczone ich

ługowaniem na etapie wczesnej diagenety. Zasobne w chlorki wody o dodatnim potencjale Eh są uznawane powszechnie za płyny zdolne do znaczącego ługowania metali ze skał, przez które przechodzą (Carpenter 1968; Rose 1976). Źródła halogenków należy także upatrywać w solankach uwalnianych w trakcie diagenety osadów karbońskich i sukcesywnie włączanych w młodsze obiegi geochemiczne. Cztery poziomy halitowe, występujące w czerwonym spągowcu rejonu Hamburga, znajdują swoje objaśnienie w tego typu procesach (*vide* Falke 1976). Nie sposób także wykluczyć infiltracji siarczanów i chlorków z nadległych osadów cechsztyńskich. Mogło to jednak mieć miejsce jedynie w okresie transgresji morza cechsztyńskiego i ograniczone było do stropowych partii tzw. białego spągowca. Infiltracja na większą głębokość euksynicznych wód spowodowałaby znacznie rozleglejsze odbarwienie osadów. Podobnie należy wykluczyć infiltrację wód chlorkowych po okresie osadzenia łupku miedzionośnego (Davidson 1965), bowiem spowodowałaby ona znacznie większe przekształcenia jakościowe i ilościowe mineralizacji siarczkowych niż obserwowana zmienność w łupku miedzionośnym.

P. H. Karnkowski (1982) opisuje warstwy brekcji występujące w obrębie jasnych piaskowców, które zachowały intensywnie czerwoną barwę spoiwa. Transgresja cechsztyńska nie zlikwidowała tlenkowego środowiska związków żelaza. Dopiero powstanie warunków euksynicznych na niektórych obszarach sedimentacji łupku miedzionośnego spowodowało infiltrację wód dennych o ujemnym potencjale oksydacyjno-redukcyjnym, które przenikając w osady czerwonego spągowca powodowały redukcję związków chemicznych i odbarwienie osadów. Należy przypuszczać, że w początkowej fazie transgresji wody morskie redeponowały czerwone osady pozbawiając je częściowo tlenków żelaza. Miąższość strefy odbarwionej jest różna w zależności od rodzaju osadu: na północnym skłonie monokliny, gdzie dominuje facja ilasta, prawie nie obserwuje się odbarwienia osadu. Nie ma prostej zależności pomiędzy występowaniem łupku miedzionośnego a miąższością strefy odbarwionej, nie ma to także wpływu na miąższość łupku miedzionośnego. W piaskowcach strefa ta jest zmienna (od kilku do kilkudziesięciu metrów), a infiltracja wód cechsztyńskich zachodzi nie tylko w pionie, ale i w poziomie.

Przez długi czas czerwona barwa osadów kontynentalnych była interpretowana jednoznacznie jako wskaźnik suchego, pustynnego klimatu. Studia holoceni i plejstoceni osadów w rejonie Puerto Rico i w basenie Orinoko sugerują,

że osady czerwone mogą formować się także w wilgotnych i tropikalnych klimatach przez śródwarstwowe procesy przeobrażeń analogicznie do tych, dzięki którym tworzy się barwa osadów pustynnych (Van Houten 1968; Walker 1967a i b). Pytanie, które stawia się w tym przypadku, dotyczy kwestii, jak odróżnić osady czerwone powstałe w klimacie suchym (pustynnym) i wilgotnym (tropikalnym). Poczynione przez wzmiankowanych autorów porównania współcześnie formujących się osadów pustynnych („red bed”) Sonoran Desert (Kalifornia i północny Meksyk) z osadami Puerto Rico i basenu Orinoko wskazują, że zawartość ilościowa, forma i sposób występowania pigmentu żelazistego nie odróżniają ich od siebie. Zatem interpretacje klimatyczne muszą opierać się na bardziej pewnych wskaźnikach, jak struktury sedymentacyjne, flora, fauna i współwystępujące osady eoliczne lub ewaporaty. Poza barwą, interpretację badanych osadów jako kontynentalnych sugerują: obecność ewaporatów, struktury sedymentacyjne oraz utwory eoliczne spotykane głównie w stropowych partiach profilu. Może na to wskazywać również przewaga minerałów grupy illitu i montomorillonitu nad innymi minerałami ilastymi, charakterystyczna dla regionów suchych. Należy jednak zaznaczyć, że niemal wszystkie minerały ilaste są w pewnym osadach autogeniczne i oddają warunki przekształceń międzywarstwowych, nie zaś wietrzenia źródła.

Niezależnie od przedstawionej dyskusji powszechnie przyjmuje się, że w czerwonych osadach typu „red bed” pigment żelazisty jest produkowany *in situ* w osadach w wyniku śródwarstwowych przeobrażeń ziarn detrytycznych zawierających żelazo. Wyniki badań eksperymentalnych Bernera (1969b) nad zakresem stabilności tlenkowych minerałów żelaza, jak i prace Van Houtena (1968, 1972) mogą sugerować, że żółta i brązowa barwa poprzedzała barwę czerwoną w przypadku czerwonych osadów kontynentalnych. Zdaniem Van Houtena (1968) i Bernera (1969b) limonit jako forma przejściowa tworzy się niemalże we wszystkich warunkach wietrzeniowych, zaś transformacja żółtego koloru w czerwony miała miejsce blisko powierzchni ziemi w nasyconych wodą sedymentach. Barwa czerwona badanych skał ilastych jest barwą pierwotną i świadczy o pierwotnych warunkach klimatycznych, ponieważ w trakcie diagenety w czystym osadzie ilastym wpływ czynników pH i Eh jest nieistotny, zwłaszcza że osady tego typu w większości obserwowanych na monoklinie profilu są czerwone do samego swojego kontaktu z cechsztyńskimi osadami węglanowymi lub łupkiem miedzio-

nośnym. Ponadto wkładki ilaste występujące w obrębie białego spągowca zachowują na ogół barwę czerwoną.

Wyniki badań preparatów polerowanych, jak i analizy rentgenowskie sugerują, że w przypadku osadów czerwonego spągowca pigmentacja tlenkami żelaza nie ma charakteru jednorodnego ani mineralogicznie, ani ilościowo. Poza hematytem obecne są niekiedy w znacznej ilości hydrohematyt, limonit i getyt. W południowo-zachodniej części monokliny dominująca jest barwa brunatna – od zawartości limonitu (*vide* Rydzewski 1968). Do podobnych wniosków dochodzi na podstawie badań rentgenowskich i elektronomikroskopowych Grabowska-Olszewska (1974) oraz mikroskopowych Czerwonka *et al.* (1982). Stwierdzona przez Grabowską-Olszewską zmienność zawartości tlenkowych związków żelaza ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  od 0,21 do 2,04% i FeO od 0,06 do 1%) może sugerować, iż procesy przekształceń uwodnionych tlenków żelaza w znacznym stopniu zależały od warunków paleohydrologicznych. Uwalniająca się w procesach dehydratacji limonitu i getytu woda mogła być zasobna w metale ciężkie (pierwotnie zaadsorbowane przez żele tlenkowe). Roztwory te łącząc się z wodami wglębnymi i poruszając się w osadach dodatkowo stymulowały procesy ługowania metali. Charakterystyka strukturalno-teksturalna badanych żyłek hydrotermalnych, jak i prace Grabowskiej-Olszewskiej *et al.* (1980) i Chlebowskiego (1982), dotyczące występowania dickitu i dolomitu w osadach czerwonego spągowca, wskazują, że procesy epigenetyczne zachodziły w środowisku chemicznym odmiennym od swobodnego krążenia utlenionych wód meteorycznych. Wysunięta przez Chlebowskiego (1982) hipoteza o parahydrotermalnym pochodzeniu tej mineralizacji jest, jak się wydaje, w pełni uzasadniona. Wskazuje na to ścisły związek działalności tektonicznej i hydrotermalnej, jak i izochemiczny ze skałą macierzystą charakter mineralizacji. Obecność tej wyraźnie młodszej mineralizacji wskazuje, że opisane skały po etapie diagenety miały jeszcze znaczną porowatość umożliwiającą migrację wód reliktowych, w tym quasitermalnych (parahydrotermalnych). Wzmiankowany wcześniej (Speczik 1979a) brak związków metalogenicznych karbońskich żyłek hydrotermalnych z żyłkami czerwonego spągowca, jak się wydaje, popiera taką hipotezę.

#### SKAŁY WULKANICZNE

Wulkanizm autuński rozwinięty jako erupcje linearne jest znany i szeroko opisywany z terenu Sudetów, jak i ostatnio z podłoża monokliny

przedsudeckiej (Dziedzic 1958; Kozłowski 1963; Brzezicka 1965; Kłapciński, Kornas 1966; Piceluk, Wojtkowiak 1978; Ryka 1978, 1981; Siemaszko 1978, 1981; Speczik, Rydzewski 1983).

Wulkanity autuńskie występują na znacznym obszarze monokliny przedsudeckiej, przy czym największą miąższość osiągają w zachodniej części niecki zielonogórskiej (Ośno IG-2 ponad 700 m). Leżą one na skałach osadowych czerwonego spągowca, karbonu lub sporadycznie podłoża krystalicznego, a w niektórych profilach są przewarstwione osadową formacją śródwulkaniczną. Zdaniem Kłapcińskiego (1972) zaznacza się tu jeden cykl wulkaniczny, w dolnej części o charakterze zasadowym (melafiry, trachybazalty, trachity), w górnej części – kwaśnym (porfiry kwarcowe). Obserwowany w wielu profilach brak skał kwaśnych (rejon Nowej Soli i Wichowa) tłumaczy on erozją, której uległy wyższe partie profilów. Podobnie erozją tłumaczy Brzezicka (1965) brak skał zasadowych w rejonie Wschowej. Pracami petrograficzno-mineralogicznymi objęto próbki skał pochodzące z 22 profili wiertniczych. Część z nich została przedstawiona wcześniej (Speczik, Rydzewski 1983).

Badane skały ekstruzywne należą do dwóch zasadniczych typów teksturalnych.

Pierwszy z nich charakteryzuje tekstura holokrystaliczno-porfirówata, intersertalna i felzytowa, a w partiach skał o uporządkowanej strukturze bardzo często pilotaksytowa, co zaznacza się równoległym ułożeniem listewek albitowych w cieście skalnym. Często jest tekstura masywna, partiami fluidalna i migdałowcowa. Ten typ teksturalny jest charakterystyczny dla skał wulkanicznych z rejonu antyklinorium Żar, jak i zasadowych oraz obojętnych skał wylewnych z profili Wyżeka-2, Kaleje-4, Zaniemyśl-1 i Młodasko-4.

Drugi typ teksturalny cechuje skały typu ryolitów i alkalicznych ryolitów. Mają one teksturę hypokrystaliczną – porfirowatą o mikrokryształicznym niekiedy mikropoikilitowym tle skalnym. Nierzadkie są też skały o teksturze afirowej. Tekstury są w większości fluidalne, w mniejszej części bezładne i nieuporządkowane. Tekstura mikropoikilitowa omawianych skał uwarunkowana jest obecnością w tle skalnym mikrolitów skaleni wykształconych w formie bardzo drobnych żerdeń rozmieszczonych w allotriomorficznej masie, głównie kwarcowej. Ten typ teksturalny cechuje między innymi skały z profili Wilkowo-1, Połudzie-1, Obrzycko-1, Brzoza-1, a także Wschowa-2.

Prakryształy w większości omawianych skał są nieliczne i w znacznym stopniu zastąpione przez

minerały wtórne. Na podstawie ich kształtów, jak i śladów łupliwości, zbliżniczeń oraz reliktyw pierwotnych minerałów można sądzić, że w przypadku skał pierwszego typu teksturalnego były to w większości plagioklasy, pirokseny, w tym pirokseny rombówce, amfibole, biotyt oraz oliwiny (pl. V, 3). Można tu wyróżnić profile lub ich partie, w których zdecydowanie przeważają pseudomorfozy poskaleniowe; są i takie, w których udział pseudomorfoz po minerałach femicznych jest większy lub równoważny z ilością pseudomorfoz poskaleniowych. Drugi typ teksturalny charakteryzuje obecność prakryształów kwarcowych i skaleniowych. Prakryształy kwarcu są auto- i hipautomorficzne, niekiedy zaokrąglone z licznymi zatokami korozyjnymi. Ostatnie badania Kozłowskiego (1982) stawiają pod znakiem zapytania ich powstanie przez resorbcję magmową. Wokół prakryształów nierzadko obserwuje się obwódki kwarcowe o zgodnej orientacji optycznej. Mają one rozmyte, przenikające się granice na kontakcie z ciastem skalnym i nierzadko zawierają żerdkowe mikrolity skaleni, ułożone równoległe do wewnętrznej granicy kryształów kwarcu (pl. V, 4). Prakryształy skaleni o postaciach w większości tabliczkowych należały prawdopodobnie częściowo do plagioklazów. W nielicznych lepiej zachowanych osobnikach udało się zidentyfikować oligoklaz. W niektórych profilach rozpoznano w miarę dobrze zachowane kryształy skalenia potasowego (Rudnik-1 i Pniewy-1).

Głównym składnikiem ciasta skalnego w obu typach skał jest albit, w formie drobnych listewek 0,03-0,05 mm dla pierwszego typu teksturalnego i nieregularnych owalnych, ksenomorficznych ziarn dla drugiego. Ciasto skalne utworzone jest ze zrekrytalizowanego w różnym stopniu szkliwa wulkanicznego w zmiennym stopniu impregnowanego tlenkami żelaza. Pozostałymi pierwotnymi składnikami ciasta skalnego są żerdki skalenia potasowego i ziarna kwarcu, których liczba wzrasta w przypadku skał o teksturze mikrokryształicznej. W większości obserwowanych przypadków w skałach drugiego typu teksturalnego następuje spadek zawartości tlenków żelaza impregnujących spoiwo, a co za tym idzie, zmiana barwy od czarnobrunatnej, brunatnej, poprzez jasnoróżową, do szarej i szaroróżowej.

Omawiane skały charakteryzuje występowanie pęcherzyków i miaroli, których liczba i wielkość są zmienne dla poszczególnych profili, jak i dla ich części. Skały drugiego typu teksturalnego są zasadniczo pozbawione miaroli lub posiadają je w niewielkiej ilości. Pęcherzyki nie przekraczają

z zasady 2-3 mm średnicy, większe pęcherzyki są charakterystyczne dla górnych partii potoków lawowych. W przeciwieństwie do urozmaiconego składu wypełnień pęcherzyków wulkanitów z obszaru antyklinorium Żar (Speczik, Rydzewski 1983) zasadniczo ubogie są pęcherzyki skał kwaśnych, zawierające jedynie kwarc, kaolinit, sporadycznie zeolity, anhydryt i gips.

Na podstawie analizy petrograficznej, a także w wybranych przypadkach wyników analizy chemicznej i przeliczenia składu normatywnego (CIPW), w badanych profilach wyróżniono następujące typy skalne: trachity, ryolity, ryolity alkaliczno-skalenkowe, lity, dacyty, ryodacyty, andezyty i bazalty (klasyfikacja Streckeisen 1968). Odmienne zróżnicowanie skał wulkanicznych monokliny przedsudeckiej osiągnęła Siemaszko (1978, 1981), stosując klasyfikację Rittmana (1973). Skały tu występujące zalicza ona do czterech grup petrograficznych według przeważającego w danej

grupie typu petrograficznego, tj.: trachitów, ryodacytów, dacytów i bazaltów. Obserwowana zmienność skał od bazaltów litytowych, andezytów litytowych, bazaltów toleitowych i tefrytów do ryolitów alkalicznych i trachitów alkalicznych upoważniły Rykę (1978) do wysunięcia przypuszczenia, że na obszarze monokliny przedsudeckiej mogą występować pełne cykle wulkaniczne, podobnie jak na obszarze sudeckim.

Poza zmiennością składu mineralnego i cech teksturalnych, omawiane skały wulkaniczne wykazują różnorodność i zmienność procesów przeobrażeń i przekształceń, jakim podlegały. Wydaje się, że rodzaj i charakter tych procesów zależał w głównej mierze od pierwotnego składu mineralnego i chemicznego badanych skał. Siemaszko (1978) stwierdza, że każdej z wyróżnionych czterech grup petrograficznych odpowiada określony zespół procesów przeobrażeń. Podobna zależność rodzaju przeobrażeń od typu petrograficznego

PROCESY PRZEDBRAZEŃ Processes of alteration		ANTYKLINORIUM ŻAR Anticlinorium of Żary	ZAPADLIŚKO ZIELONOGÓRSKIE, CENTRALNA CZEŚĆ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ Zielona Góra depression and central part of the Fore-Sudetic Monocline	PÓŁNOČNA CZEŚĆ MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ Northern part of the Fore-Sudetic Monocline
Fenakryształy Phenocrysts	Albityzacja 1	██████████	██████████	██████████
	Okwarcowanie 2	██████████	██████████	██████████
	Karbonatyzacja 3	██████████	██████████	██████████
	Hematytyzacja 4	██████████	██████████	██████████
	Serpentytacja 5	██████████	██████████	██████████
	Kaolinityzacja 6	██████████	██████████	██████████
	Serycytacja 7	██████████	██████████	██████████
	Uralityzacja 8	██████████	██████████	██████████
	Chlorytacja 9	██████████	██████████	██████████
	Stopień zastąpienia prakryształów Degree of phenocrysts alteration	Głównie pseudomorfozy, nieliczne relikty plagioklazów i piroksenów Mainly pseudomorphs, relicts of plagioclase and pyroxene rare	Pseudomorfozy z licznymi relikami fenokryształów Pseudomorphs with numerous relicts of phenocrysts	Głównie prakryształy kwarcowo-skalenkowe Mainly quartz and feldspar phenocrysts
Ciasto skalne Matrix	Albityzacja	██████████	██████████	██████████
	Karbonatyzacja	██████████	██████████	██████████
	Zeolityzacja 10	██████████	██████████	██████████
	Hematytyzacja	██████████	██████████	██████████
	Serycytacja	██████████	██████████	██████████
Główne typy petrograficzne Main petrographic types	przeważające major	lity, trachyandezyty, bazalty, andezyty	dacyty, ryodacyty, trachity	ryolity, alkaliczno-skalenkowe ryolity
	podrzędne minor	ryolity, ryodacyty	ryolity, trachybazalty, bazalty	lity, trachybazalty
Przewaga cech teksturalnych Dominant textural features	Pierwsza grupa teksturalna First textural group	Druga grupa teksturalna Second textural group		

Fig. 5. Główne typy petrograficzne oraz związane z nimi procesy przeobrażeń w autuńskich wulkanitach podłoża monokliny przedsudeckiej

Main petrographic types and processes of alteration in Autanian volcanics of the basement of the Fore-Sudetic Monocline. 1 – albitization; 2 – silicification; 3 – carbonatization; 4 – hematitization; 5 – serpentinization; 6 – kaolinitization; 7 – serycitization; 8 – uralitization; 9 – chloritization; 10 – celadonitization

nawet w obrębie jednego profilu wiertniczego (w którym występuje kilka typów skalnych) została zauważona przez Speczika i Rydzewskiego (1983).

Ryka (1978) z wykreślonych izolinii albityzacji wnioskuje, że w zachodniej części niżu istniały centra podwyższonego stopnia albityzacji odpowiadające większym miąższościom skał wylewnych. Wiąże je z tzw. plamami gorąca i widzi w nich źródło płynów hydrotermalnych powodujących albityzację.

Na podstawie omawianych badań, jak również wyników prac innych autorów, przedstawiono regionalną zmienność obserwowanych procesów autometasomatozy hydrotermalnej (fig. 5).

Albityzacja jest procesem, który wyraził się najsilniej w stosunku do omawianych skał wulkanicznych. Można jednakże zauważyć, że proces ten jest wyrażony pełniej w skałach bardziej zasadowych, gdzie dotyczy on zarówno prakryształów, jak i całości tła skalnego, w mniejszym stopniu w skałach kwaśnych, jakkolwiek ilościowo mocniej zaalbityzowane są skały kwaśne i obojętne oraz zasadowe północnego skłonu monokliny przedsudeckiej. Okwarcowanie wpłynęło w większym stopniu na zmianę chemizmu skał wylewnych o pierwotnym składzie obojętnym i zasadowym, głównie z uwagi na znacznie większą w tych skałach liczbę i rozmiary pęcherzyków.

Karbonatyzacja dotknęła badane skały w bardzo zmiennym stopniu. Wydaje się, że jest ona silniej wyrażona w odniesieniu do stropowych partii potoków lawowych (Rydzewski 1968). Skały północnego skłonu monokliny przedsudeckiej cechuje na ogół nieznaczne zaawansowanie procesów karbonatyzacji.

Intensywność hematytyzacji wzrasta od ryolitów w kierunku dacytów, przy czym zanotowano także procesy odwrotne – zubożenia w żelazo, co zaznaczyło się odbarwieniem skał (Młodasko-4 i Brzoza-1). Hematytyzacja w obrębie pseudomorfoz jest wyrażona silniej w skałach zasobnych w minerały ferromagnezowe. Procesy serpentynizacji, uralizacji, a także inne rzadziej spotykane formy zastępowania minerałów ferromagnezowych najsilniej wyrażone są w skałach obojętnych i zasadowych z obszaru antyklinalium Żar; w obszarze centralnym i północnego skłonu monokliny są one spotykane rzadziej. W kierunku północnym rolę ich przejmują procesy chlorytyzacji, które najsilniej wyrażone są w skałach z rejonu Wyrzeki, gdzie chlorytyzacja obejmuje tak prakryształy, jak i tło skalne.

Podobnie przedstawia się rola procesów sery-

cytyzacji i kaolinityzacji. Procesy te zaznaczające się tylko w nieznacznym stopniu w rejonie antyklinalium Żar, są widoczne w obszarze centralnym i wyraźne na północnym skłonie monokliny przedsudeckiej, gdzie dotyczą zarówno tła skalnego, jak i prakryształów w obrębie skał kwaśnych tego obszaru. Mówiąc o roli pewnych procesów należy oczywiście mieć na uwadze, że serpentynizacja nie może przeobrażać skał kwaśnych, podobnie jak chlorytyzacja w rejonie północnym dotyczy skał obojętnych i zasadowych. Wyjaśnienie to jest konieczne dla zrozumienia ogólności przedstawionych rozważań.

#### MINERALIZACJA KRUSZCOWA

Omawiane skały wulkaniczne są często silnie spękanе, a biegnące w różnych kierunkach szczeliny wypełnione są: kwarcem, węglanami, hematytem, z nieznacznym udziałem adularu, anhydrytu i barytu. Do akcesorycznych składników tych żyłek należy zaliczyć piryt, markasyt i chalkopiryt. Zaobserwowano, że procesy karbonatyzacji, sylikacji i hematytyzacji są wyrażone silniej w pobliżu kontaktu żyłek ze skałą otaczającą. Interesujące przejawy mineralizacji kruszcowej napotkano w profilach Kozuchów IG-1, Kunice Żarskie IG-1, Lubanice IG-1 i Wyrzeka-2. W profilu Kozuchów IG-1 stwierdzono obecność nieznacznych ilości chalkopirytu, galeny, pirytu, tetraedrytu, chalkozynu i kowelinu. Minerale kruszcowe stwierdzono w żyłkach węglanowo-kwarcowych zablizających spękania w wulkanicie, a także jako minerały akcesoryczne biorące udział w wypełnieniu kilku miaroli. Stwierdzono także chalkopiryt w formie drobnych mikrolitów sporadycznie wypełniających zakątki pomiędzy listewkami albitu tła skalnego. Sposób występowania kowelinu sugeruje, że wspólnie z limonitem stanowi on wynik wtórnych przeobrażeń minerałów kruszcowych.

W profilach Kunice Żarskie IG-1 i Lubanice IG-1 interesująca mineralizacja epitermalna związana jest z górnym kontaktem pomiędzy wulkanitami a skałami osadowymi. W profilu Lubanice IG-1 stwierdzono obecność chalkopirytu, galeny i tetraedrytu. Mineralizacja ta występuje w cienkich węglanowo-kwarcowo-barytowych żyłczkach grubości od 2 do 3 mm, związanych ze strefą endokontaktu. W wierceniu Kunice Żarskie IG-1 mineralizacja występuje w strefie egzokontaktu w piaskowcach sąsiadujących ze skałą wulkaniczną. Żyłki grubości ok. 5 mm wypełnione są przez kalcyt, ankeryt, kwarc, chalcedon, baryt i minerały kruszcowe: piryt, markasyt, chalkopiryt, bor-



nit, sfaleryt i chalkozyn. Żyłki te były otwierane i wypełniane w dwóch etapach. W pierwszym etapie narastały pryzmatyczne kryształki kwarcu, obrastane przez hipautomorficzne i ksenomorficzne węglany oraz baryt, w drugim etapie szczelina wypełniana była przez kalcyt i automorficzne kryształki kwarcu stanowiące centralne partie żyłki oraz minerały kruszcowe.

Wymienione mineralizacje nie są zbyt obfite, podczas gdy mineralizacja napotkana w profilu Wyrzeka-2 w niektórych jego partiach jest pospolita. Rozpoznano tu chalkopiryt, chalkozyn i akcesorycznie galenę i tetradryt. Minerały kruszcowe stwierdzono zarówno w żyłkach kalcytowo-anke-rytowo-kwarcowych grubości do 2 cm zablźniających spękania w skale wulkanicznej, jak i w formie rozproszonej w tle skalnym, a także w wypełnieniach miaroli (pl. V, 5 i 6). W odróżnieniu od minerałów kruszczowych występujących w miarolach w innych, omówionych wcześniej profilach minerały kruszcowe stanowią tu wczesne stadia mineralizacji i wypełnienia.

Wystąpienia w tle skalnym to izolowane, nieregularne strzępki białego izotropowego chalkozynu i sporadycznie chalkopiryty rozlokowane pomiędzy listewkami albitowymi, pospolicie obecne w niektórych partiach profilu wiertniczego. W żyłkach minerały kruszcowe mają na ogół zarysy ostre, partiami kształty rozbudowane, dopasowujące się regularnie do wolnych przestrzeni pomiędzy minerałami płonnymi. Nie zaobserwowano korozji i zastępowania na kontakcie minerałów kruszczowych i niekruszczowych (które stanowią podstawową masę żyłek), natomiast chalkopiryt jest miejscami korodowany przez pozostałe minerały kruszcowe.

#### PROBLEMY METALOGENEZY WULKANITÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Za najistotniejsze cechy metalogeniczne tych skał należy uznać ich genezę, a co za tym idzie, pierwotny skład, procesy przeobrażeń, jakim one podlegały, i ewentualnie związane z nimi przejawy mineralizacji kruszczowej.

Siemaszko (1978) na podstawie następstwa skał wylewnych sądzi, że są to dyferencjaty magmy o składzie bazaltu toleitowego w szeregu pacyficznym, o częściowo zmienionym składzie na skutek sializacji, na co wskazuje obecność trachitów. Ku podobnemu pogładowi skłonili się Speczik i Rydzewski (1983). Ryka (1978) nawiązując do prac Eingensfelda i Schwaba (1974) zalicza oma-

wiany wulkanizm do wulkanizmu peryorogenicznego na platformie paleozoicznej, co odpowiada prowincji subhercyńskiej Falkego (1976). Wysuwa on przypuszczenie, że skały wulkaniczne na obszarze monokliny przedsudeckiej mogą stanowić produkt krystalizacji nietypowej magmy zawierającej niecałkowicie zasymilowane fragmenty skał osadowych i szczątki organiczne. Wskazywałoby to na krótki interwał czasu od mobilizacji stopu magmowego do jego ekstruzji. Wydaje się, że generalnie nieduża zawartość prakryształów w badanych skalach, a także częstota struktur afirowych w derywatach kwaśnych potwierdzają przypuszczenie, że ewolucja magmy nie zdołała w pełni osiągnąć stadium intratellurycznego, gdy nastąpiła faza ekstratelluryczna.

Wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego wulkanitów sudeckich wykonane przez J. Lisa i M. Sylwestrzaka (metoda K-Ar) wskazują dla części wulkanitów na wiek (160 mln lat) młodszy od autunu, co może być tłumaczone procesami albityzacji oraz innymi przeobrażeniami hydrotermalnymi lub hipergenicznymi. Część wyników (300 m.y.) wskazuje na wiek starszy od autunu, co sugeruje obecność niecałkowicie zhomogenizowanych skał preautuńskich (*vide* Ryka 1978). Ultramikroskopowe badania defektoskopii skał wylewnych z monokliny przedsudeckiej (Waleńczak 1979) wskazują na obecność w ich pierwotnym spoiwie bliżej niezidentyfikowanych struktur organicznych. Obecność reliktywnych struktur osadowych w skałach kwaśnych północnego skłonu monokliny przedsudeckiej została zaobserwowana także w niniejszych badaniach.

Omawiane skały wulkaniczne noszą piętno bardzo szerokich i głębokich nieizochemicznych przeobrażeń deuterycznych. Na podstawie analiz chemicznych i przeliczenia ich zgodnie z klasyfikacją CIPW można odnieść wrażenie, że wszystkie ogniwa dyferencjacji magmy typu bazaltu toleitowego są tu obecne, podczas gdy pierwotny skład tych skał odpowiadał w znacznej części bazaltom i andezytom. Podobny pogląd był reprezentowany przez Nowakowskiego (1967) oraz Speczika i Rydzewskiego (1983). Jak to zostało zauważone wcześniej, autohydrotermalne procesy metasomatyczne dotknęły w znacznie większym stopniu skały typu bazaltów, a jedynie w nieznacznym stopniu kwaśne ogniwa cyklu typu ryolitów czy ryodacytów. Wydaje się zatem, że znaczna część pośrednich członów cyklu wulkanicznego (dacyty, ryodacyty) może być rezultatem przeobrażenia autometasomatycznego zasadowych ogniwa, a nie dyferencjacji magmy pochodzącej z jednego ogni-



ska magmowego. Na podstawie obserwacji litologicznych profili wiertniczych skał wylewnych z południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej wydaje się, że w niektórych przypadkach nie doszło w ogóle do ekstruzji kwaśnych lub też zasadowych ogniów cyklu.

Zgodnie z modelem wulkanizmu opartym na tektonice płyt bimodalny charakter wulkanitów może być tłumaczony dwojako. Zdaniem Lorenza i Nichollsa (1976) w wyniku kolizji płyty zachodniej Europy z płytami Europy południowej, na południowym i północnym brzegu płyty zachodnio-europejskiej zachodziła subdukcja litosfery. Pomiedzy strefami subdukcji z płaszczą wzniosły się diapiry, będące źródłem bimodalnego wulkanizmu autuńskiego – bazaltów płaszczą i ryolitów skorupy. Bimodalny charakter wulkanitów jest również interpretowany jako wskazujący na istnienie zjawisk tensyjnych (Burke i Dewey 1973; Sawkins, Burke 1980).

Przedstawiony przez Rykę (1981) schemat ewolucji cyklu wulkanicznego bazujący na modelu Blacke'a *et al.* (1965), jak się wydaje, odpowiada zebrany faktom. Zgodnie z tym modelem magma bazaltowa wzbogacona w gazy wylała się na powierzchnię poprzez systemy głębokich spękań formując starsze ogniwo cyklu wulkanicznego. Kolejna porcja lawy zubożona w składniki lotne nie osiągnęła powierzchni, natomiast spowodowała procesy anatektyczne mobilizując magmę o granitowej kompozycji, która zmieszana z lawą bazalną dała pośrednie ogniwa typu dacytów i ryodacytów. Dalsza dostawa ciepła z wnętrza ziemi do strefy anatektycznej spowodowała ekstruzję magm ryolitowych i alkaliczno-ryolitowych. Autor zasadniczo przyjmuje rozważania Ryki (1981). Wydaje się jednak, że mimo możliwości istnienia ogniwa pośredniego z magmą typu dacytowego i ryodacytowego większość obserwowanych skał pośrednich jest rezultatem przeobrażeń deuterycznych magmy o charakterze bazaltowym.

Od wielu lat toczą się dyskusje nad rolą, jaką odgrywały lub też mogły odgrywać wulkanity dolnopermskie w formowaniu cechsztyńskich złóż rud miedzi rejonu Lubina, Sieroszowic i Rudnej. Rola tych skał, widzianych jako pierwotne źródło metali ciężkich, była wielokrotnie dyskutowana przez Lisiakiewicza (1959), Ekierta (1960), Wyżkowskiego (1964) i wielu innych. Opisane skały wykazują wiele analogii do toleitowo-bazaltowo-ryolitowego magmatyzmu tarczy kanadyjskiej (Mac Geehan, Mac Lean 1980; Jolly 1980) i platformy Fidzi (Colley, Greenbaum 1980), które zawierają duże złoża typu „massive sulphi-

de”. Analogie te oraz rodzaj obserwowanych przeobrażeń mogłyby zatem predysponować te skały jako źródło tego typu złóż, a nie – jak to było sugerowane – typu „porphyry ore”. Jednak i ta możliwość winna być odrzucona. Złoża typu „massive sulphide” są bowiem charakterystyczne dla warunków eugeosynklinalnych, a proces ich powstawania zakłada mieszanie się płynów hydrotermalnych z wodą morską (Ch. A. Anderson 1969; Tvalchrelidze 1976).

Jest zatem bardziej prawdopodobne, że omawiane wulkanity reprezentują tzw. „interplate”, magmatyzm związany ze strefą porzuconego ryftu, który zdaniem Burka (1973) był odbiciem wczesnych stadiów powstawania Atlantyku. Zwłaszcza że stwierdzone na monoklinie przedsudeckiej centra albityzacji skał wulkanicznych są związane z istnieniem tzw. plam gorąca (Ryka 1978). W tym ujęciu ryft ten mógłby znaczyć początek nowej tektogenezy, być może związanej z formowaniem się aulakogenu środkowopolskiego. Również możliwe jest, że rozładowywał on naprężenia związane z uprzednią kompresją geosynkliny waryscyjskiej.

Przykładem złóż związanych z plamami gorąca i ryftami na platformach są olbrzymie toleitowe, maficzne kompleksy Bushveld (RPA), Keweenawan, Stillwater i Duluth (USA) i Sudbury (Kanada), z którymi związane są największe w świecie złoża miedzi, niklu i platyny.

Dla tego typu magmatyzmu zaistnienie okruszcowania typu Cu-Ni w omawianym obszarze może okazać się cechą regionalną ogniwa zasadowego w przypadku upłynnienia geochemicznie anomального materiału płaszczą (*vide* Sawkins 1972). W przypadku ogniwa kwaśnego – starszych złóż metali dowolnego typu. Można sądzić, że na obszarze przedsudeckim kwaśne dyferencjaty były generowane przez kilka ognisk magmowych. Nie mniej ważne znaczenie plam gorąca i ryftów polega na dostępności energii termicznej. Podgrzane wody dowolnego pochodzenia decydują o intensywności ługowania metali ciężkich, możliwości transportu i precypitacji, a więc – o powstaniu wielu typów złóż.

Biorąc pod uwagę zaobserwowane przeobrażenia badanych wulkanitów za najbardziej interesującą kruszcowo strefę należy uznać rejon Wyrzeki. Zanotowane tu silne procesy chlorytyzacji, obecność epidotu, a także pospolitość minerałów kruszcowych mogą sugerować obecność procesów propilityzacji. W pozostałych obszarach wystąpienia minerałów kruszcowych mają jedynie znaczenie mineralogiczne.

Oddzielny problem genetyczny wiąże się z rolą procesów egzogenicznych, które oddziaływały na opisane skały wylewne. W wielu miarolach, szcze-linkach, szczególnie w górnych partiach potoków lawowych powszechnie obserwowana jest obecność anhydrytu, halitu, sporadycznie gipsu i materiału detrytycznego. Powstanie tych minerałów można wiązać częściowo z migracją wód typu „intrastratal” o charakterze solankowym. Wydaje się, że kwaśne, wyżej położone ogniwa cyklu zostały w większym stopniu dotknięte tymi pro-

cesami niż zasadowe, dotyczy to również cienkich pokryw lawowych. Jednakże rola tych procesów w ewentualnym wylugowaniu składników metalicznych z tych skał nie jest, jak się wydaje, decydująca.

Jak wynika z przedstawionych powyżej rozważań, skały wylewne tego obszaru nie mogą być uznane za jedyne i podstawowe źródło metali ciężkich dostarczonych do zbiornika cechsztyńskiego.

## CHARAKTERYSTYKA GEOCHEMICZNA BADANYCH SKAŁ

Przeprowadzona analiza geochemiczna uzupełnia wcześniejsze prace (Górecka *et al.* 1977, 1978; Kłapciński *et al.* 1975; Sachanbiński 1980), które koncentrowały się na skałach krystalicznych i granitoidach strefy środkowej Odry i bloku przedsudeckiego. Badaniom poddano skały ze wszystkich rozważanych profili wiertniczych, dla których nie istniały wcześniejsze analizy geochemiczne. Zatem skoncentrowały się one na skałach osadowych karbonu i osadowo-wulkanicznego kompleksu czerwonego spągowca. Na podstawie wzmiankowanych powyżej prac przyjęto, że najbardziej znaczące dla charakterystyki geochemicznej tych osadów są zawartości B, V, Cr, Cu, Zn i Pb. Zmienności uzyskane wcześniej dla innych pierwiastków, szczególnie w odniesieniu do skał osadowych stanowiących większość przedstawionych badań, nie były tak istotne. Bor i wanad uznano za najlepsze wskaźniki środowiska sedimentacji morskiej, przy znanych przeciwstawnych skłon-

nościach w przypadku boru do koncentracji w reszkowych produktach dyferencjacji magmowej, a wanadu w skałach zasadowych. Chrom wybrano w związku ze stwierdzonymi uprzednio generalnie anomalnymi koncentracjami. Miedź, cynk i ołów to główne z punktu metalogenezy obiekty dociekań o różnej specjalizacji geochemicznej względem skał magmowych: miedź – skały zasadowe, cynk – zasadowe, pośrednie kwaśne, ołów – głównie kwaśne.

Interpretację rezultatów analizy geochemicznej oparto na danych zawartych w pracach Turekiana i Wedepohla (1961), Taylora (1964), Polańskiego i Smulikowskiego (1969).

Analiza geochemiczna skał krystalicznych objęła próbki pochodzące ze skał o różnym stopniu metamorfizmu, od silnie zdiagenezowanych skał z profilu Kłępinka IG-1, po mezozonalnie przeobrażone skały z profilu Wężowice IG-1 i Jagodzin-1 oraz granodioryty z profilu Laskowice

**Tabela 5.** Średnie zawartości wybranych pierwiastków śladowych w składach krystalicznych monokliny przedsudeckiej (g/t)

Average contents of some trace elements in the crystalline rocks from the Fore-Sudetic Monocline (ppm)

Profil – Profile	Głębokość (m) Depth	Typ petrograficzny Petrographic type	V	Cr	B	Zn	Pb	Cu
Lutol IG-1	1474,0	łupek kwarcowo-łyszczkowy	36	55	10	8	3,5	5,5
Jagodzin-1	2589,0	łupek kwarcowo-łyszczkowy	60	280	16	8	7	8
Zakowo-3	2285,0	fyllit	73	160	18	8	14	4,5
Łuczyna-2	1676,0	zieleniec	36	207	4	15	11,5	5
Kaniów-1	1378,2	granit	62	220	105	3	13	2
Kłępinka IG-1	646,0	łupek ilasty	26	90	10	5,5	105	80
Laskowice IG-1	1759,1	gnejs granodiorytowy	20	150	7	4	10	21
Laskowice IG-1	1780,0	granodioryt	75	190	12,5	6,5	17	10,5
Wężowice IG-1	1508,1	łupek kwarcowo-skalieniowy	70	250	25	6,5	17	28
Dobrzeń-1	1612,0	łupek biotytowy	150	340	9	4	3	4
Jenkowice-1	1577,6	łupek ilasty sphyllityzowany	50	200	18	7	26	9

IG-1 i Kaniów-1 (tab. 5). Zmienność uzyskanych wyników jest prawdopodobnie wynikiem różnego stopnia przeobrażenia badanych skał, jak i odmiennego składu materiału wyjściowego. Zawartości Zn, Pb i Cu są zasadniczo niższe od średnich z wyjątkiem profilu Klępinka IG-1, gdzie wyższa zawartość Cu jest efektem obecności własnej fazy mineralnej. Zawartości Cr i V są w normie lub nieco podwyższone, co zapewne jest rezultatem pierwotnie osadowego charakteru większości skał wyjściowych lub mieszanego typu gra-

nitoidów. Obniżoną zawartość wanadu w niektórych próbkach można interpretować jako wynik rozpadu połączeń metaloorganicznych wanadu i węgla. Bardziej prawdopodobne jest jednak, że w tym przypadku uzyskano wynik skrajnie niski. Sachanbiński (1980) przy znacznie podwyższonej zawartości wanadu dla granitoidów wrocławskich wskazuje jednocześnie na znaczną dyspersję jego zawartości. Zawartości boru odpowiadają jego skłonnościom do migracji w warunkach metamorficznych. Duże zawartości boru stwierdzono

**Tabela 6.** Średnie zawartości wybranych pierwiastków śladowych w osadowych skałach karbońskich monokliny przedsudeckiej, w g/t

Average contents of some trace elements in the Carboniferous sediments of the Fore-Sudetic Monocline (ppm)

Profil – Profile	Głębokość (m) Depth	Typ petrograficzny Petrographic type	V	Cr	B	Zn	Pb	Cu
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kaleje-2	3513.3	arenit lityczny	34	110	5	10	5,5	3,5
Poznań-1	3640.1	arenit kwarcowy	45	100	13	10	4	1,5
Janowo-6	1865.1	mułowiec	74	90	48	4	2	3
Siekierki-3	4113.8	arenit sublityczny	45	90	13	6	7	2
Obrzycko-3	4250.0	arenit sublityczny gruboziarnisty	28	70	21	3,5	13	2,5
Kaleje-4	3585.1	arenit sublityczny	64	120	19	4	9	8,5
Klęka-14	3292.1	waka sublityczna	95	150	21	13	10	3,5
Brodnica-1	3114.2	arenit kwarcowy	18	55	21	10	8,5	1,5
Rokitnica-3	3670.5	waka kwarcowa	100	225	25	5	21	6,5
Kaleje-5	3464.5	mułowiec	145	140	11	2,5	36	< 1
Krzykosy-1a	3927.1	arenit kwarcowy	46	85	12	3,5	6	< 1
Zbąszynek IG-3	3225.5	arenit kwarcowy	10	60	21	5	8,5	6,5
Zbąszynek IG-3	3313.9	arenit kwarcowy	< 10	< 10	90	9	5	8
Wycisłowo IG-1	2797.4	mułowiec	150	390	52	8	5,5	130
Wycisłowo IG-1	3024.2	arenit kwarcowy	< 10	< 10	58	65	5,5	25
Siciny IG-1	2317.8	tuf	30	105	27	85	36	4,5
Siciny IG-1	2613.3	wapień marglisty	46	380	7	8	25	4,5
Kalisz IG-1	3422.5	iłowiec	54	140	30	8	13	1,5
Kalisz IG-1	3482,4	waka lityczna	42	152	27	15	11,5	6
Września IG-1	5189,3	mułowiec	160	280	24	8	122	225
Września IG-1	5441,2	waka lityczna	20	140	5,5	10	45	1,5
Szymonków IG-1	1161,5	łupek ilasty	45	175	6	1,5	10	6
Szymonków IG-1	1104,7	arenit skaleniowy	< 10	365	2,7	2,5	200	24
Czerńczyce IG-1	1140,5	okruch wulkanitu ze zlepieńca	16	60	1	1,5	4	3
Czerńczyce IG-1	1158,7	waka sublityczna	36	170	2	1,5	1,5	2
Babimost-1	2602,0	waka lityczna	50	140	30	8	500	15,5
Baszyn-1	1871,1	waka lityczna	56	115	63	20	17	2,5
Wierzchowice-4	1722,8	waka sublityczna	46	185	21	20	40	122
Brzostowo-1	1676,5	waka lityczna	65	140	112	3	8,5	2
Wierzchowice-1	1781,3	waka kwarcowa	42	80	74	15	8,5	3,5
Milicz-1	1798,4	mułowiec	90	290	67	8	360	6
Kowalewo-2	1470,0	porfir kwarcowy	< 10	96	18	8	10	2
Kowalewo-1	1427,0	porfir kwarcowy	< 10	115	74	20	13	2
Kowalewo-1	1553,0	waka lityczna	80	100	15	13	13	4,5
Henrykowice-3	1710,1	waka lityczna mułowcowa	90	190	95	8,5	24	5
Smarchowice IG-1	1439,0	waka lityczna drobnoziarnista	40	180	28	7	17	36
Wołczyn IG-1	1929,0	waka lityczna	95	145	11	13	40	8
Wołczyn IG-1	2148,0	iłowiec węglisty	95	280	10	5	290	17
Pogorzela-4	2010,4	waka subarkozowa	15	< 20	155	16	26	21
Dąbrowa-1	1716,5	arenit skaleniowy	78	280	100	6,5	35	5,5

w granitoidzie z profilu Kaniów-1. Uzyskane wyniki dla skał metamorficznych zasadniczo korespondują z rezultatami Sachanbińskiego (Kłapciński *et al.* 1975; Sachanbiński 1980), aczkolwiek z racji większej ilości analiz uzyskał on znacznie pełniejsze zmienności.

Znacznie szersze były badania w odniesieniu do osadowych skał karbońskich (40 prób; tab. 6). Wykazały one, że skały te cechują zasadniczo niższe zawartości Cu, Zn i Pb w stosunku do oczekiwanych. Anomalne zawartości tych metali w niektórych próbkach wyraźnie korespondują przestrzennie z partiami profili zawierającymi objawy działalności endogenicznej (np. Września IG-1 gł. 5189,3 m, Smarchowice IG-1 gł. 1439,0 m). Podwyższone w tych strefach zawartości metali dotyczą głównie Pb i Cu, co pokrywa się z wynikami analizy mineralogicznej. Duże zawartości chromu i wanadu w większości analizowanych próbek wskazują na morski charakter osadowych serii karbońskich. W tych skałach, które w stosunku do innych przeszły znacznie wyższy stopień przeobrażeń diagenetycznych, nierzadko stojących na pograniczu metamorfizmu (zaobserwowano obniżenie zawartości wanadu w otworach Wycisłowo IG-1, gł. 3024,2 m; Zbąszynek IG-3, gł.

3313 m; Pogorzela-4, gł. 2010,4 m), co może być interpretowane jako rezultat rozpadu połączeń metaloorganicznych w związku ze wzrostem temperatury. Obniżenie zawartości wanadu w tych próbkach jest kompensowane podwyższeniem zawartości boru, co może sugerować istnienie frontu hydrotermalnego.

Duże zawartości chromu w niemalże wszystkich próbkach wskazują, iż potencjał oksydacyjny był ujemny na wszystkich etapach rozwoju skał karbońskich. Sześciowartościowy jon chromu jest bowiem bardzo mobilny w warunkach podwyższonego potencjału oksydacyjnego. Zawartość boru jest w normie lub nieco poniżej, co może być interpretowane jako wynik stosunkowo silnej diagenetyzacji części osadów. Wcześniejsze badania geochemiczne osadowych serii karbońskich były mniej liczne, niemniej jednak korespondują one z wynikami tutejszych badań. Względne koncentracje wanadu i chromu w niektórych próbkach sięgają 100 (*vide* Górecka *et al.* 1977).

Wulkaniczne skały czerwonego spągowca charakteryzują się zbliżonymi do normy zawartościami chromu i wanadu i podwyższonymi w niektórych próbkach zawartościami boru, co można tłumaczyć wpływem procesów metasomatycznych

**Tabela 7.** Średnie zawartości wybranych pierwiastków śladowych w skałach osadowych i wulkanicznych czerwonego spągowca na monoklinie przedsudeckiej, w g/t

Average contents of some trace elements in the Rotliegendes sedimentary and volcanic rocks of the Fore-Sudetic Monocline

Profil – Profile	Głębokość (m) Depth	Typ petrograficzny Petrographic type	V	Cr	B	Zn	Pb	Cu
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kunice Żarskie IG-1	928,8	trachit kwarcowy	36	80	34	6,5	4	250
Kunice Żarskie IG-1	971,0	ryolit	48	200	40	7	26	20
Koźuchów IG-1	892,0	dacyt	48	230	18	8,5	28	51
Koźuchów IG-1	903,6	dacyt	52	155	12,5	11	11	72
Mirocin IG-1	810,5	ryolit	57	260	40	11	260	2,5
Lenartowice IG-1	847,0	trachit kwarcowy	74	165	12,5	10	35	5
Kościelna Wieś IG-1	966,8	trachybazalt	74	290	4,5	< 1	23	5
Brzoza-1	3562,5	ryolit	56	50	5	1,5	4	3
Wyrzeka-2	2614,5	trachit	74	160	9	6	8	3
Młodasko-4	3838,8	ryolit	64	370	8,5	6	70	3,5
Zaniemyśl-1	3449,2	trachybazalt	38	120	6	1,5	40	1
Lubanice IG-1	716,5	andezyt	104	290	5,5	10	26	27
Lubanice IG-1	789,0	andezyt	80	160	70	15	36	7,5
Łosice W-16	1486,6	arenit kwarcowy	8	< 10	8,5	30	12	< 1
Broniszów	784,0	arenit sublityczny	20	< 10	19	30	8	5,5
Bielawa W-13	1250,2	arenit sublityczny o spoiwie wapienistym	14	< 10	14	10	22	1
Koźuchów IG-2	926,6	arenit kwarcowy	12	< 10	9	10	4,5	3
Dłużyce IG-1	920,0	arenit kwarcowy	8	< 10	16	50	5,5	6
Przesieczna S-143	876,6	arenit sublityczny	14	< 10	12	140	12	3
Jabłonów S-14	575,5	arenit kwarcowy	14	< 10	19	18	6,5	2,5

(tab. 7). Przy niskich zawartościach cynku część prób wykazuje nieco podwyższone zawartości ołowiu i miedzi. Osadowe skały czerwonego spągowca wykazują niskie zawartości wszystkich anali-

zowanych pierwiastków charakterystyczne dla osadów typu kontynentalnego. Jedynie jedna próbka (Przesieczna IG-1) ma nieco podwyższoną zawartość cynku.

## METALOGENEZA NA TLE ROZWOJU GEOLOGICZNEGO PODŁOŻA PODCECHSZYŃSKIEGO MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Rozwój geologiczny i metalogeniczny badanego obszaru przedstawiono zgodnie z modelem tektoniki płyt.

Literatura dotycząca związku pomiędzy tektoniką płyt a zjawiskami metalogenicznymi jest dzisiaj już bardzo obszerna. Powstawanie większości złóż endogenicznych, jak i złóż ropy naftowej i węgla, jest objaśnione na gruncie tektoniki płyt (Guild 1972; Pereira, Dixon 1971; Sawkins 1972, 1976; Harańczyk 1973; Hamilton 1978). Zmiany, jakie wnosi tektonika płyt do pozycji większości złóż w klasycznym ujęciu metalogenicznego rozwoju geosynklin, są stosunkowo nieznaczne (*vide* Smirnow 1969). W szczególności neguje ona możliwość istnienia złóż typu regeneracyjnego (Schneiderhön 1962), a także przesuwają miejsce złóż cyny typu granitoidowego z końcowych na wczesne stadia rozwoju geosynkliny (geokliny).

Niezależnie od czynionych założeń można przyjąć, że rozwój geologiczny omawianego obszaru był policykliczny, o typie regeneracyjnym, w którym występowały na przemian stadia geosynkлинаalne i platformowe lub quasisplatformowe.

Gotyjski rozłam ryftowy spowodował oderwanie części subkontynentu wschodnioeuropejskiego, którego zachodnie części (Masyw Czeski, wschodniośląbski) – zdaniem Pożaryskiego i Kotańskiego (1979) – zostały później włączone w formie mikrokontynentów w skład późniejszych orogenów. W omawianym obszarze brak dowodów na istnienie podłoża dalslandzkiego, aczkolwiek miogeosynkлинаalny charakter bajkaldów małopolskich może sugerować istnienie miejscami sialicznego podłoża. Słabo zmetamorfizowane utwory wendu lub górnego ryfeju występują w Sudetach Zachodnich i na Łużycach. Za strefę eugeosynkлинаalną geosynkliny starobajkalskiej można uznać metaargility i metakonglomeraty z otoczkami skał ultrasadonowych nawiercone w cokole masywu górnośląskiego (Kotas 1973; Ślącza 1976). Śladów istnienia dna oceanicznego wieku starobajkalskiego można się doszukiwać również w Sudetach (skały zasadowe i ultrasadonowe otoczenia bloku sowiogórskiego). Terrygeniczne osady bajkalskie zostały w ostateczności sfaldowane i czę-

ściowo przeobrażone. Cykl bajkalski był na ogół cyklem nie zakończonym, a ruchy bajkalskie stanowiły tylko stadium przygotowawcze do konsolidacji dokonanej podczas ruchów kaledońsko-waryscyjskich.

Wyróżnianie prekambryjskiej epoki metalogenicznej w omawianym obszarze z racji słabego jeszcze rozpoznania geologicznego ma w dużej mierze charakter spekulacyjny. Podobnie jak zaliczanie większości formacji skalnych do fundamentu starokrystalicznego. Mezozonalny charakter metamorfizmu, a co za tym idzie znaczne przeobrażenie pierwotnej mineralizacji kruszcowej, jak i obecność młodszych (nałożonych) faz mineralizacji w dużym stopniu maskuje pierwotny charakter mineralizacji. Rozpatrując cały obszar geosynkliny bajkalskiej można jednak sądzić, że jej rozwój metalogeniczny był w miarę pełny. Za utwory mineralne stadium inicjalnego, związanego z powstawaniem ryftu, można uznać mineralizację cynową wieku prekambryjskiego znaną z przedgórza Gór Kruszcowych – Halsbrücke (Baurman, Tischendorf 1978).

Prekambryjska epoka metalogeniczna na całym świecie jest niezmiernie zasobna w złoża miedzi, zarówno te związane z bazaltami (Lake Superior), jak i z przeobrażonymi w różnym stopniu piaskowcami (White Pine, USA, i złoża rodezyjskie). Istnienie w omawianym obszarze głębokich rozłamów, a także terrygeniczno-wulkaniczny charakter osadów prekambryjskich nie przekreślają możliwości znalezienia tego typu złóż.

W świetle przedstawionych badań za utwory prekambryjskie w omawianym obszarze można uznać skały krystaliczne położone bezpośrednio w strefie metamorfizmu środkowej Odry, nawiercone między innymi w profilach Kątna-1, Jagodzin-1 i Wężowice IG-1. Stwierdzone tu mineralizacje kruszcowe, a także mezozonalny charakter metamorfizmu nie rokuje możliwości znalezienia ważniejszych złóż metali. Mineralizacja typu zmetamorfizowanego reprezentowana jest przez skupienia pirytu, markasytu i hematytu, pochodzące z rekrytalizacji pierwotnie występującej w skałach osadowych mineralizacji syn- i diagenetycznej

(Pogalewo Wielkie i Jędrzychówek). Innym typem stwierdzonej tu mineralizacji jest mineralizacja metasomatyczna generowana w procesach metamorficznych (I faza mineralizacji z profilu Wężowice IG-1). Mineralizacja typu hydrotermalnego, stwierdzona w żyłkach w obrębie gnejsów i granodiorytów (Kątna-1 i Laskowice IG-1), na podstawie swojego stosunku do tych skał została uznana za młodszą, nałożoną na starsze skonsolidowane skały; przypisano jej wiek waryscyjski.

Nie udało się zatem stwierdzić istotnych przejawów mineralizacji związanych z bajkalskim okresem rozwoju geosynkliny na rozpatrywanym obszarze. W świetle wyników uzyskanych na innych obszarach nie należy jednak takiej możliwości wykluczać, zwłaszcza w odniesieniu do skał o niższym stopniu metamorfozy.

Otwarcie nowej geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej nastąpiło na przełomie proterozoiku i paleozoiku. Przejawy wulkanizmu inicjalnego tego wieku znane są z Gór Kaczawskich, Jesztedzkich i z bloku przedsudeckiego. Formacja spilitowo-keratofirowa zachowała się w różnych miejscach Sudetów Zachodnich i na Łużycach. W niektórych obszarach obserwuje się rozwój policykliczny geosynkliny, w innych monocykliczny. W strefie renohercyńskiej specyficzny reżim geosynklinalny o charakterze przechodzącym panował zarówno w cyklu kaledońskim, jak i waryscyjskim (Chain 1974). Proces „spreadingu” trwał w ordowiku, sylurze, aż po środkowy dewon. Miejscami (Sudety Zachodnie, jednostka Krotoszyn-Wolsztyn) po środkowym dewonie doszło do kompresji geosynkliny i pewnego metamorfizmu części osadów starszych. W okresie tym geosynklina paleozoiczna była zapewne silnie zróżnicowana na intrageoantykliny i intrageosynkliny, na co wskazuje charakter petrograficzny osadów. Formacje węglanowe otworów Sieciejów IG-1, Kłepinka IG-1 i Jelenin-1 tworzyły się zapewne w strefach intrageoantyklinalnych lub odpowiadających masywom wewnętrznym. Osady fliszowe w dewonie górnym i dolnym karbonie z przejawami wulkanizmu inicjalnego w Sudetach Wschodnich świadczą o otwarciu się tej gałęzi geosynkliny i odsuwaniu się Sudetów od masywu górnośląskiego. Na przełomie dewonu i karbonu miałyby rozpocząć się subdukcja płyty oceanicznej basenu sedymentacyjnego waryscydów ku południowi pod Masyw Czeski (Cwojdziański 1980). Efektem tego zjawiska ma być formacja fliszowa powstająca w rynnowatych obniżeniach o silnej subsydencji, towarzyszących strefom wypiętrzonym.

Utwory paleozoiczne aż po dolny, a miejsca-

mi i górny karbon zostały sfałdowane w czasie ruchów śródkarbońskich. Zdaniem Deweya i Burke'a (1973) główne deformacje zakończyły się przed końcem westfalu. W dalszej kolejności tworzyły się osady najwyższego karbonu i autunu o charakterze molasy. Po ruchach saalskich wieńczących rozwój waryscyjski rozpoczął się cykl rozwoju platformowego obejmujący sakson, będący jeszcze przedmiotem niniejszych rozważań. Z uwagi na fakt, że na znacznej części omawianego obszaru rozwój geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej był monocykliczny, można mówić o kaledońsko-waryscyjskiej epoce metalogenicznej, aczkolwiek zjawiska metalogeniczne związane z epoką kaledońską na omawianym obszarze podłoża monokliny przedsudeckiej nie zostały bliżej rozpoznane.

Na obszarze Sudetów obecność mozaiki wcześniejszych skonsolidowanych masywów, warunkująca specyficzny rozwój sedymentacji geosynklinalnej, ograniczała rozwój magmatyzmu inicjalnego wieku kaledońskiego. Niemniej jednak izostatyczne ruchy wcześniej skonsolidowanych bloków mogły powodować rozłamy i wdzieranie się magmy. Tego typu kaledoński magmatyzm inicjalny rozpoznano w Górach Kaczawskich i metamorfiku kłodzkim; w Sudetach znane są złoża pirytowe w Wieściszowicach uznane przez Harańczyka (1976) za związane z formacją spilitowo-keratofirową tego wieku. Bloki te mogły spełniać w późniejszym okresie rolę tzw. masywów wewnętrznych „middle massifs” (Szczegłowski 1971). Z krawędziami tych masywów wiąże się obecność znacznej ilości hydrotermalnych złóż Zn-Pb-Cu, zarówno na peryferiach rozpatrywanego obszaru, jak i w Alpach (Petrascheck 1976; Kazański, Szczegłowski 1976).

Na terenie centralnej Europy doszło przed środkowym dewonem do wylewów wulkanitów o charakterystycznym bimodalizmie spilitowo-keratofiorowym (Pouba 1971; Lehmann 1972). Zjawiska wulkaniczne na Półwyspie Iberyjskim miały miejsce nieco później, na przełomie dewonu i karbonu (Sawkins, Burke 1980). Wulkanizm ten jest źródłem złóż Zn i Pb w Rammelsbergu i Meggen, pirytów miedzionośnych w Rio Tinto (Hiszpania) oraz złóż siarczkowych Zn-Pb-Cu i tlenkowych Fe i Mn znanych z czeskich Jesioników. Interesujące przejawy mineralizacji hydrotermalnej nawiercone ostatnio w pasmie krakowidów w utworach syluru i dewonu są, jak się wydaje, kolejnym etapem rozwoju podmorskiego wulkanizmu kaledońskiego (Harańczyk 1976). Mineralizacja metasomatyczno-hydrotermalna typu impregnacyjnego rozpoznana w profilu Święciechowa-1

odpowiada zapewne temu etapowi rozwoju geosynkliny paleozoicznej. Inne mineralizacje w utworach staropaleozoicznych Żakowo-1, 3 i 4 z racji swego stosunku do wcześniej zmetamorfizowanych skał uznane zostały za młodsze.

Kaledońska epoka metalogeniczna rozwinęła się znacznie szerzej na terenie norwesko-szkocko-irlandzkiej gałęzi kaledonidów. Odnacza się ona na terenie Norwegii silnym rozwojem magmatyzmu inicjalnego i ekstruzywnego oraz słabo wykształconym wulkanizmem postorogenicznym. Wulkanizm ten doprowadził do utworzenia niewielkich złóż chromitów oraz dużych złóż pirytów miedzionośnych występujących w formacji spilitowo-keratofrowej. Przez analogię obecności podobnych mineralizacji możemy się doszukać na północ od zapadliska pomorskiego w przypuszczalnej strefie kaledońskich internidów i eksternidów (Znosko 1981). Niewielkie skupienia chromitów w Sudetach wiążą się także z epoką kaledońską.

Waryscyjska epoka metalogeniczna miała podstawowe znaczenie dla metalogenezy rozpatrywanego obszaru. Po przeanalizowaniu waryscyjskiego rozwoju magmatyzmu w geosynklinie paleozoicznej wydaje się, że należy zaliczyć ją do geosynklin drugiego typu „wierchojańskiego”, ze słabo rozwiniętym magmatyzmem inicjalnym i metalogenezą wczesnych stadiów i silnie rozwiniętym magmatyzmem, wulkanizmem i metalogenezą późnych i finalnych postorogenicznych stadiów rozwoju (Smirnow 1969). We wczesnym metalogenicznym stadium rozwoju geosynkliny waryscyjskiej wulkanizm inicjalny zaznaczył się – jak wspomnieliśmy – jedynie na terenie Sudetów. Można jednak przypuszczać na podstawie znacznej zawartości Cr, Ni w osadowych skałach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej, jak i znacznej liczby okruchów zasadowych i obojętnych skał wulkanicznych w materiale petrograficznym tych skał, że był on znacznie szerzej reprezentowany. Wydaje się, że podobnie jak w Centralnej Europie i na Półwyspie Iberyjskim, wulkanizm ten związany był z okresem od górnego dewonu po dolny karbon. Wulkanizm górnokarboński – głównie kwaśny – (Kowalewo-1 i 2, Września IG-1) przestrzennie odpowiada strefom, które zostały następnie ponownie uaktywnione w trakcie ruchów saalskich. Wskazuje na to między innymi skład petrograficzny górnokarbońskich skał klastycznych z północnej i południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej.

Istnienie hipotetycznej subdukcji płyty oceanicznej wraz z lokalnie ją spajającymi strefami fałdowymi pod mikrokontynenty południowej Eu-

ropy ma wielkie znaczenie dla interpretacji metalogenezy rozpatrywanego obszaru. W opinii Pożaryskiego i Kotańskiego (1979) strefa subdukcji miałaby być położona na północ od jednostki Krotoszyn-Wolsztyn, w osi subsydencji kulmu. Uzyskany rozkład pola paleogeotermicznego na przedpolu Sudetów, jak i zmienność facjalna osadów namuru i westfalu w sąsiedztwie bloku przed-sudeckiego i jednostki Krotoszyn-Wolsztyn oraz obszarów przyległych (Kłapciński *et al.* 1975; Grocholski 1975; Anderson 1975; Speczik 1980) potwierdzają związek zjawisk geotektonicznych na przedpolu Sudetów z ruchem płyt litosfery. Co prawda, ich przebieg miał zapewne charakter bardziej złożony od klasycznego modelu subdukcji. Zebrane obserwacje oraz porównania ze strefą reno-hercyńską (Weber 1978) pozwalają sądzić, że miało tu miejsce łuskowe podsuwanie się (subfluence), położonej na północ od strefy rozłamowej Dolska, płyty pod jednostkę Krotoszyn-Wolsztyn (fig. 6I). Ruch z północy na południe mógł być skompensowany przez nieznaczne płaszczowinowe nasunięcie strefy renohercyńskiej na przedpole w trakcie ruchów młodowaryscyjskich. Może na to wskazywać położenie czoła waryscydów oraz sytuacja geologiczna w profilach wiertniczych bezpośrednio sąsiadujących ze strefą rozłamową Dolska (Donatowo-1, Dolsk-1, Września IG-1).

Rozważając znane podstawowe typy kontaktów płyt (Ernst 1969) można stwierdzić, jak się wydaje, że w opisanym przypadku na północ od strefy subfluencji ukształtowała się w środkowym namurze miogeosynklina, oddzielona łukiem wysp (strefa Krotoszyn-Wolsztyn) od marginalnych basenów na południu. W związku z tym można by oczekiwać wylewów zasadowych wulkanitów i związanych z nimi koncentracji Fe i Cu (*vide* Smirnow 1969, 1974) w obszarze odpowiadającym mniej więcej rozłamowi Dolska. Koncepcja ta nie została jeszcze potwierdzona wierceniami.

Wzmiankowany ruch płyty ku południowi został w pośrednim (batolitowym) stadium rozwoju geosynkliny waryscyjskiej zarejestrowany powstaniem szerokiego pasa intruzji waryscyjskich ciągnących się od intruzji granitu Żułowej, granitu strzeńskiego poprzez intruzje granitoidów szprotawskich, strzegomskich po gubińskie. Proces wytopienia tych granitoidów rozpoczął się zapewne w związku z ruchami sudeckimi lub kruszcogórkimi, podczas gdy ostateczny czas ich konsolidacji może w niektórych przypadkach być późnowaryscyjski. Litofilny charakter związanych z tymi granitoidami złóż (Sn, W, U), a także znaczna

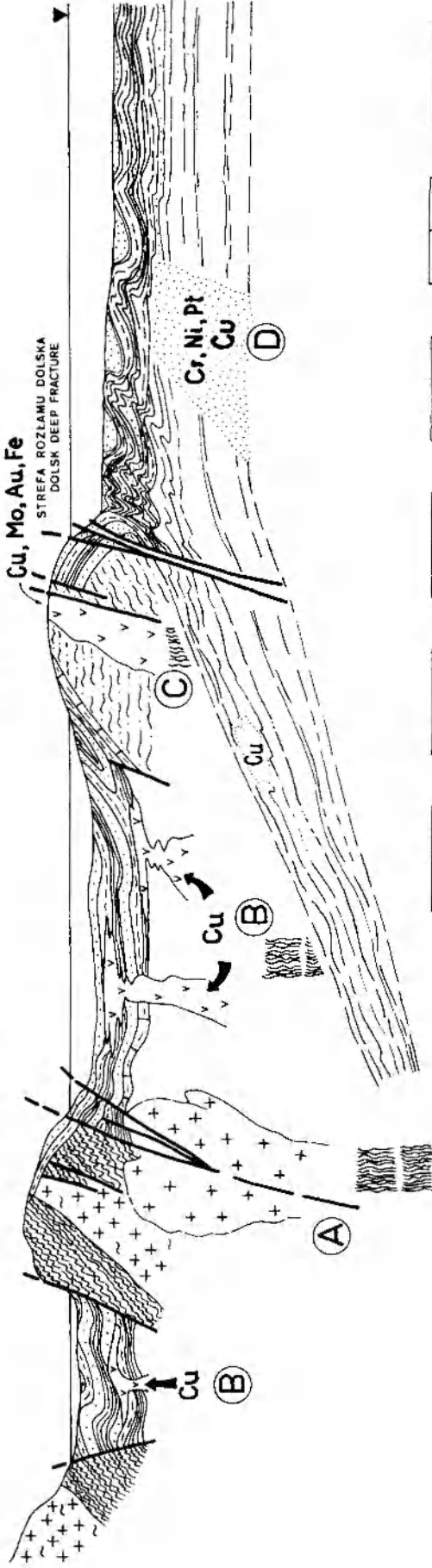


FORE-SUDETIC BLOCK

FORE-SUDETIC MONOCLINE

STREFA ROZŁAMU ODRY  
ODRA DEEP FRACTURE

JEDNOSTKA KROTOSZYŃ-WOLSZTYN  
KROTOSZYŃ-WOLSZTYN ELEVATION



NIECKA PÓŁNOCNOSUDECKA  
NORTH-SUDETIC DEPRESSION

ZAPADLIŚKO ZIELONEJ GÓRY  
ZIELONA GÓRA DEPRESSION

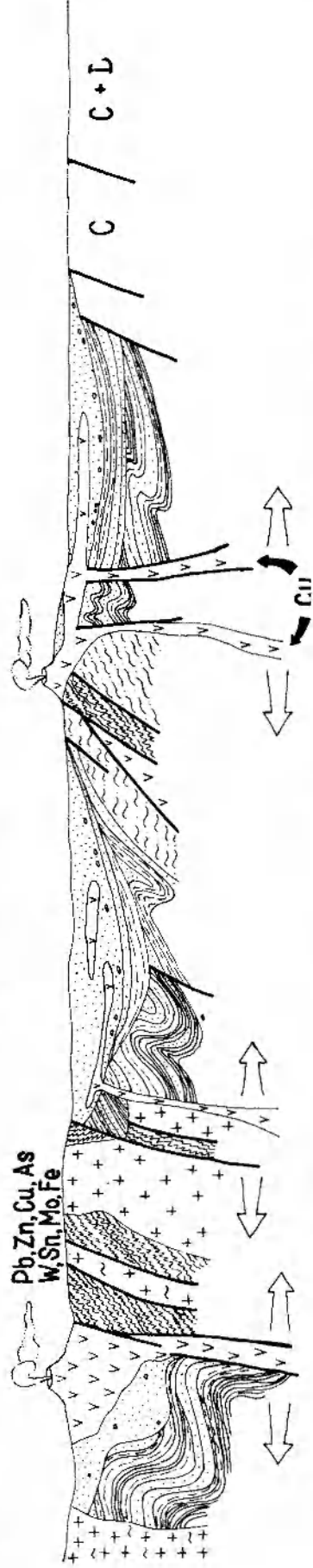


Fig. 6. Metalogeneza a rozwój geologiczny obszaru przedSUDECKIEGO: I - po ruchach kruczogórskich, II - scylek autunu; A - Początkowe stadium formowania się granitoidów strzegomskich, strzelimskich oraz Środkowej Odry; B - zasadowy wulkanizm dolnokarboński; C - wulkanizm obojętno-kwaśny (górnokarboński) w strefie uformowanego łuku wysp; D - wulkanizm spilitowo-bazaltowy w rejonie porzyczonego rytu, prawdopodobnie dewońskiego i - prawdopodobnie granitoidy i granitoidy; 2 - epirietalno tęcz-  
ne skały starozwój paleozoiku 3 - Devon; 4 - karbon; 5 - wartyjskie granitoidy i skały wulkaniczne 6 - autun

Metallogeny and geologic development of the Fore-Sudetic Region: 1 - after Erzgebirge Phase, II - after Autunian A - initial stage of the Strzegom, Strzeżim and Middle Odra granitoids formation, B - Lower Carboniferous basic volcanism; C - Upper Carboniferous intermediate to acid volcanism in the zone of Is and Arc; D - spilito-basalt volcanism in the zone of false rift (probably of Devonian age). 1 - Precambrian granitoids and mafic rocks; 2 - older Palaeozoic epimetamorphic rocks, 3 - Devonian; 4 - Carboniferous; 5 - Variscan granitoids and volcanics; 6 - Autunian

zawartość potasu, potwierdzają stosunkowo płytkie podsuwanie się płyty pod obszar przedsudecki, a także znaczną domieszkę upłynnionego materiału litosfery.

Stwierdzone znaczne wzbogacenie w metale ciężkie granitoidów środkowej Odry (Sachanbiński 1980) zostało udokumentowane rozpoznaniem obecności mineralizacji kruszcowej zarówno w granitoidach, jak i skałach osłony. W opinii autora I fazę mineralizacji hydrotermalnej, powszechnie stwierdzaną w większości badanych dolnokarbońskich profilów wiertniczych, należy wiązać z sudecko-kruszcogórskim etapem rozwoju geosynkliny. Wyróżniona II faza mineralizacji hydrotermalnej, nakładająca się na niektóre granitoidy strefy środkowej Odry, jak i na mineralizację I fazy, jest związana zapewne z ruchami asturyjskimi, jako że występuje ona samodzielnie jedynie w utworach górnokarbońskich. Autor jest raczej skłonny wiązać tę mineralizację z wulkanizmem typu subwulkanicznego i podmorskiego, nie zaś z rozwojem magmatyzmu intruzywnego. Stwierdzone cechy II fazy mineralizacji sugerują jej związek z końcowymi stadiami rozwoju geosynkliny (Smirnow 1969). Utwory mineralne I i II fazy nie rozprzestrzeniają się na utwory autuńskie, co przesądza o karbońskim wieku ich powstania.

Poza mineralizacją typu magmowego, jak i po-magmowo-hydrotermalnego (Speczik 1979a, 1980) ruchy waryscyjskie spowodowały także powstanie stref przeobrażeń metasomatycznych o prawdopodobnie parahydrotermalnym charakterze. Są one częściowo związane z obszarami silniej zaburzonych skał karbońskich. Do czasu wykonania odpowiednio głębokich wierceń nie będzie jednak możliwe udzielenie odpowiedzi, czy omawiane mineralizacje typu metasomatycznego związane są bezpośrednio z obecnością masywów magmowych występujących w jądrach tych struktur (strefy egzokontaktu), czy też wzmiankowane obszary były położone w pobliżu głębokich rozłamów, które można by uznać za kanały dla konwekcji ciepła niezbędnego do tych procesów. Ważność linii tektonicznych dla mineralizacji waryscyjskiej potwierdza także w mikroskali związek drobnych przejawów mineralizacji typu hydrotermalnego z płaszczyznami tektonicznymi. Podobnie istotna rola linii tektonicznych była podnoszona przez Jerzmańskiego (1974) dla obszaru Sudetów.

Interesujące polimetaliczne mineralizacje odpowiadające magmatyzmowi tego wieku znane są z pobliskiego obszaru krakowidów, gdzie zaznaczyła się mineralizacja typu „porphyry ore” mie-

dzi porfirowej (Banaś, Piekarski 1978; Górecka i Nowakowski 1979). Harańczyk (1976) wiąże wspomniany magmatyzm z fazą kruszcogórską, a za odpowiedniki tej mineralizacji na terenie Sudetów uważa mineralizacje znane ze złóż Miedzianki, Starej Góry i Chełmca. Sugeruje on, że orogen krakowidów jest typu andyjskiego z alkaliczno-wapiennym magmatyzmem i typowym zespołem złóż geosynkinalnych i porfirowych miedzi i molibdenu. Wobec tego interesujące byłoby znalezienie odpowiedników tej strefy pogrzebanych w podłożu monokliny przedsudeckiej lub spojonych z orogenem kaledońsko-hercyńskim północnego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej.

Rozważając karboński odcinek rozwoju geosynkliny paleozoicznej nie sposób pominąć znaczenia, jakie dla metalogenezy tego obszaru miały procesy diagenety i związane z nimi wtórne przemieszczenia treści mineralnej, jak i skład fizyko-chemiczny uruchomionych solanek, które mogły zostać włączone w młodsze obiegi geochemiczne. Oznaczone bardzo wysokie temperatury przebiegu procesów diagenetycznych (anchimetamorfizm) dodatkowo podkreślają ważność tych procesów. Wulkanizm saalski stanowi ostatni endogeniczny akord rozwoju geosynkliny paleozoicznej. Nie wnikając głębiej w rozważania dotyczące specyfiki metalogenicznej tych wulkanitów i ich genezy (były one przedstawione wcześniej) należy stwierdzić, że nie mogą być one uznawane za podstawowe źródło miedzi dostarczonej w dalszym rozwoju tego obszaru do zbiornika cechsztyńskiego. Ewentualne wystąpienie złóż typu porfirowego uznano za cechę regionalną zależną od składu wyjściowego upłynnionych skał, a za rejon perspektywny rejon Wyrzeki z uwagi na zaobserwowane tam procesy propylityzacji i obfitą mineralizację kruszcową (fig. 6II).

Reasumując endogeniczny etap rozwoju metalogenezy na rozpatrywanym obszarze należy stwierdzić, że chociaż nie doprowadził on do powstania znacznej ilości ważnych rud metali, to waryscyjskiej endogenicznej epoki metalogenicznej nie można uznać za jałową ani na obszarze Sudetów, ani na monoklinie przedsudeckiej, co jest sugerowane w niektórych pracach (Rösler, Baumann 1970). Powszechność przejawów mineralizacji i ich różnorodność niesie za sobą olbrzymie ilości metali ciężkich inkorporowanych w tej lub innej formie w osadach karbońskich i starszych. Z punktu widzenia późniejszej erozji tych osadów i włączenia metali w nowy platformowy cykl metalogeniczny pierwotne rozproszenie mineralizacji w wielu przejawach było zjawiskiem

sprzyjającym późniejszej koncentracji. Erozja stromo ustawionych złóż typu żyłowego dostarcza z całą pewnością mniej metali do zbiornika sedymentacyjnego niż niszczenie skał zawierających podwyższone zawartości metali a występujących na znacznych obszarach.

W okresie czerwonego spągowca materiał klastyczny pochodzący głównie ze skał kaledońsko-waryscyjskiego cyklu geosynklinalnego był w nieznanym stopniu przeobrażony i przetworzony chemicznie. Utlenione solanki (prawdopodobnie podgrzane) migrując przez porowate i przepuszczalne osady ługowały metale, które następnie były koncentrowane w swego rodzaju wodnych zbiornikach podziemnych („aquifers”). Dodatkowym źródłem metali mogły być procesy przeobrażeń uwodnionych tlenków żelaza, w wyniku których uwalniały się wcześniej zaadsorbowane metale ciężkie.

W obrębie podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej wyróżniono dwie epoki metalogeniczne: prekambryjską i kaledońsko-waryscyjską. Prekambryjska epoka metalogeniczna jest słabo czytelna w omawianym rejonie, a jej istnie-

nia w pełnym cyklu możemy się domyślać na podstawie przejawów w sąsiadujących obszarach. Na kaledońsko-waryscyjską epokę metalogeniczną składają się etapy: kaledoński i waryscyjskie A, B, C i D. Etap kaledoński zaznaczył się w podłożu monokliny nieznacznie z uwagi na monocykliczny rozwój geosynkliny kaledońsko-waryscyjskiej w badanym obszarze. W innych obszarach (Norwegia, krakowidy) można mówić wręcz o oddzielnej kaledońskiej epoce metalogenicznej. Etap waryscyjski A odpowiada mineralizacji I fazy mineralnej wieku sudeckiego lub kruszcogórskiego. Etap B to mineralizacja najpowszechniejsza w tym obszarze, związana z II fazą mineralizacji wieku asturyjskiego. Przejawy mineralizacji związane z wulkanizmem saalskim zaliczono do etapu C, etap D zaś odpowiada przekształceniom diagenetyczno-infiltracyjnym w okresie sedymentacji skał czerwonego spągowca. Prowadził on w ostateczności do wtórnej koncentracji metali, pochodzących z wyróżnionych wcześniej etapów rozwoju kaledońsko-waryscyjskiej epoki metalogenicznej.

## UWAGI O GENEZIE CECHSZTYŃSKICH ZŁÓŻ MIEDZI

Przedstawione badania nad oceną potencjału metalogenicznego skał podcechsztyńskich mają istotne znaczenie dla możliwości wyjaśnienia źródła metali ciężkich, jak i drogi, jaką zostały one dostarczone do zbiornika cechsztyńskiego. Problem genezy cechsztyńskich złóż miedzi centralnej i północnej Europy jest od lat przedmiotem żywej dyskusji naukowej. Dyskusja ta nabrała nowego wyrazu w związku z odkryciem złóż miedzi rejonu Lubina i Sieroszowic, a także innych rejonów złożowych w Polsce i NRD (Spremburg-Weisswasser). Zmienił się także sposób widzenia metalogenezy tych osadów w związku ze stwierdzeniem, że obszary o podwyższonej zawartości ołowiu i cynku przewyższają znacznie te o podwyższonej zawartości miedzi.

Wiele różnorodnych teorii było przedstawionych dla wyjaśnienia genezy występujących tu złóż. Można je ująć w dwie podstawowe grupy: syngenetyczno-wczesno-diagenetyczne (Schneiderhön 1923; Fulda 1928; Oberc, Serkies 1968; Rydzewski 1969a) i epigenetyczne (C. H. White 1942; Lisiakiewicz 1959; Davidson 1965). Kombinacją tych teorii jest teoria hydrotermalno-sedymentacyjna, zakładająca mieszanie się fluidów pochodzenia hydrotermalnego z wodą morską

(Ekiert 1958; Wyżykowski 1971; Tomaszewski 1981). Obecnie większość europejskich geologów skłania się ku syngenetyczno-wczesnodiagenetycznemu powstaniu tych złóż. Wprowadzenie metalu do zbiornika cechsztyńskiego miałyby nastąpić krótko po transgresji morza cechsztyńskiego. Z całą pewnością kontrolujący wpływ na procesy złożotwórcze miały procesy biogeniczne i biochemiczne (Harańczyk 1972). Znaczna rola jest także przypisana innym procesom, jak adsorpcja metali przez minerały ilaste (Heydemann 1959; Rentzsch 1974) i adsorpcja przez hematyt (Wedepohl 1964).

Przegląd tych wszystkich teorii wskazuje, że najstarszą ich stroną jest właśnie kwestia źródła metali ciężkich i sposobu, w jaki zostały one dostarczone do zbiornika cechsztyńskiego lub łupku miedzionośnego (Ricard 1974; Rydzewski 1976). Olbrzymie ilości metali miałyby zostać dostarczone do zbiornika cechsztyńskiego w stosunkowo krótkim odcinku czasu, który dla czasu sedymentacji łupku miedzionośnego jest określany na siedemnaście tysięcy lat (Oelsner 1959).

Różne koncepcje były przedstawiane dla wyjaśnienia źródła metali. Przeważająca grupa badaczy wskazywała na różnego rodzaju magmowe

i wulkaniczne skały karbońskie i dolnopermskie oraz związane z nimi złoża polimetaliczne, kładąc różne akcenty na poszczególne wystąpienia tych skał (Konstantynowicz 1965; Rydzewski 1969a; Rentzsch 1974; Speczik 1979a). Oberc i Serkies (1968) uważają, że w trakcie transgresji morza cechsztyńskiego część skał dolnopermskich została przerobiona, a metale zostały wyługowane. Migrujące w głąb wody morskie mogły także ługować głębsze partie osadów czerwonego spągowca. Brongesma-Sanders (1965) zakłada, że metale mogły zostać dostarczone z wody morskiej o prze-

ciężnych zawartościach metali w specyficznych warunkach estuariów o szybszej wymianie wód, stymulowanej przez wiejące z jednego kierunku wiatry. Davidson (1965) sądzi, że metale zostały wyługowane przez solanki uwolnione z ewaporatów cechsztyńskich. Starsze koncepcje Gilitzera (1936) i Kautzscha (1953) widzące źródło metali w rzekach spływających z sąsiadujących mikrolądów zostały zdecydowanie odrzucone przez Ekierta (1960) i Wedepohla (1964).

Wszystkie te teorie były w mniejszym lub większym stopniu spekulacjami naukowymi, jako że



**Fig. 7.** Źródła metali i procesy prowadzące do ich stopniowej koncentracji. A – magmowe skały Sudetów i środkowej Odry oraz związane z nimi mineralizacje polimetaliczne; B – skały krystaliczne i osadowe (głównie karbońskie) obszarów erodowanych w okresie czerwonego spągowca; C – ługowanie metali z serii osadowo-wulkanicznej czerwonego spągowca; D – metale ciężkie uwolnione z osadowo-wulkanicznych formacji karbońskich są następnie w formie solanek włączane w młodsze obiegi geochemiczne. Inne objaśnienia jak na figurze 6

The sources of the base metals and processes leading to their gradual concentration. A – Variscan magmatic rocks of the Sudetes and the Middle Odra Region and associated polymetallic mineralizations; B – crystalline and sedimentary rocks (mainly of Carboniferous age) of the Rotliegendes paleoheights; C – leaching of metals from Rotliegendes sedimentary and volcanic rocks; D – base metals released by diagenetic and anchimetamorphic processes from Carboniferous rocks are successively included (as the brines) into younger geochemical circulation. Other explanations like in figure 6

nie opierały się na bezpośrednim materiale faktograficznym ze skał starszego podłoża podcechsztyńskiego. Część danych była znana z Sudetów i bloku przedsudeckiego, aczkolwiek znaczna erozja tego obszaru nie pozwoliła na zachowanie jego pełnego obrazu metalogenicznego.

W świetle uzyskanych w tej pracy wyników można sądzić, że żadnego z masywów magmowych czy też skał wulkanicznych i osadowych występujących w Polsce SW nie można uznać za jedyne i bezpośrednie źródło metali dostarczonych do zbiornika cechsztyńskiego. Stwierdzone we wszystkich z nich mineralizacje typu rozproszonego lub hydrotermalno-żyłowego nie gwarantują samodzielnie możliwości dostarczenia tak znacznych ilości metali. Ponadto charakter mineralogiczny złóż lubińskich i bogactwo pierwiastków rzadkich sugerują także wieloźródłowe dostarczanie metali (fig. 7).

Tak więc, źródłem pierwotnej koncentracji metali są zapewne w pewnym nieznacznym stopniu znane mineralizacje polimetaliczne obszaru Sudetów. Aczkolwiek w świetle badań geochemicznych (Sachanbiński 1980), jak i przedstawionych wyżej, rola masywów granitoidowych Sudetów była zapewne znacznie mniejsza od roli granitoidów strefy środkowej Odry. Specyficzna rola granitoidów tego ostatniego obszaru polegała zapewne na dostarczeniu (poza innymi metalami) znacznej ilości pierwotnych koncentracji ołowiu, podczas gdy obojętne i kwaśne ekstruzywy dewońsko-karbońskie i dolnopermskie dominowały w formowaniu pierwotnych koncentracji miedzi. Z uwagi na powszechność mineralizacji hydrotermalnej w osadowych skałach karbońskich, a także ich zróżnicowany skład petrograficzny i one nie mogą być lekceważone jako miejsce pierwotnych koncentracji metali. W świetle przeprowadzonych badań wydaje się, że dominującą metalogenicznie fazą ruchów waryscyjskich była faza asturyjska (II faza mineralizacji hydrotermalnej).

Pozostaje zatem odpowiedź na pytanie dotyczące mechanizmu, który doprowadził do koncentracji pierwotnie rozproszonych metali i dostarczenia ich w stosunkowo krótkim czasie do zbiornika cechsztyńskiego.

Wydaje się, że proces ten został zapoczątkowany już w okresie karbońskim. Erozja zasobnych w metale skał wulkaniczno-osadowo-metamorficznych dostarczyła do zbiornika karbońskiego materiał w znacznym stopniu nie przeobrażony chemicznie. Rozpoznanie procesów diagenetyki, jakim podlegały te skały, a także obser-

wowana obecnie obniżona zawartość metali ciężkich wskazują, że w trakcie procesów diagenetyki doszło do znacznego zubożenia osadów karbońskich w metale ciężkie. Wiodącą rolę w tych procesach mogło mieć zjawisko ultrafiltracji oraz ługowania metali z okruszków skał wulkanicznych, które są niezmiernie częstym składnikiem osadów karbońskich. Procesy te były zapewne bardzo ważne dla przyszłej koncentracji metali, nie ma jednak pewności, czy i w jaki sposób utworzone solanki zostały włączone w późniejsze obiegi geochemiczne.

Najistotniejszy dla wtórnej akumulacji metali był zapewne okres czerwonego spągowca. Erodowane skały magmowe, wulkaniczne, jak i osadowe (wieku głównie karbońskiego) zawierały liczne wystąpienia kruszców, jak i istotne zawartości metali. Z uwagi na kontynentalny charakter sedymentacji materiał tych osadów był tylko w nieznacznym stopniu przetworzony chemicznie. Migrujące poprzez porowate sedymenty utlenione wody ługowały z osadów chlorki, a wzbogacone w nie i podgrzane mogły w sposób istotny koncentrować metale (*vide* D. E. White 1968; Rose 1976). Przebieg ługowania miał zapewne charakter ciągły, postępujący wraz z sedymentacją typu „bed by bed”, w związku z czym był procesem niezmiernie efektywnym jeśli chodzi o usuwanie metali (fig. 7). Proces ten mógł być wspomagany przez odwadnianie uwodnionych tlenków żelaza, jak i uwalnianie metali pierwotnie zaadsorbowanych przez minerały ilaste. Istotny udział mogły mieć w tym procesie uwalniane w procesach diagenetycznych fluidy karbońskie.

Nie jest potrzebne założenie poczynione przez Davidsona (1965), że solanki ługujące metale migrowały z nadległych serii ewaporatów. Osady kontynentalne na całym świecie są zasobne w chlorki, co potwierdza charakter litologiczny osadów czerwonego spągowca (obecność gipsów i anhydrytów, a także halitu). Solanki dolnopermskie w niektórych przypadkach mogły migrować głębiej, sięgając osadów karbońskich, mogły też zostać w trakcie tej wędrówki w istotny sposób ogrzane, aczkolwiek założenie to nie jest tu konieczne. Wyrażane są poglądy, że kontynentalny klimat czerwonego spągowca z uwagi na limitowaną ilość wody meteorycznej mógł czynić nieefektywnym zakładane procesy ługowania. Warto tu zatem wspomnieć, że meteoryczne wody hydroterm Morza Czerwonego i Salton Sea (Kalifornia) pochodzą także z obszarów o klimacie suchym (Craig 1966). Nadto, stwierdzane wierceniami silnie podkoncentrowane solanki przestrzennie związane

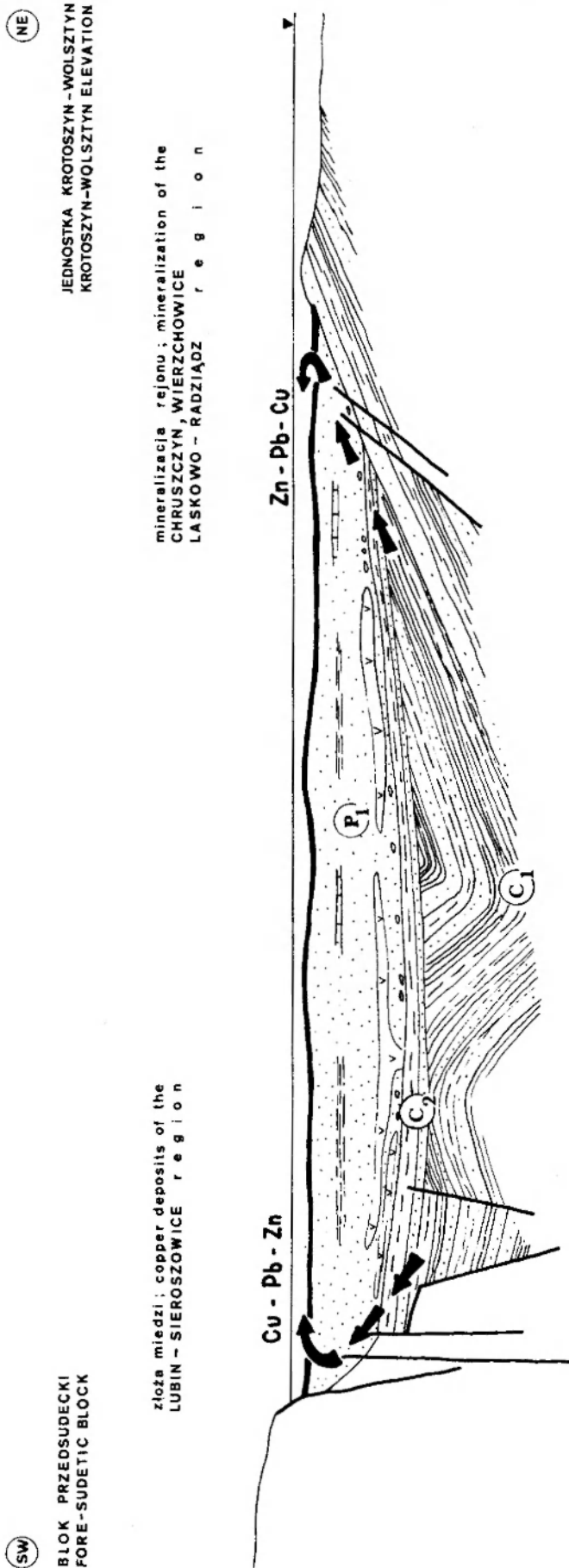


Fig. 8. Zmienneść przestrzenna mineralizacji a proponowane kierunki dostarczania metali do zbiornika cechszyńskiego  
Zonation of the mineralization versus proposed directions of metal supply to the Zecenstein Basin

są z osadami czerwonymi „red bed” (Davidson 1965; Manheim, Horn 1969).

Niezależnie od siebie Rentzsch (1974) i Rydzewski (1976) zasugerowali, że metale ciężkie mogły być zawarte przed transgresją cechsztyńską w swego rodzaju podziemnych zbiornikach solanek „aquifers”, nie wnikając jednakże w mechanizm takiego procesu. Zgodnie z ich poglądami ruchy wzdłuż głównych rozłamów bliskich obszarom złożowym mogły doprowadzić do uwolnienia tych solanek i ich mieszania się z wodami morskimi. Obszary występowania facji „Rote Faule” mogły działać jako strefy dostarczające solanki do morza cechsztyńskiego. Mechanizm ten może być porównywany z obecnymi hydrotermami znanymi z Morza Czerwonego (Bischoff 1969), gdzie migracja odbywa się na znacznych dystansach sięgających do 1000 km. Z obserwacji poczynionych przez autora, zarówno na obszarze monokliny przedsudeckiej, jak i rejonu Richelsdorfu (RFN) (Speczik 1982), wynika, że ruch solanek odbywał się w kierunku paleowzniesień („paleoheights”), takich jak blok przedsudecki, jednostka Krotoszyn-Wolsztyn, Spessart Schwelle i Rhön Schwelle. Z kolei dystrybucja metali zgodna z ich rozpuszczalnością zachodziła w kierunku przeciwnym. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w obecnie obserwowanej zmienności mineralizacji, jak i sposobie rozlokowania większych stref facji „Rote Faule”. Wysłunięto zatem przypuszczenie, że ruchy tektoniczne, które poprzedziły transgresję cechsztyńską, spowodowały istotne naruszenie równowagi paleohydrologicznej w tym obszarze. Solanki, które uległy względnemu zanurzeniu, dla wyrównania ciśnień dążyły wzdłuż głównych stref tektonicznych ku górze (fig. 8). Mechanizm przemieszczeń mógł być także stymulowany różnicą gęstości solanek i wód morskich, co ma miejsce w przypadku hydroterm Morza Czerwonego (Craig 1966).

Kolejnym problemem jest kwestia czasu trwania procesu dostarczania metali do morza cechsztyńskiego. Problem ten jest, jak się wydaje, mniej znaczący jeśli przyjąć, co czyni autor, że metal był dostarczany nie tylko w trakcie sedimentacji łupku miedzionośnego, lecz także w czasie wczesnej diagenety i kompaktacji. Słuszność tego typu założenia potwierdza położenie facji „Rote Faule” względem głównego poziomu rudonośnego. Może być ona położona pod, lateralnie lub nad horyzontem łupku miedzionośnego.

Zdaniem autora przebieg procesu dostarczania metalu do zbiornika był następujący (fig. 9). Wraz z transgresją morza cechsztyńskiego rozpo-

czynna się ciągły dopływ metali do zbiornika. Ponieważ następuje sukcesywne mieszanie się solanek zasobnych w metale z wodą morską, metale są w procesach biochemicznych równomiernie włączane w skały ilaste w kierunkach zgodnych z rozpuszczalnością ich siarczków. Proces ten traci na swojej uniwersalności przestrzennej w momencie nagromadzenia się znaczniejszych ilości osadów, a zwłaszcza po rozpoczęciu sedimentacji pierwszych serii nadległych (wapienia podstawowego). Utrudniają one mieszanie się solanek z wodą morską i doprowadzają do oddziaływania słabo związłego osadu z zasobnymi w metale solankami

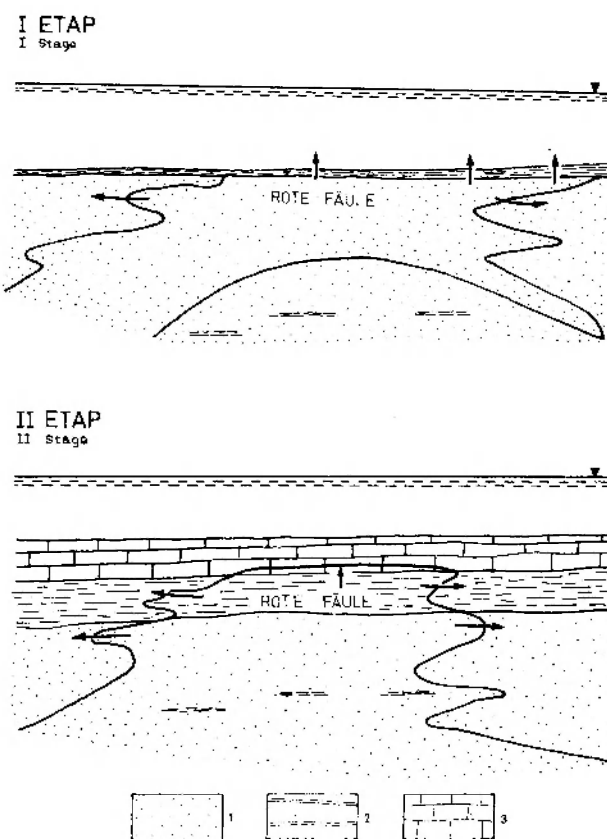


Fig. 9. Dwa etapy formowania się złóż miedzi: etap I – metale ciężkie są dostarczane bezpośrednio do zbiornika cechsztyńskiego, możliwe mieszanie się solanek z wodą morską, utworzenie pierwotnej ubogiej mineralizacji syndiagenetycznej na znacznym obszarze; etap II – pod przykryciem osadów utrudnione mieszanie się solanek z wodą morską, powstaje bogata mineralizacja sąsiadująca bezpośrednio z osadami facji Rote Faule; 1 – czerwony spągowiec; 2 – łupek miedzionośny; 3 – wapień cechsztyński

Two stages of copper deposit formation: I stage – base metals are supplied directly to the Zechstein sea, feasible mixing of the brines with the sea water formation of the primary syndiagenetic mineralization over the vast area; II stage – mixing of the brines and sea water difficult under sedimentary cover, formation of rich mineralization intimately associated with the Rote Faule facies; 1 – Rotliegendes; 2 – Kupferschiefer; 3 – Zechstein carbonate rocks



tylko w pobliżu głównych rozłamów tektonicznych. Stąd też bogata mineralizacja ogranicza się głównie do stref kontaktu facji „Rote Fäule” z łupkiem miedzionośnym. W przypadku gdy wpływ solanek na osady zyskuje na znaczeniu dopiero po przykryciu przez wapień podstawowy, solanki migrujące od góry ku łupkowi miedzionośnemu powodują powstanie odwróconej zmienności pionowej mineralizacji, jak to jest obserwowane w niektórych profilach wiertniczych na terenie RFN.

Oddzielnym problemem jest kwestia genezy mineralizacji kruszcowej w utworach białego spągowca. Powszechnie uznawany jest infiltracyjno-diagenetyczny charakter tej mineralizacji (Oberc, Serkies 1968; Speczik 1979b, 1982). Mechanizm procesów mineralizujących mógł być stymulowany bezpośrednio infiltracją solanek cechsztyńskich, jak i późniejszych – uwalnianych w procesach diagenetyki osadów miedzionośnych („connate waters” – D. E. White 1957).

Zaprezentowane w dwóch ostatnich rozdziałach rozważania omawiają ważniejsze wnioski metalogeniczne uzyskane w wyniku badań geologiczno-złożowych nad skałami podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej. Wnioski te pojawiają się na tle przyjętej koncepcji rozwoju geologicznego rozpatrywanego obszaru w okresie od prekambriu po cechsztyń. Z uwagi na nieliczne jeszcze informacje geologiczne dotyczące budowy starszego podłoża krystalicznego, koncepcja ta jest w znacznym stopniu hipotezą naukową, która w miarę uzyskiwania nowych danych będzie z całą pewnością w sposób istotny modyfikowana. Świeży powiew, jaki wniosła tektonika płyt w problematykę metalogenezy, skłonił autora do przyjęcia tego modelu rozwoju geologicznego, aczkolwiek ma on wiele niedoskonałości – podlega ciągłej ewolucji – co zaznacza się zwłaszcza w odniesieniu do tak skomplikowanych geologicznie obszarów, jak Centralna Europa.

#### LITERATURA

- ALEKSANDROWICZ S. W., JAROSZ I., 1971: Paleogeology of the Zechstein Lingula sandstones from Lubin (West Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. de la Terre*, vol. 19, nr 3, s. 183-191.
- AMMOSOV I. I., UTKINA A. I., 1975: Paleotemperatures, lithification and oil and gas occurrence in Neogene deposits of northern Sakhalin, [w:], Vermin I. V. (red.) *Paleotemperatory zon neftobrazowanya*. Moscow, Nauka Press, s. 70-93.
- ANDERSON T. A., 1975: Carboniferous Subduction complex in the Harz Mountains, Germany. *Geol. Soc. of America Bull.*, vol. 86, s. 77-82.
- ANDERSON Ch. A., 1969: Massive Sulfide Deposits and Volcanism. *Econ. Geol.*, vol. 64, s. 129-146.
- ANGER G., NIELSEN H., PUCHELT H., RICKE W., 1966: Sulfur isotopes in the Rammelsberg Ore Deposits (Germany). *Econ. Geol.*, vol. 61, s. 511-536.
- ANNELS A. E., 1979: Multifluid graywackes and their associated sulfides. *Trans. of Inst. of Mining and Metallurgy*. Sec. B., vol. 88, s. 15-23.
- BANAŚ M., PIEKARSKI K., 1978: Mineralizacja polimetaliczna w utworach staropaleozoicznych w obszarze Myszków-Mrzygłód. Polymetallic Mineralization in the Early Paleozoic Formations of the Myszków-Mrzygłód Area. *Pr. Inst. Geol.*, t. 83, s. 159-161.
- BANAŚ M., SALAMON W., PIETRZYŃSKI A., MAYER W., 1982: Replacement Phenomena of Terrigenous Minerals by Sulphides in Copper-Bearing Permian Sandstones in Poland, [w:] *Ore Genesis: The State of the Art*. Springer Verlag, s. 3-9.
- BARCZUK A., SPECZIK St., 1974: Utwory epitermalne w profilu karbonu dolnego z wiercenia Czerńczyce IG-1. Epithermal deposits in Lower Carboniferous rocks from borehole Czerńczyce IG-1. *Rudy i Met. Nieżel.* nr 9, s. 492-495.
- 1981: Procesy diagenetyczne w osadach karbońskich północnej części monokliny przedsudeckiej. Diagenetic processes in the Carboniferous sediments in the northern part of the Fore-Sudetic Monocline. *Arch. Miner.*, t. 37, z. 2, s. 67-92.
- 1982: Procesy diagenetyki i epigenetyki i ich znaczenie dla własności kolektorskich na przykładzie skał karbońskich podłoża Monokliny Przedsudeckiej, [w:] *Rola badań laboratoryjnych w poszukiwaniu złóż ropy naftowej i gazu ziemnego*. Mat. Konf. Nauk.-Tech., Serock 1982, s. 94-106.
- BAUMAN L., TISCHENDORF G., 1978: The metallogeny of tin in the Erzgebirge, [w:], Stempok M., Burnol L., Tischendorf G. (red.) *Metallization Associated with Acid Magmatism*, Czech. Geol. Survey, Praha, s. 18-28.
- BERNER R. A., 1969a: The Synthesis of Framboidal Pyrite. *Econ. Geol.*, vol. 64, s. 383-384.
- 1969b: Goethite stability and the origin of red beds. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, vol. 33, s. 267-273.
- BISCHOFF J. L., 1969: Red Sea geothermal brine deposits. Their mineralogy, chemistry and genesis, [w:] Degens E. T., Ross D. A. (red.) *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer Verlag, Berlin, s. 368-401.
- BISCHOFF J. L., RADTKE A. S., ROSENBAUER R. J., 1981: Hydrothermal Alteration of Graywacke by Brine and Seawater: Roles of Alteration and Chloride Complexing on Metal Solubilization at 200° and 350° C. *Econ. Geol.*, vol. 76, s. 659-676.
- BLACKIE D. H., ELWELL K. W. D., GIBSON I. L., SKELHORN R. R., WALKER G. P. L., 1965: Some relationship resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. Geol. Soc.*, vol. 121, nr 48.
- BLATT H., 1979: Diagenetic Processes in Sandstones, [w:] *Aspects of Diagenesis*. Scholle A., Schluger P. R. (red.). *SEPM Spec. Publ.* nr 26, s. 141-158.
- BOJARSKA J., 1978: Litologia i własności zbiornikowe osadów saksonu niecki zielonogórskiej i obrzeżenia wału

- wolsztyńskiego. *Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 119-128.
- BOSTIC N. H., 1971: Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Amer. Assoc. Stratigr. Palynologists Proc.*, 2nd Geoscience Man., vol. 3, s. 83-92.
- 1979: Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration. *SEPM Spec. Publ.* nr 26, s. 141-158.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P., 1980: Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western region. *Acta Geol. Pol.* vol. 30, nr 2, s. 121-146.
- BRONGESMA-SANDERS M., 1965: Metals of Kupferschiefer supplied by normal sea water. *Geol. Rundsch. Bull.* 55, s. 365-375.
- BRZEZICKA J., 1965: Wulkanity permskie z rejonu Wschowej (monoklina przedsudecka). Permian volcanites in the area of Wschowa (Fore-Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 35, z. 4, s. 432-441.
- BUREK P. I., 1973: *Structural Deduction on the Initial Age of the Atlantic Rift Systems*. Academic Press, vol. 2, s. 815-830.
- BURKE K. C., DEWEY I. F., 1973: Plume generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, vol. 86, s. 406-433.
- CABRI L. J., 1973: New data on phase relations in the Cu-Fe-S System. *Econ. Geol.*, vol. 68, s. 443-454.
- CARPENTER A. B., 1978: Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. *Oklahoma Geol. Surv. Circ.* vol. 79, s. 60-77.
- CASTANO J. R., SPARKS D. M., 1974: Interpretation of Vitrinite Reflectance Measurements in Sedimentary Rocks and Determination of Burial History Using Vitrinite Reflectance and Authigenic Minerals. *Geol. Soc. of America, Special Paper* 153, s. 31-52.
- CHAIN W. J., 1974: *Geotektonika ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- CHARLIER P., 1955: Sur la presence d'un quartzite houilleux remarquable a Dahlem (Nord de Liege) et sa position stratigraphique. *Publ. Assoc. Et. Paleont. Stratigr. Houilleres*, vol. 21, Bruxelles.
- CHLEBOWSKI R., 1982: *Teoretyczne i praktyczne aspekty badań petrograficznych różnych formacji skal osadowych Polski z punktu widzenia prac poszukiwawczych ropy naftowej i gazu ziemnego*. Mat. Konf. Nauk.-Tech. Serock 1982, s. 1-20.
- CHOQUETTE P. W., PRAY L. C., 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* vol. 54, s. 207-250.
- CHOROWSKA M., 1978: Devon zachodniej części obszaru przedsudeckiego. *Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 108-112.
- COLLEY H., GREENBAUM D., 1980: The Mineral Deposits and Metallogenesis of the Fiji Platform. *Econ. Geol.* vol. 75, s. 807-829.
- CRAIG H., 1966: Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. *Science*, vol. 154, s. 1544-1548.
- CWOJDZIŃSKI S., 1980: Ewolucja geologiczna Polski południowo-zachodniej w interpretacji tektoniki płyt. Geologic evolution of South-Western Poland interpreted in terms of plate tectonics. *Geol. Sudetica* vol. 15, nr 1, s. 42-66.
- CZERWONKA A., GREGOSIEWICZ Z., MERTA H., RY-  
DZEWSKA W., 1982: *Badania petrograficzne ze szczególnym uwzględnieniem wpływu procesów diagenetycznych na własności zbiornikowe osadów czerwonego spągowca w Polsce Zachodniej*. Mat. Konf. Nauk.-Tech. Serock 1982, s. 139-155.
- DAPPLES E. C., 1959: The behavior of silica in diagenesis. [w:], *Silica in Sediments*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. nr 7, s. 36-54.
- DAVIDSON C. F., 1965: A possible mode of origin of stratabound copper ores. *Econ. Geol.*, vol. 60, s. 942-954.
- DEWEY I. F., BURKE K. C. A., 1973: Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision. *J. of Geol.*, vol. 81, s. 683-692.
- DUNOYER de SEGOZNAC G., 1970: The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism. A review. *Sedimentology*, 15, s. 281-346.
- DVOŘÁK J., 1959: Rozwój facjalno-litologiczny dewonu i karbonu w Sudetach Wschodnich i na Morawach. Facial and lithological development of the Devonian and Carboniferous in the Eastern Sudeten and in Moravia. *Kwart. Geol.*, t. 3, z. 1, s. 30-43.
- DZIEDZIC K., 1958: Następstwo permskich skał wulkanicznych w rejonie Nowej Rudy na Dolnym Śląsku. On the succession of the Permian volcanites in the region of Nowa Ruda (Lower Silesia), *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 28, z. 1, s. 109-120.
- EINGELFELD F., SCHWAB M., 1974: Zur geotektonischen Stellung des permiosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropas. *Z. Geol. Wiss.* B.2, H. 2.
- EKIERT F., 1958: Warunki geologiczne i objawy mineralizacji cechsztynu w niecce mansfeldzkiej. *Bul. Inst. Geol.* nr 126, s. 57-109.
- 1960: Neue Anschauungen über die Herkunft des in den Sedimenten des unteren Zechsteins auftretenden Kupfers. *Freib. Forsch. H.*, C 79, s. 190-201.
- ERNST W. G., 1969: California Plate Tectonics. *Calif. Geol.* 9, s. 187-196.
- FABIAN H. J., GAERTNER H., MÜLLER G., 1962: Oberkarbon Perm der Bohrung Oberlanger Tenge Zi im Emsland. *Fortschr. Geol. Rheind. Westf.* 3.
- FALKE H., 1976: The geology of Permian volcanites in the Federal Republic of Germany. [w:]. The continental Permian in Central, West and South Europe. *Math. and Phys. Sci.*, vol. 22, ser. C, Dodrecht, s. 38-51.
- FOLK R. L., 1960: Petrography of Tuscarora, Rose Hill, and Keefer Formations, Lower and Middle Silurian of eastern West Virginia. *J. Sed. Petrol.*, vol. 30, s. 1-58.
- FUCHTBAUER H., 1967: *Influence of Different Types of Diagenesis on Sandstone Porosity*. 7th World Petroleum Cong. Proc. vol. 2, s. 353-369.
- FULDA E., 1928: Zum Problem des Kupferschiefers. *Jb. Preuss. Geol. L.-A. B.* 49., Teil II. s. 995-1002.
- GHOSE N. C., 1965: Behavior of trace elements during thermal metamorphism and/or granitization of the metasediments and basic igneous rocks. *Geol. Rundschau*, B. 55, s. 608-617.
- GILLITZER G., 1936: Die Geologie der Erzanreicherungen im mitteldeutschen Kupferschiefer. *Jb. Hall. Verb.*, 15, s. 1-19.
- GLENNIE K. W., 1972: Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, s. 1048-1071.
- GOLDSCHMIDT V. M., 1954: *Geochemistry* (red. A. Muir), Oxford University Press, London.

- GOLDSTEIN A. J., 1948: Cementation of Dakota Sandstones of the Colorado Front Range. *J. Sed. Petrol.*, vol. 18.
- GÓRECKA T., 1970: Wyniki badań mikroflorystycznych permokarbonu między Jaworem a Lubaniem. *Kwart. Geol.*, t. 14, z. 1, s. 52-63.
- GÓRECKA T., JUROSZEK C., KARWOWSKI L., KŁAPCIŃSKI K., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., 1977: Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. The crystalline rocks and Carboniferous deposits of the Fore-Sudetic Monocline, the Żary Perycline and the adjacent part of the Foresudetic Block, *Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wrocl.*, nr 22, s. 92.
- GÓRECKA T., GRODZICKI A., JUROSZEK C., KŁAPCIŃSKI J., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., PARKA Z., SACHANBIŃSKI M., ŚLUSARCZYK S., TEMPLIN L. 1978: Utwory skalne podłoża permu wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Pre-Permian rocks of eastern part of the Foresudetic Monocline. *Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wrocl.* nr 25. 125 p.
- GÓRECKA E., NOWAKOWSKI A., 1979: Ore deposits associated with acid intrusives and related rocks in the Zawiercie region. *Pr. Inst. Geol.*, t. 92, s. 97-107.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1974: Mikrostruktury skał górnego czerwonego spągowca rejonu Bogdaj-Uciechów (monoklina przedsudecka), badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM). Study of the microstructure of Upper Rotliegendes rocks from Bogdaj-Uciechów region (Fore-Sudetic Monocline) with the scanning electron microscope (SEM). *Biul. Geol. U.W.*, t. 17, s. 57-72.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., CHLEBOWSKI P., KOZŁOWSKI K., KULEZA-WIEWIÓRA K., MYŚLIŃSKA E., 1974: Litologia skał górnego czerwonego spągowca rejonu Bogdaj-Uciechów (monoklina przedsudecka). Lithology of Upper Rotliegendes strata from Bogdaj-Uciechów region, Fore-Sudetic Monocline. *Biul. Geol. U.W.*, t. 17, s. 5-55.
- 1980: *Charakter przestrzeni porowej skał zbiornikowych czerwonego spągowca i karbonu centralnej strefy basenu permjskiego*. Archiwum Inst. Geol., Warszawa (maszynopis).
- GROCHOLSKI W., 1972: Młodopaleozoiczne struktury północnego obrzeżenia bloku przedsudeckiego w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, nr 3, s. 160.
- 1975: Waryscydy południowej Wielkopolski. Variscides of Southern Wielkopolska. *Prz. Geol.*, 4, s. 171-178.
- GUILD P. W., 1972: *Metalogeny and the New Global Tectonics*. 24-th Int. Geol. Cong. Sec. 4.
- GUNIA T., 1976: Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i metamorfiku Śnieżnika, [w:] *Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Klodzkiej*. Wrocław.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUC E., 1975: Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, nr 4, s. 153-163.
- HAMILTON W., 1978: Plate tectonics — its influence on man. *Calif. Geol.* 10, s. 223-228.
- HANDSHAW B., COPLEN T. B., 1973: Ultrafiltration by a compacted clay membrane. II Sodium ion exclusion at various ionic strenghts. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, vol. 37. s. 2311-2327.
- HARANCZYK C., 1972: Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Ore mineralization of the Lower-Zechstein euxinic sediments in the Fore-Sudetic Monocline. *Arch. Miner.*, z. 1-2, s. 13-173.
- 1973: Epeirophoresis, and origin of ore deposits. *Acta Geol. Pol.*, vol. 23, nr 2, s. 293-323.
- 1976: Metalogeneza Europy. *Prz. Geol.*, nr 6, s. 329-334.
- HAYES J. B., 1979: Sandstone diagenesis — the hole truth, [w:] *Aspects of Diagenesis*. *SEMP Spec. Publ.* nr 26, s. 127-140.
- HAWKINS P. J., 1978: Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late carboniferous sandstone reservoirs. Bothamsall oilfield, E. Midlands. *J. Geol. Soc.*, vol. 135, s. 7-24.
- HELING D., TEICHMULLER M., 1974: Die Grenze Montmorillonit Mixed-Layer Minerale und ihre Beziehung zur Inkohkengin der Grauen Schichtenfolge des Oligozans un Oberrheingraben. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen*, 24, s. 113-128.
- HEYDEMANN A., 1959: Adsorbition aus sehr verdunnten Kupferlösungen an reinen Tonmineralen. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 15, s. 305-329.
- HOFFMAN J., HOWER J., 1979: Mineral assemblages as low grade metamorphic termometers: application to the thrust faulted disturbed Belt of Montana. *SEPM Spec. Pub.*, nr 26.
- HOPPE W., 1963: *Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrografische Auswertungen*. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Kl. Berybau, Huttenwes. 1.
- HOWER J. E. E. V., HOWER M. E., PERRY E. A., 1976: The mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: (I) Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 87, s. 725-737.
- HUCK G., PATTEISKY K., 1964: Inkohlungsreaktionen unter Druck. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen*, 12, s. 551-558.
- JERZMAŃSKI J., 1974: Główne dyslokacje i ich znaczenie w metalogenezie regionu dolnośląskiego. *Kwart. Geol.*, t. 18, nr 4, s. 684-689.
- JERZYKIEWICZ M., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 1, s. 57-90.
- JOLLY W. T., 1980. Development and degradation of Archean Lavas, Albitibi Area, Canada, in light of major element geochemistry. *J. of Petrol.*, 21, nr 2, s. 323-363.
- JUNGTEN H., KARWEIL J., 1966: Gasbildung und Gasspeicherung in Steinkohlenflözen. *Erdöl Kohle*, 19, s. 251-258, 339-344.
- JUSZKO S. A., 1966: *Metody laboratoryjnego issledowanija rud*. Moskwa.
- KARNKOWSKI P. H., 1977: Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). Facies analysis of the Rotliegendes in the northern part of the Fore-Sudetic Monocline (Poznań-Śrem Region). *Acta Geol. Pol.*, vol. 27, nr 4, s. 481-495.
- 1981: Obecny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. The current litostratigraphic subdivision of the Rotliegendes in Poland and proposition of its formalization. *Kwart. Geol.*, t. 25, z. 1, s. 59-66.
- 1982: *Paleogeografia i paleotektonika czerwonego spągowca*

- ca w Wielkopolsce. Praca doktorska. Archiwum Wydziału Geologii UW, ss. 139.
- KARNKOWSKI P., KRZYSZTOFOWICZ Z., SOLAK M., 1978: Podcechsztyńska budowa geologiczna basenu permskiego. Geological structure of Zechstein substratum of the Permian basin. *Kwart. Geol.*, t. 22, z. 4, s. 735-751.
- KATZUNG G., 1972: Stratigraphie und Paleogeographie des Unterperm in Mitteleuropa. *Geologie*, 21, s. 570-584.
- KAUTZSCH E., 1953: Tektonik und Paragenese der Rücken im Mansfelder und Sangerhausen Kupferschiefer. *Geologie*, 2, s. 4-24.
- KAZAŃSKI V. I., SZCZEGŁÓW A. P., 1976: Tectono-magmatic activation and the metallogeny of Central Europe, [w:], *The Current Metallogenic Problems of Central Europe*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 29-60.
- KŁAPCZYŃSKI J., 1972: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, fauna, stratigraphy and palaeography of Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 5, s. 77-136.
- KŁAPCZYŃSKI J., KORNAŚ J., 1966: Uwagi o występowaniu skal wylewnych w wierceniach Wichów, Nowa Sól-1 i Klenica. Remarks on the occurrence of effusive rocks in the boreholes at Wichów, Nowa Sól-1 and Klenica (Fore-Sudetic Monocline). Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945-1965. Wrocław.
- KŁAPCZYŃSKI J., JUROSZEK CZ., SACHANBIŃSKI M., 1975: Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2, s. 7-46.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1965: Signs of mineralization in the Zechstein of the North Sudetic Syncline. *Pr. Geol.*, nr 28, s. 7-99.
- KONTOROWICZ A. E., PARPAROVA G. M., and TRUSHIKOV P. A., 1967: Metamorphism of organic matter and several questions of oil content (by example from Mesozoic deposits of the West-Siberian Lowland). *Akad. SSSR Sibirsk. Otdeleniye Geologii i Geofizika*, 1967, nr 2, s. 16-29.
- KOREJWO K., TELLER L., 1967: Stratygrafia dolnego karbonu (górný wizen) z wiercenia Sułów-1 i Lamki-1. La stratigraphie du Carbonifère inférieur (viséen supérieur) dans les forages Sułów et Lamki (Pologne du Sud-Quest). *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, nr 2, s. 299-313.
- KOTAS A., 1973: Występowanie utworów kambru w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Geol.*, nr 1, s. 37.
- KOSTOW I., 1971: *Mineralogia*. Moskwa.
- KOZŁOWSKI S., 1963: Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). The geology of Permian volcanites in the central part of the Sudetic Depression (Lower Silesia). *Pr. Geol. Kom. Geol. PAN*, nr 14. Kraków.
- KOZŁOWSKI A., 1982: Melt intrusions in pyroclastic quartz from the Carboniferous deposits of the Holy Cross Mts, and the problem of magmatic corrosion. *Acta Geol. Pol.*, vol. 31, nr 3, s. 273-284.
- KOWALSKI W., 1967: Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach i ich pegmatytach. *Arch. Miner.* t. 27, z. 1, s. 56-244.
- 1976 i 1977: Geochemia, mineralogia i geneza dolnośląskich złóż i wystąpień barytowych. Geochemistry, mineralogy and origin of the Lower Silesian barite deposits and occurrences. Cz. I. *Arch. Miner.*, t. 32, z. 2, s. 5-92; Cz. II. *Ibidem*, t. 32, z. 1, s. 107-167.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W., 1976: Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. Some remarks on the carboniferous occurring on the North-Western Margin of the Fore-Sudetic Block. *Kwart. Geol.*, t. 20, z. 1, s. 53-64.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1978: Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej, [w:] *Przewodnik L. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 113-118.
- KSIĄŻKIEWICZ M., OBERC J., POŻARYSKI W., 1977: Tectonic. Geology of Poland, 4, Inst. Geol., Warszawa, s. 11-45.
- KUCHCIŃSKI J., 1973: Rozwój i zarys tektoniki basenu czerwonego spągowca w północno-zachodniej Polsce. Tectonic development of the Rotliegendes (Lower Permian) Basin in North-West Poland. *Inst. Geol. Biul.*, nr 264, s. 223-235.
- KULLERUND G., 1964: Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. *Fortschr. Miner. Kristallogr. Petr.*, Bd. 41, nr 4.
- KULEZA-WIEWIÓRA K., 1982: *Badania rentgenowskie spoiwa ropo- i gazonośnych piaskowców górnego czerwonego spągowca z monokliny przedsudeckiej*. Mat. Konf. Nauk. Technicznej. Serock, s. 171-178.
- LEHMANN E., 1972: On the source of the iron in the Lahn ore deposits. *Miner. Deposites*, 7, s. 247-270.
- LISIAKIEWICZ S., 1959: W sprawie genezy złóż miedzi w niecce północnosudeckiej. *Prz. Geol.*, nr 3, s. 114-121.
- LORENZ V., NICHOLLS I. A., 1976: The Permocarboneous basin and range province of Europe, and application of plate tectonics, [w:], H. Falke (red.), *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. *Math. a. Phys. Sci.*, vol. 22. Ser. C.
- LOVE L. G., 1962: Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer, and marl slate. *Econ. Geol.*, vol. 57, s. 350-366.
- LUSK J., CROCKET J. H., 1969: Sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides from the Heath Steele B-1 Orebody, New Brunswick, Canada. *Econ. Geol.*, vol. 64, s. 147-155.
- ŁODOCZNIKOW W. I., 1957: *Główniejszyje porodoobrazujuszczzyje minieraly*. Gosgeolotichizdat, Moskwa.
- MAC GEEHAN P. J., MC LEAN W. H., 1980: An Archean sub-sea floor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulphide genesis. *Nature*, nr 286, s. 767-771.
- MAJEROWICZ A., 1974: *Charakterystyka petrograficzna skal krystalicznych na podstawie 95 szlifów wykonanych z prób metamorficznych bloku przedsudeckiego*. Arch. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis).
- MAJOROWICZ J., 1978: Związki pola geotermicznego z uwęglaniem w polskich basenach węglowych. Relations between geothermal field and carbonatization in Polish Coal Basins. *Kwart. Geol.*, t. 22, z. 3, s. 497-510.
- MALISZEWSKA A., 1981: *Pyroclastic rock lithofacies of the Autunian (Obrzycko Member) in the western part of the Polish Lowland*. Proc. Inter. Symp. Central European Permian, Jabłonna 1978, Warszawa, s. 212-228.
- MANHEIM F. T., HORN M. K., 1969: Composition of deep subsurface waters along the Atlantic margin. *Southeastern Geology*, vol. 9, s. 215-236.
- MICHNIEWICZ M., 1981: Próba interpretacji wczesnych etapów tektogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wglębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. Early stages of the tectogenesis of Sudets Mts. as interpreted in the light of deep-diapirism theory and

- the concept of deep fractures. *Geol. Sudetica*, vol. 16, s. 75-138.
- MILEWICZ J., KORNAŚ J., 1971: Uwagi o podłożu podpermskim w rejonie Gubina. Remarks on the Sub-Permian basement in the Gubin region. *Kwart. Geol.*, t. 15, z. 4, s. 870-875.
- MILEWICZ J., 1976: Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. Rotliegendes in the vicinity the Fore-Sudetic Block. *Kwart. Geol.*, t. 20, z. 1, s. 81-95.
- MOKADY R. S., LOW P. F., 1968: Simultaneous transport of water and salt through clays; Transport mechanism. *Soil Sci.* 105, s. 112-131.
- NEMEC W., PORĘBSKI SZ. J., 1977: Weissliegende sandstones: a transition from fluvial-eolian to shallow marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 47, z. 3, s. 387-418.
- NOWAKOWSKI A., 1967: Postvolcanic albitization of Lower Permian Lavas (Lower Silesia). *Bull. Acad. Sci. Ser. Geol.-Geogr.*, vol. 15, nr 3, s. 113-118.
- OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski*, t. IV. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol., Warszawa.
- 1977: Besteht ein kaledonisches Tektogen in Sudpolen. *N. Jb. Geol. Palaont.* 1. Stuttgart.
- 1978: Rozwój formacji i tektonika Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego ze szczególnym uwzględnieniem utworów przedpermskich. *Przewodnik L. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa s. 11-41.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J., 1963: Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. Geol.*, nr 12, s. 505-509.
- OBERC J., SERKIES J., 1968: Evolution of Fore-Sudetic copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 63, s. 372-379.
- OBERC J., OBERC-DZIEDZIC I., 1978: Skały przedkarbońskie zachodniej części obszaru przedsudeckiego. *Przewodnik L. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 97-113.
- OELSNER O., 1959: Bemerkungen zur Herkunft der Metalle im Kupferschiefer. *Freib. Forsch.*, 658, s. 106-113.
- OSIKA R., 1961: Sprawa poszukiwania złóż rud żelaza na bloku przedsudeckim w świetle nowych danych geologicznych. Problem of iron ore deposits prospecting on the Fore-Sudetic Block, in the light of new geological data. *Prz. Geol.*, nr 3, s. 121-125.
- PEREIRA J., DIXON C. J., 1971: Mineralization and plate tectonics. *Miner. Deposits*, 6, s. 404-405.
- PETRASCHECK W. E., 1976: Mineral zoning and plate tectonics in the Alpine-Mediterranean area. *Geol. Assoc. of Canada, Spec. Pap.*, nr 14, s. 353-359.
- PICELUK H., WOJTKOWIAK Z., 1978: Wulkanity autunu. *Przewodnik L. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 129-133.
- PITTMAN E. D., 1972: Diagenesis of quartz in sandstone as revealed by scanning electron microscopy. *J. Sed. Petrol.*, vol. 42, s. 507-519.
- PLIMER I. R., 1980: Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. *Miner. Deposits* 15, s. 275-289.
- PODEMSKI M., 1970: Szary spągowiec z okolicy Nowej Soli. *Kwart. Geol.*, t. 14, z. 3, s. 467-476.
- POKORSKI J., 1976: The Rotliegendes of the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, nr 6, s. 318-323.
- 1978: Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. The development of the Rotliegendes Basin of the Polish Lowlands. *Ibid.*, nr 12, s. 686-693.
- 1981a: Paleogeography of the Saxonian in the Polish Lowland. Proc. Symp. Central European Permian. Jabłonna 1978, s. 56-68.
- 1981b: Propozycja formalnego podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. Formal litostratigraphic subdivision proposed for the Rotliegendes of the Polish Lowlands. *Kwart. Geol.*, t. 25, z. 1, s. 41-58.
- POLAŃSKA I., SMULIKOWSKI K., 1969: *Geochemia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- POUBA Z., 1971: Relations between iron and copper-lead-zinc mineralizations in submarine volcanic ore deposits in the Jeseníky Mts. Czechoslovakia. *IAGOD Meetings Soc. Mining Geol. Japan*, s. 186-192.
- POWERS M. C., 1967: Fluid release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, vol. 51, s. 1240-1254.
- POŻARYSKI W., 1975: Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. Geol.* nr 4, s. 163-170.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1979: O aulakogenie środkowopolskim. On the Mid-Polish Aulacogen. *Kwart. Geol.*, t. 23, z. 2, s. 271-290.
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z., 1979: Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. The tectonic development of the Polish part of East-European Platform Forefield in the Baikalian and Caledono-Variscan epochs. *Ibid.* t. 23, z. 1, s. 7-21.
- PRYOR W. A., 1971: Petrology of the Weissliegende sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany. *Geol. Rundsch.*, vol. 60, nr 2, s. 524-551.
- PRICE F. T., SHIEH J. N., 1979: The distribution and isotopic composition of sulfur in coals from the Illinois Basin. *Econ. Geology*, vol. 74, s. 1445-1461.
- RAMDOHR P., 1962: *Rudnyje minieraly i ich srastanija*. Moskwa.
- RENTZSCH J., 1974: The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt, [w:], Bartholome P. (red.), *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*. Societe Geologique de Belgique, Liège, s. 395-418.
- RICARD D. T., 1974: Low temperature copper geochemistry: geological aspects. *Ibid.*, s. 1-14.
- RITTMAN A., 1973: *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. A. Method of Calculation*. Heidelberg.
- ROBIN P.-J. F., 1978: Pressure solution at grain contacts. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, vol. 42, s. 1383-1389.
- ROSE A. W., 1976: The effect of cuprous chloride complex in the origin of red-bed copper and related deposits. *Econ. Geol.*, vol. 71, s. 1036-1049.
- RÖSLER H. J., BAUMANN L., 1970: *On the different origin of Variscan and Post-Variscan (Saxonic) mineralizations in Central Europe*. Intern. Union. Geol. Sci. A. hr. 2. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Stuttgart.
- RYDZEWSKI A., 1968: *Petrografia utworów czerwonego spągowca rejonu perykliny Żar*. Archiwum Inst. Geol., Warszawa (maszynopis).
- 1969a: Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu w monoklinie przedsudeckiej. Petrography of the copper-bearing Zechstein shales in the Fore-Sudetic Monocline

- (Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, nr 217, s. 113-167.
- 1969b: Problemy występowania i genezy pirytu w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. The problem of occurrence and genesis of pyrite in the Zechstein rocks of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 13, z. 4, s. 811-819.
  - 1970: *Charakterystyka petrograficzna utworów permu we wschodniej części monokliny przedsudeckiej*. Archiwum Inst. Geol., Warszawa (maszynopis).
  - 1976: Geneza dolnocechsztyńskiej polimetalicznej mineralizacji kruszcowej. *Prz. Geol.*, nr 4, s. 176-181.
- RYKA W. 1978: Skały wylewne czerwonego spągowca w Polsce. Rotliegendes effusive rocks in Poland. *Prz. Geol.*, nr 12, s. 694-698.
- 1981: *Some Problems of the Autunian Volcanism in Poland*. Proc. Inter. Symp. Central European Permian. Jabłonna 1978, s. 165-179.
- SACHANBIŃSKI M., 1980: Granitoidy obszaru przedsudeckiego w świetle badań geochemicznych. The Fore-Sudetic granitoides in terms of geochemical data. *Arch. Miner.*, t. 36, z. 1, s. 135-242.
- SALES R. H., 1959: The White Pine copper deposit. *Econ. Geol.*, vol. 54, s. 947-951.
- SARKISYAN S. G., 1971: Application of the scanning electron microscope in the investigation of oil and gas reservoir rocks. *J. of Sed. Petrol.*, nr 1.
- SAWKINS F. J., 1972: Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *J. of Geol.*, vol. 80, nr 4, s. 377-397.
- 1976: Metal deposits related to intercontinental hotspot and rifting environments. *J. of Geol.*, vol. 84, nr 6, s. 653-671.
- SAWKINS F. J., BURKE K., 1980: Extensional tectonics and Mid-Paleozoic massive sulfide occurrences in Europe. *Geol. Rundschau*, Bd 69, H. 2, s. 349-360.
- SCHMIDT V., MC DONALD D. A., 1979: Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. *SEMP Spec. Publ.*, nr 26.
- SCHNEIDERHOHN H., 1923: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. *Neues Jb. f. Miner. Abh.*, 47, s. 1-38.
- 1962: *Złoża rud*. Wyd. Geol., Warszawa.
- SCHULER A., 1961: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder Metamorphose. *Neues Jb. Miner., Abh.*, 96, s. 250-290.
- SZCZEGŁÓW A. O., 1971: *Mietallogienija sriedinnych massiwow*. Moskwa.
- SIEMASZKO E., 1978: Permskie skały wylewne w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Permian effusive rocks from SW part of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 22, z. 3, s. 571-581.
- 1981: *Autunian Intrusives in the Fore-Sudetic Monocline*. Proc. Inter. Symp. Central European Permian. Jabłonna 1978, s. 211-220.
- SIEVER R., TOWE S., 1962: Silica solubility, 0-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. *J. of Geol.*, vol. 70, s. 127-150.
- SIPPEL R. F., 1968: Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *J. Sed. Petrol.*, vol. 38, s. 530-554.
- SMIRNOW W. I., 1969: *Geologija poleznych iskopajemych*. Moskwa.
- 1974: *Zony Wieńofa i magmatogiennoje rudoobrazowanie*. Geologia rudnych miastorożdzenij, 1, s. 3-17.
- SMULIKOWSKI K., 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Su-
- detach. Polymetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Góry Złote in the Sudets. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 1, s. 7-66.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, vol. 3, s. 297-356.
- 1975: Role of Permo-Mesozoic and Cainozoic vertical movements in the development of present day geological structure of Poland. *Mat. Pr. Inst. Geof.* 82, s. 15-36.
- SOLOMON P. J., 1965: Investigations into sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland. *Econ. Geol.*, vol. 60, s. 737-765.
- SOŁOWIEW S. P., 1972: *Dinamika chimizma magmaticzeskich gornych porod SSSR*. I. Miedz. geochem. kogr., t. 1. Moskwa.
- SPECZIK ST., 1974: Przejawy mineralizacji kruszcowej w profilu wiertniczym karbonu dolnego z otworu Szymonków IG-1. Traces of ore mineralization in Lower Carboniferous profile from borehole Szymonków IG-1. *Prz. Geol.*, nr 11, s. 593-543.
- 1979a: Mineralizacja kruszcowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. Ore mineralization in the basement carboniferous rocks of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland). *Geol. Sudetica*, 4, nr 1, s. 77-122.
  - 1979b: Mineralizacja kruszcowa w utworach białego spągowca w rejonie Rawicza. Ore mineralization in Weis-sliegendes deposits of the Rawicz area (Southwestern Poland). *Arch. Miner.*, t. 35, z. 1, s. 44-53.
  - 1980: *Rola i miejsce procesów diagenety i epigenety w przeobrażeniach i mineralizacji podłoża podpermskiego monokliny przedsudeckiej*. Archiwum Inst. Geol., t. 1 i 2, Warszawa (maszynopis).
  - 1982: *Kupferschiefer Exploration*. Report. St. Joe Explorations. Hannover (Confidential).
- SPECZIK S., RYDZEWSKI A., 1983: Postmagmatic processes in Lower Permian volcanic rocks associated with Żary Perycline, Southwestern Poland. *Arch. Miner.*, t. 39, z. 1, s. 78-91.
- STANTON R. L., RAFTER T. A., 1966: The isotopic constitution of sulfur in some stratiform lead-zinc sulfide ores. *Miner. Deposits*, vol. 1, s. 16-29.
- STRECKEISEN L., 1968: Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues. Jb. Miner. Abh.* 107, nr 2/3, s. 104-240.
- SWEENEY I., KAPLAN R., 1973: Pyrite framboid formation. *Econ. Geol.*, vol. 68, s. 618-634.
- SZCZEGŁÓW A. O., 1971: *Mietallogienija sriednich massiwow*. Moskwa.
- ŚLĄCZKA A., 1976: Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16, z. 3, s. 337-350.
- TAYLOR S. R., 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geoch. et Cosmochimica Acta*, vol. 28, s. 1273-1285.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R., WEBER K., 1978: Inkohlung und Illit Krystallinität. *Forsch. Geol. Rheinl. Westfalen*, 27.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R., 1979: Diagenesis of coal (Coalification), [w:] Larsen G., Chilingar G. (red), *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, s. 207-246.
- TEISSEYRE H., 1961: On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. geol. et geogr.*, vol. 9, s. 53-61.



- TEISSEYRE A. K., 1973: Diagenetic carbonatization due to kaolinitization: A hypothesis with example from Sudetic Carboniferous sandstone. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 43, z. 1, s. 453-482.
- 1975: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the kulum alluvial fans in the Western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 2, s. 5-135.
- THODE H. G., MONSTER J., 1965: Sulfur-isotope geochemistry of petroleum, and ancient seas. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.*, 4, s. 367-377.
- TOMASZEWSKI J. B., 1962: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 12.
- 1981: *Development of Zechstein Deposits in the Vicinity of Lubin and Sieroszowice*. Inter. Symp. Central European Permian, s. 341-355.
- TUREKIAN K. K., WEDEPOHL K. H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth crust. *Bull. Soc. Am.*, 72, s. 175-192.
- TUROWSKI S. D., DIEWLETOW I. K., KOLESNIKOW I. M., SAŁAMONOWICZ Ł. I.: 1972: *K woprosu ob usłowjach projawlenija i priznakow rudogienierujuszczich intruzij*, [w:] *Rudooobrazowanije i jego swjaz s magmatizmom*. Nauka, Moskwa.
- TVALCHRELIDZE G. A., 1976: On the position of massive sulphide and porphyry-copper deposits in different types of geosynclinal zone. [w:] *The Current Metallogenic Problems of Central Europe*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 93-124.
- WALEŃCZAK Z., 1979: Drobnodispersyjne formy substancji organicznej w skalach. Fine-dispersional occurrence of organic substance in rocks. *Bull. Inst. Geol.*, 315, s. 151-164.
- WALKER T. R., 1967a: Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 78, s. 353-368.
- 1967b: Color of recent sediments in tropical Mexico: A contribution to the origin of red-beds. *Ibid.*, vol. 78, s. 917-920.
- 1974: Formation of red beds in moist tropical climates. A hypothesis. *Ibid.*, vol. 85, s. 633-638.
- WALKER A. L., BUCHANAN A. S., 1969: The Production of Hydrothermal Fluids from Sedimentary Sequences. Part. I. *Econ. Geol.*, vol. 64, s. 919-822.
- WEAVER C. E., BECK K. C., 1971: Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 134, ss. 96.
- WEBER K., 1978: *Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz*. 2. dt. geol. Ges., Band 129, 1, s. 249-281.
- WEDEPOHL K. H., 1964: Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland: Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente, *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 28, s. 305-364.
- 1971: Kupferschiefer as a prototype of syngenetic sedimentary ore deposits. *Soc. Min. Geol., Japan*, s. 268-273.
- WHITE C. H., 1942: Notes on the origin of the Mansfeld copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 37, s. 64-68.
- WHITE D. E., 1957: Magmatic, connate and metamorphic waters. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 68, s. 1659-1682.
- 1968: Environment of Generation of Some Base-Metal Ore Deposits. *Econ. Geol.*, vol. 64, s. 301-335.
- WHITE D. E., ANDERSON E. F., GRUBBS D. K., 1963: Geothermal Brine Well: Mile-Deep Drill Hole May Tap Ore-Bearing Magmatic Water and Rocks Undergoing Metamorphism. *Science*, vol. 139, s. 919-922.
- WICHROWSKA M., 1981: *Electron microscopy applied to quartz grains from the Lower Rotliegendes sediments of Poznań region*. Pr. Inter. Symp. Central European Permian. Jabłonna 1978, s. 229-233.
- WILCZEK T., 1982: *Zastosowanie badań katogenezy SO do oceny możliwości powstawania węglowodorów w osadach karbonu i aalenu górnego*. Konf. Nauk.-Techniczna. Serock 1982, s. 181-191.
- WILLEY J. D., 1974: The effect of pressure on the solubility of amorphous silica in seawater at 0°C. *Marine Chem.*, vol. 2, s. 239-250.
- WYZYKOWSKI J., 1961: Północno-zachodni zasięg krystalinikum bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi. Remarks on the geological structure of northwestern part of Fore-Sudetic Block and its environment. *Prz. Geol.*, nr 4, s. 182-186.
- 1964: Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Rotliegendes formation in the Sudetic foreland. *Ibid.*, nr 7/8, s. 319-323.
- 1971: Cechsztyńska formacja miedzionośna w Polsce. Zechstein copper-bearing formation in Poland. *Ibid.*, nr 3, s. 117-122.
- VAN HOUTEN F. B., 1968: Iron Oxides in Red Beds. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 79, s. 399-416.
- 1972: Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Colombia: A contribution to the origin of red beds. *Ibid.*, vol. 83, s. 761-722.
- VINOGRADOV A. P., 1962: Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geokhimiya*, 7, s. 641-664.
- VISSCHER H., 1971: The Permian and Triassic of the Kingscourt Outlier, Ireland. *Geol. Surv. Ireland, Spec. Pap.* I. Dublin.
- ZNOSKO J., 1981: *Tectonic Framework of the Permian Events in the Polish Area*. Pr. Inter. Symp., Central European Permian. Jabłonna 1978, s. 127-160.
- ŻAKOWA H., 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.*, t. 7, z. 3, s. 73-94.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1962a: Profil kulmu z okolic Toszka. On the Culm of the Region of Toszek. *Kwart. Geol.*, t. 6, z. 2, s. 265-280.
- 1962b: Profil kulmu z okolic Głubczyc (Sudety Wschodnie). Profiles of Culm from the vicinities of Głubczyce (East Sudeten). *Prz. Geol.*, nr 45, s. 196-204.
- 1964a: Wstępne opracowanie profilu z Ostrzeszowa. Preliminary profile of the Carboniferous at Ostrzeszów. *Kwart. Geol.*, t. 8, z. 1, s. 102-110.
- 1964b: Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. The Carboniferous formation in the basement of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, nr 5, s. 224-228.
- 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, nr 261, s. 1-97.



# METALLOGENY OF PRE-ZECHSTEIN BASEMENT OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE (SW POLAND)

Stanisław SPECZIK

Institute of Geology, The University of Warsaw  
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

## Summary

**ABSTRACT:** The examinations of core samples collected from 127 drilling holes enabled to elaborate the metallogenic characteristics of pre-Zechstein basement of the Fore-Sudetic Monocline. Two metallogenic epochs: Precambrian and Caledono-Variscan – were distinguished. Moreover, Caledono-Variscan epoch was subdivided into five stages: Caledonian and A, B, C, D Variscan. The Caledonian stage was pronounced insignificantly in the basement of the Monocline, because of the specific monocyclic development of the Caledono-Variscan geosyncline. A and B Variscan stages respond to the two phases of hydrothermal mineralization of Sudetic-Erzgebirge and Asturian age. Traces of mineralization that relate to Autunian volcanism were included into the C stage, while diagenetic-infiltrational processes that took place during Rotliegendes time were classified as the D stage.

The research allowed to establish the metallogenic potential of different

formations of the pre-Zechstein basement. Consequently, the opinion about the source and manner of transport of heavy metals into the copper shale (Kupferschiefer) were presented. Multisource character of the origin of heavy metals and their gradual concentration due to processes of erosion, diagenesis, infiltration and leaching was adopted. The key role in the processes of metal leaching was played by brines enriched in chlorides that evolved from diagenetic alteration of meteoritic water into Rotliegendes sediments. As the result of Zechstein sea transgression the metal-rich brines were released. The process of metal supply covered sedimentation time of the Kupferschiefer as well as period of eodiagenesis. The area of Rote Faule facies was the place of mutual interaction between the brines and the Kupferschiefer, what resulted in the zonation of stratified copper deposits of Southwestern Poland.

## INTRODUCTION

The rocks that were the subject to investigations comprise a wide interval of time from Precambrian to Rotliegendes, occur over the vast area, and are represented by many different petrographic types. These reasons caused that the author concentrated his work on those geologic problems of the basement of the Fore-Sudetic Monocline, which were

important from the metallogenic point of view. The studies were carried out mostly by means of microscopic observations of polished and thin sections. Additionally X-ray, geochemical and isotope analyses, microchemical reprints, identification etchings, scanning microscope, rank of vitrinite and termobarogeochemical methods were employed.

## METALLOGENY OF THE CRYSTALLINE ROCKS

Crystalline rocks of the Fore-Sudetic Monocline occur in the inner parts of the four anticlinal zones trending parallelly SE-NW to the Middle Odra fracture (Fig. 1). Numerous different petrographic types were recognized: granites, gneisses, schists, hornfelses and variously altered phyllites (Tab. 1). These rocks were thought to be mostly of Precambrian age. The authors result and those of Krawczyńska-Grocholska, Grocholski (1976), and Górecka *et al.* (1977, 1978), show that they are mainly of Carboniferous and early-Paleozoic age. Three principal genetic types of mineralization have been distinguished, differing in their composition and origin (pl. I, 1-6; pl. II, 1-6; pl. III, 1-5). Fluid inclusions associated with the mineralizations were the subject of termobarogeochemical investigations (Tab. 2).

The mineralizations are as follows:

- 1) metamorphic mineralization,
- 2) magmatic mineralization,
- 3) hydrothermal mineralization.

The metamorphic mineralization represented by streaks of pyrite automorphic crystals arranged parallelly to the rocks lamination (boreholes Jagodzin-1, Pogalewo Wielkie, Jędrzychówek) was formed due to recrystallization of syndiagenetic iron sulphides. The hematite mineralization is second to the sulphide one in that genetic type, and resulted from recrystallization of ferrous pigment of the mother rocks, mainly sedimentary ones. Both mineralizations are often accompanied by elongated inclusions of graphite.

stallization of ferrous pigment of the mother rocks, mainly sedimentary ones. Both mineralizations are often accompanied by elongated inclusions of graphite.

The magmatic mineralization represented by magnetite, ilmenite, and products of their deuteric and hypergenic alteration (martite, leucosene and rutile) appears in granitoids. This type of mineralization is common in Gubin granitoids, rare in Szprotawa granitoids and sporadic in Wrocław granitoids.

Postmagmatic-hydrothermal origin is attributed to polymetallic mineralization found in granitoids and in metamorphic rocks from Kłępinka IG-1, Jędrzychówek, Wężowice IG-1 profiles. This mineralization is apparently laid onto considerably consolidated and tectonized rocks. Parahydrothermal character is suggested for the mineralization observed in veinlets from Święciechowa-1, Lutol IG-1, and other profiles. Fluids that are responsible for extensive structural alteration of the entire rock formations from Czeszów-4, Żakowo-3 profiles were generated by a heat stream related either to magmatic intrusions or to tectonically disturbed zones of deep seated fractures.

Mutual relations between the mineralization and the host rocks indicate the Variscan age of hydrothermal mineralization. The mineralizations of metamorphic-metasomatic origin

(boreholes Wężowice IG-1, Świąciechowa-1) are probably older. Geochemical studies revealed that granitoids of Middle Odra region contain high amounts of base metals (mainly Pb, Cu) fairly exceeding those of the Fore-Sudetic Block granitoids. The author's observations and distribution of

the Variscan mineralization that altered Variscan and older rocks prove, that the mineralization may have been considered as an important source of the base metals later included into the younger geochemical cycles (see Tab. 5).

### METALLOGENY OF THE CARBONIFEROUS ROCKS

The questioned rocks are of the Lower and Upper Carboniferous age. They are composed of sandstones interbedded or intermixed with siltstones and shales with minor intercalations of conglomerates. Sporadically Upper Carboniferous acid volcanites were found. Detailed petrography and mineralogy of Carboniferous rocks was presented earlier (Speczik 1979a, 1980). The Carboniferous rocks are variously tectonically disturbed, locally brecciated, moderately to strongly diagenesed and occasionally slightly metamorphosed. Scanning microscope works, rank of vitrinite measurements and analysis of clay mineral assemblages revealed spatial and temporal pattern of Carboniferous rocks diagenesis (pl. III, 6; pl. IV, 1-6; Tab. 3). Diagenetic processes are generally profoundly expressed in the Southern part of the Fore-Sudetic Monocline (Fig. 2).

Epigenetic processes are manifested in the Carboniferous rocks as hydrothermal veinlets that clearly relate to Variscan microtectonics. The veinlets are mainly composed of gangue minerals with minor ore, and dip from 30° to 90°. Two mineral phases were distinguished: the I-st Mineral Phase occurs in Lower Carboniferous and Lower Namurian rocks, and the II-nd Mineral Phase that independently occurs in the whole Upper Carboniferous formation, and at places is layed on the I-st Phase (Fig. 3). Both minerals of the I-st and II-nd Phase could occur in the same system of composite type veinlets or form veinlets of two generations dipping at different angles. Mineralogical, geochemical and isotope analysis have not yielded unquestionable results of the origin of the questioned mineralization (Tab. 4). It is suggested that fluids which formed hydrothermal veinlets were juvenile and they were moderately or strongly diluted with connate waters. The Sudetic-Erzgebirge age was assigned to the I Mineral Phase while the II Phase is thought to be of the late Asturian age.

The most important metallogenic features of Carboniferous rocks are their petrographic and mineralogical compo-

sition, environment of sedimentation, processes of diagenesis and epigenesis and their relation to tectonics, magmatism and metamorphism.

One of the signs of the mineral composition of Carboniferous rocks is a considerable amount of physically and chemically unstable components, that could have transferred its previous concentration of metal onto the discussed sediments. They constitute of: fragments of volcanic, metamorphic and sedimentary rocks as well as fragments and intergrowths of ore minerals in lithic wacke and arenite type rocks. Metals included in these rocks could have been released during diagenesis and removed from the rock system in a form of chloride rich brines. This is additionally confirmed by the geochemical works (Tab. 6).

From the metallogenic point of view numerous horizons of black shales that occur in Carboniferous rocks are of great importance. It was proved (Walker, Buchanan 1969) that in the conditions of anchimetamorphism such rocks could release mineralizing fluids that are sufficiently aggressive to form large base metal deposits. Generally, the reducing conditions of the environment of the Carboniferous system and a large content (up to 5% by volume) of syndiagenetic pyrite and marcasite, suggest that the conditions of sedimentation were favourable for formation of the stratiform base metal deposits. Such deposits have not been formed however, due to small supply of base metals to Carboniferous system.

Numerous symptoms of Carboniferous synsedimentary volcanism as well as a type of environment in some parts of the basin may have resulted in formation of base metal deposits of massive sulphide type. Epigenetic mineralization that forms hydrothermal veinlets does not produce economically interesting accumulations. However, these veinlets could have brought considerable amount of base metals into the total metal balance of Carboniferous rocks.

### METALLOGENY OF THE ROTLIEGENDES ROCKS

Lower Rotliegendes (Autunian) rocks are represented mainly by volcanites developed as the linear mass type eruptions. They are associated with sandstones interbedded with conglomerates and minor siltstones. Autunian clastic rocks are fully developed only in the Southern part of the Monocline. Sandstones, trending to the North – towards the central part of the basin – siltstones and shales form a main body of Upper Rotliegendes (Saxonian) rocks (Fig. 4). The Upper part of Saxonian formation exhibits textural features pointing on eolian type of deposition.

Autunian volcanites and associated sedimentary rocks were subject to postmagmatic alteration processes of variable type and intensity. The present mineralogical and petrographic characters of these rocks may be explained as resulting from wide and non-isochemical alteration, while original rocks are thought to have been basalts and andesites. The alteration

processes presented in order of decreasing importance are: silicification, hematization, albitization, serpentization, carbonatization, celadonitization, saussuritization, zeolitization, kaolinitization and sericitization (Fig. 5). Fluids generated by crystallizing magma were responsible for that extensive autometasomatic alteration. Hydrothermal processes evolved continuously from autometasomatic ones and represented later stage and lower temperatures of alteration. Epithermal minerals form veinlets found in volcanites and adjacent sedimentary rocks, also are sparsely disseminated throughout the volcanics. Except the cores of the Kozuchów IG-1 and Wyrzeka-2 drill holes only traces of ore minerals were observed within the volcanites (pl. V, 1-6).

The petrographic characteristics of the Autunian volcanites, their mineral composition, and diverse character of alteration, are typical of products of differentiation of the

Pacific type tholeiitic-basalt magmas. They contain relics of sedimentary textures and organic forms which could point to their genetical relationship to the Earth's crust. On the basis of the plate tectonics model of volcanism, one could explain this type of volcanism in two possible ways: the first — as a result of subduction along the northern margin of West European plate; the second (preferred by the author) due to tension, and formation of intracratonic rift systems.

Thus the studied rocks do not offer preferable exploration targets both for porphyry and massive sulphide type deposits, and should not be considered as an important source of metal, later introduced into the Zechstein sea.

The Rotliegendes clastic formations consist of continental,

fluvial, eolian and inland sabkha deposits, that at places are interbedded with carbonates and lenses or laminae of sulphates. They are slightly tectonically disturbed and far less transformed by diagenesis than the Carboniferous formations. It is envisaged that detrital and volcanic material of Rotliegendes formations was continuously leached of their metal content by water enriched in chlorides of various (mainly meteoritic) origin. The process of leaching was very effective (Tab. 7). Additionally heavy metals previously adsorbed by ferruginous pigment and clay minerals of Rotliegendes formations may have been released by processes of recrystallization. It is suggested that brines enriched in metals were contained in some kind of underground aquifers.

### METALLOGENY VERSUS GEOLOGIC DEVELOPMENT OF THE BASEMENT OF THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

Metallogeny and geologic development of the investigated area is presented according to the plate tectonic model.

Post-Gothian break-up and divergence of continental crust of the East European Platform along the rift systems is assumed to initiate the formation of the Fore-Sudetic Monocline basement. The relics of the Western subcontinent of that age were in a form of microcontinents incorporated into younger orogenic belts. Traces of the sea floor of that age (Early Baikalian epoch) were found at the margins of Sowie Góry Mountains Block. Due to compression the generally terrigenous Baikalian sediments were consequently folded and mezozonally altered. The evolution of Baikalian geosyncline was not completed, and represented only a preparation stage for further Caledono-Variscan evolution.

Distinction of the Precambrian metallogenic epoch has mostly speculative character, in this area, likewise classifying crystalline rocks into Precambrian basement. According to this study Precambrian rocks include crystalline ones of the Middle Odra zone and some of the Krotoszyn-Wolsztyn Elevation. Because of mezozonal character of metamorphic processes only traces of Precambrian ore mineralization were preserved. Sulphide and hematite mineralization of metamorphic type is the most plentiful. The metamorphic-metasomatic mineralization found in Weżowice IG-1 and Jagodzina-1 profiles, is assumed to be of Precambrian age, too. The results from adjacent areas allow to presume that the Precambrian metallogenic epoch was fully developed, with tin mineralization of Halsbrücke (Erzgebirge) heralding early stages of continental drift. Thus, there are still some chances for metallogenic exploration, especially in less metamorphosed parts of the Fore-Sudetic Monocline old crystalline basement.

Formation of a new Caledono-Variscan geosyncline had probably place between the Precambrian and Paleozoic eras. Initial volcanism of that age is known from Kaczawa and Jeszted Mts., and from Fore-Sudetic Block, too. Subsequent spreading took place in the Ordovician, Silurian and Lower Devonian time. During the Middle Devonian the Paleozoic geosyncline was at places compressed (Western Sudetes and Krotoszyn-Wolsztyn Elevation), and regionally metamorphosed. Upper Devonian and Lower Carboniferous flysch formation marks a next stage of the evolution of the geosyncline probably in connection to the collision of West European and East European Plates. Initial volcanism of that age in Eastern Sudetes imply the existence of further spreading in this part of the geosyncline.

During the Carboniferous subfluence of oceanic plates with locally welded Paleozoic zones beneath Central-European microcontinents had place. This process was recorded by a long chain of Variscan intrusions trending parallelly to the Middle Odra fracture zone. Paleozoic rocks up to the Upper Carboniferous were folded in several tectonic phases of Carboniferous age, the main deformations were completed before the end of Westphalian. Older molasse of Stephanian and Autunian age was not fully developed because of lack of Variscan foredeep in Poland. On the contrary, Saxonian molasse forms a wide belt of sedimentary rocks in front of the Variscan externides.

Because of monocyclic development of Caledono-Variscan geosyncline over the dominant part of the questioned area, it was plausible to distinguish only one Caledono-Variscan metallogenic epoch. It was additionally subdivided into five stages: Caledonian and A, B, C and D Variscan.

During the Caledonian time isostatic movements of middle massifs in Sudetes gave rise to spilite-keratophyre volcanic sequences. Pyrite deposits of Wieściszowice is believed to be related to that volcanic formation. Prior to and in part during the early Devonian time volcanic rocks of characteristic mafic-felsic bimodalism were erupted in Central Europe. The massive sulphide deposits of Meggen and Rammsberg are connected with that extensional tectonic movement. Metasomatic-hydrothermal mineralization observed in drill hole Świąciechowa represents the Caledonian stage of Caledono-Variscan metallogenic epoch. Because of limited core material the Caledonian stage is poorly recognized in the investigated area. Yet the mentioned examples, as well as Caledonian mineralization found recently in adjacent Cracovide arm of Paleozoic geosyncline, make possible further discoveries.

Variscan period of Paleozoic geosyncline development had a principal significance for metallogeny of the examined area. Variscan geosyncline is classified as a geosyncline of the second type called "Verkhojan'skiy" with poorly developed magmatism and metallogeny of early stages of evolution, and intensive magmatism and metallogeny of late and post-orogenic stages (Smirnov 1969). However, abundant fragments of basic volcanics and large content of Cr and Ni in Lower Carboniferous sedimentary rocks, make that inference questionable. A Variscan stage of Caledono-Variscan metallogenic epoch is connected with the Sudetian-Erzgebirge phase of Variscan orogeny. Reconstruction of geotectonic situation after the Erzgebirge phase is plotted in figure 6.

According to that assumption, the subfluence this time had place in a zone that corresponds with the Dolsk deep fracture. Simultaneously occurring intrusions of calc-alkaline rocks are expected in the Krotoszyn-Wolsztyn Elevation region. This inference has not been confirmed, yet. Furthermore, one can expect extrusions of basic lavas in proximity to the zone of the Dolsk deep fracture.

B Variscan stage is pronounced as hydrothermal mineralization common in the Carboniferous sedimentary sequences and laid on granitoids and some metamorphic rocks of Middle Odra zone, and Krotoszyn-Wolsztyn Elevation. Extensive zone of parahydrothermal alteration associated with the tectonically disturbed parts of the Monocline basement, are

also connected with a heat flow related to this stage of Variscan metallogeny. Synchronously with A and B stages Carboniferous sediments were diagenesed. It is envisaged that metalliferous brines enriched in chlorides were formed as the result of mechano-chemical compaction and processes of ultrafiltration. It is presumed that these brines left Carboniferous formations and were subsequently included into younger geochemical cycles.

The mineralization associated with Autunian volcanites is assigned to represent C Variscan stage, while the process of gradual concentration of heavy metals during the sedimentation of Rotliegendes sediments represents D Variscan stage.

#### SOME COMMENTS ABOUT ORIGIN OF THE STRATIFORM COPPER DEPOSITS OF SIERSZOWICE-LUBIN REGION

Numerous theories have been proposed to explain the origin of the stratiform copper deposits of Sierszowice-Lubin region. The weakest aspect of these concepts and the point of disagreement is the ultimate source of copper and the manner of transport of the mineralized solutions to the depositional environment. On the basis of the present study, it is suggested that mother rocks for metals occurring in the Lubin deposits, could have consisted of all types of basement rocks of the Monocline and adjacent areas (Fig. 7). Multisource type of metals is also emphasized by wide variety of rare elements noticed in the deposit.

Process of gradual concentration of metals has started during the Carboniferous time. Intensity and variety of diagenetic processes observed and a low content of heavy metals in Carboniferous sediments justify assumption that heavy metals were released from Carboniferous rocks and later included into younger geochemical cycles. The metals were also leached by groundwaters of an appreciable chlo-

ride content from the Lower Permian continental red bed sediments and volcanites.

Simultaneously with the transgression of the Zechstein sea heavy metals contained in the underground aquifers were introduced into the basin in directions perpendicular to presumed paleoheights (Fig. 8). It is confirmed by observed zonation of mineralization and situation of larger areas of Rote Faule facies. The time element of metal supply, which in minds of many students is an obstacle, may be extended considerably by adopting the premise that metals not only were introduced during the deposition of the Kupferschiefer, but also during the early diagenesis (Fig. 9). Mineralization found in white sandstones is thought to be late, and related to infiltrational-diagenetic evolution of the Kupferschiefer shale.

*Translated by the author*

## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

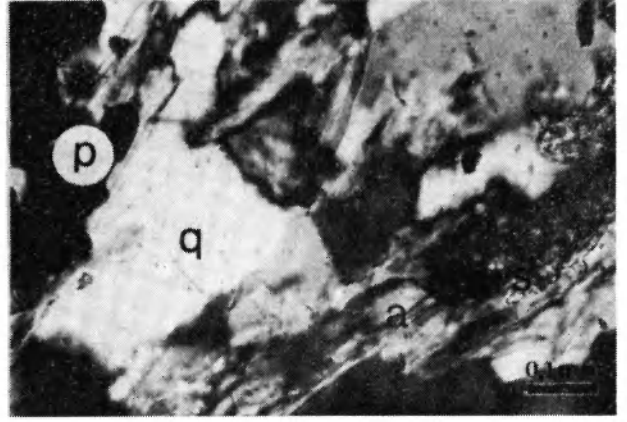
## PLANSZA I – PLATE I

1. Śródfoliacyjna impregnacja pirytowa. Światło odbite. Święciechowa-1. Głębokość 2690,0 m  
Intrafoliation pyrite impregnation. Reflected light. Drilling of Święciechowa-1. Depth 2690.0
2. Adular (a), kwarc (q), syderyt (s) i piryt (p) w żyłce. Nikole skrzyżowane. Święciechowa-1. Głębokość 2691,1 m  
Adularia (a), quartz (q), siderite (s) and pyrite in a veinlet. Nicols crossed. Drilling of Święciechowa-1. Depth 2691.1 m
3. Ziarnisty agregat pirytowy obrastany przez sfaleryt (s) i chalkopiryt (ch). Światło odbite. Święciechowa-1. Głębokość 2690,1 m  
Grained pyrite aggregate, rimmed by sphalerite (s) and chalcopyrite (ch). Reflected light. Drilling of Święciechowa-1. Depth 2690.1 m
4. Inkluzja gazowo-ciekła w kwarcu, Th = 190-200° C. Bez analizatora. Żakowo-3. Głębokość 2285,0 m  
Gaseous-liquid inclusion in quartz, Th = 190-200° C. Polarizer only, Drilling of Żakowo-3. Depth 2285.0 m
5. Pseudomorfoza martytowa ze zorientowanymi przerostami nieprzeobrażonego ilmenitu. Światło odbite. Kaniów-1. Głębokość 1380,0 m  
Martite pseudomorphs with oriented intergrowths of nonaltered ilmenite. Reflected light. Drilling of Kaniów-1. Depth 1380.0 m
6. Biotyt całkowicie zastąpiony przez pennin i ziarna tlenków żelaza. Nikole skrzyżowane. Gościszowice IG-1. Głębokość 344,2 m  
Biotite entirely replaced by pennine and grains of iron oxides. Nicols crossed. Drilling of Gościszowice IG-1. Depth 344.2 m

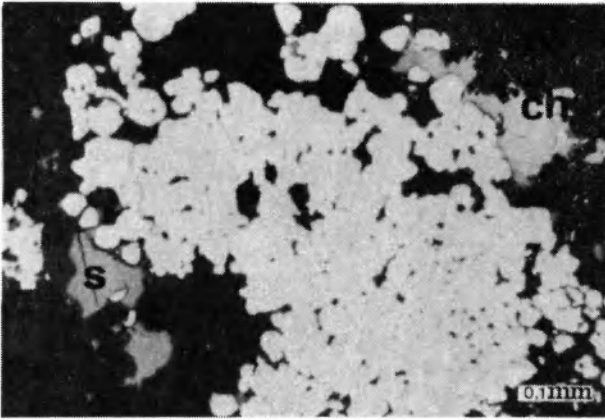




1



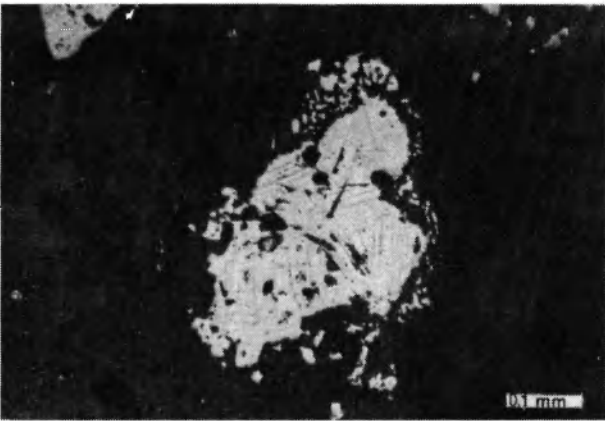
2



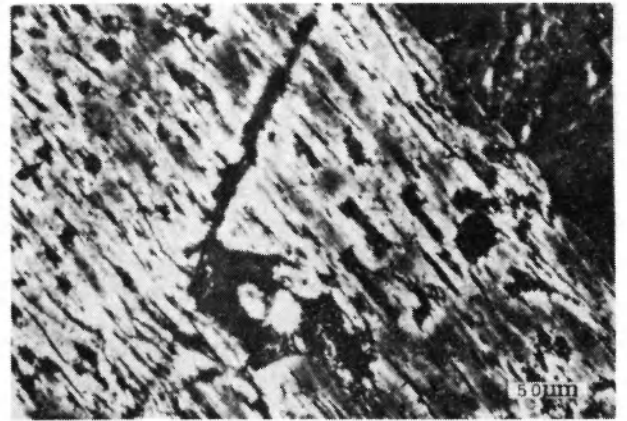
3



4



5

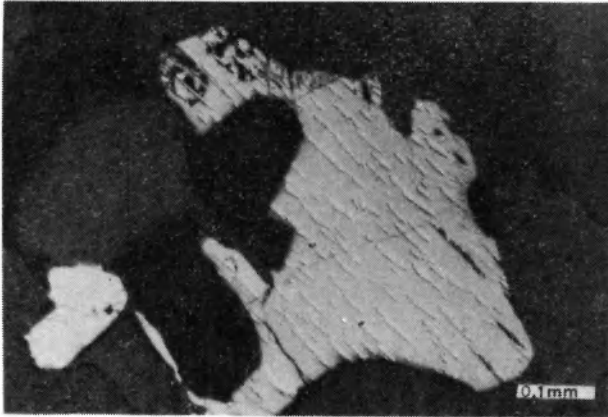


6

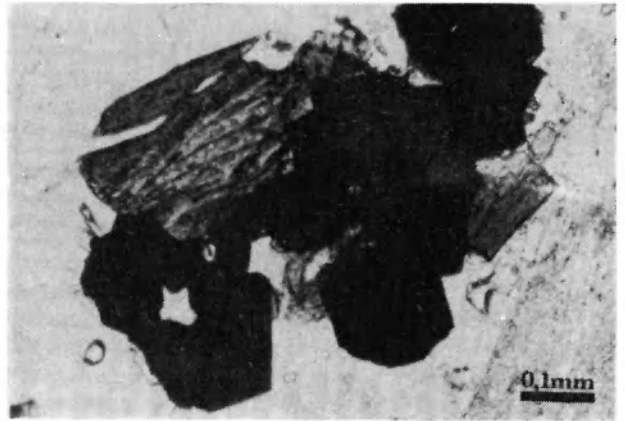
Stanisław SPECZIK – Metalogeneza podłoża podcechsztyńskiego monokliny przedsudeckiej  
Metallogeny of the pre-Zechstein basement of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

## PLANSZA II – PLATE II

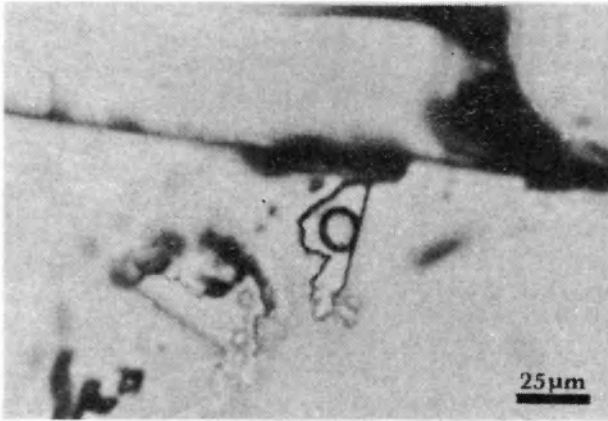
1. Hematyto-ilmenit. Światło odbite. Gościszowice IG-1. Głębokość 344,1 m  
Hematite ilmenite. Reflected light. Drilling of Gościszowice IG-1. Depth 344.1 m
2. Automorficzne kryształy pirytu w żyłce. Bez analizatora, Nowiny. Głębokość 298,3 m  
Automorphic crystals of pyrite in a veinlet. Polarizer only. Drilling of Nowiny. Depth 298.3 m
3. Inkluzja gazowo-ciekła w kwarcu. Th=190-200°C. Bez analizatora. Laskowice IG-1. Głębokość 1849,1 m  
Gaseous-liquid inclusion in quartz. Th=190-200°C. Polarizer only. Drilling of Laskowice IG-1. Depth 1849.1 m
4. Żyłka hematytowa, widoczne dwa etapy wypełnienia. Światło odbite. Klępinka IG-1. Głębokość 491,1 m  
Hematite veinlet, visible two stages of infilling. Reflected light. Drilling of Klępinka IG-1. Depth 491.1 m
5. Piryt z wrostkami chalkopirytu (ch) i pirotynu (p), obok magnetytu (m). Światło odbite. Jędrzychówek. Głębokość 361,1 m  
Pyrite with inclusions of chalcopyrite (ch) and pyrrotite (p), near by magnetite (m). Reflected light. Drilling of Jędrzychówek. Depth 361.1 m
6. Sfaleryt (s) i chalkopiryt (ch). Światło odbite. Jagodzin-1. Głębokość 2523,1 m  
Sphalerite (s) and chalcopyrite (ch). Reflected light. Drilling of Jagodzin-1. Depth 2523.1 m



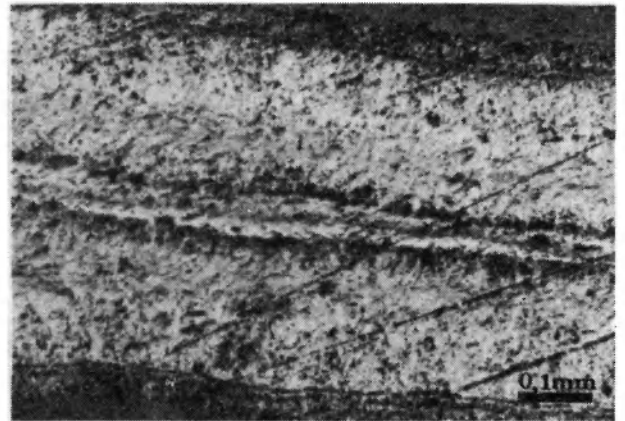
1



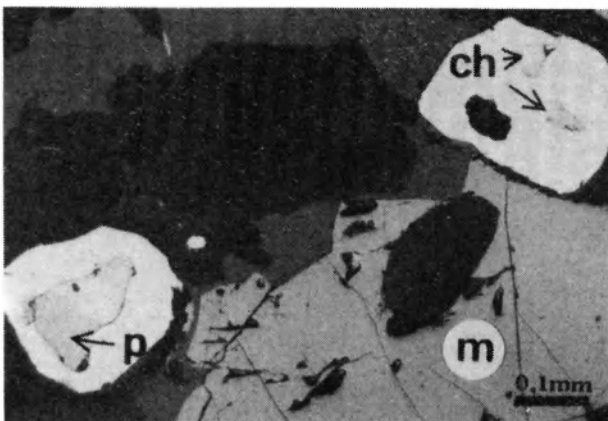
2



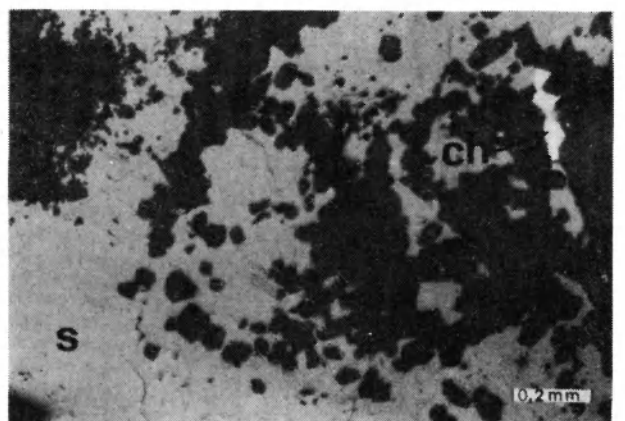
3



4



5

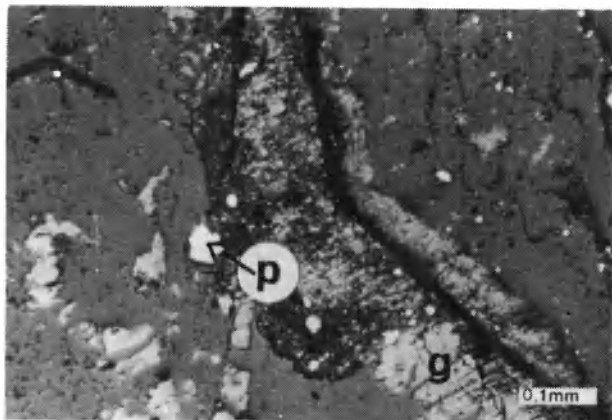


6

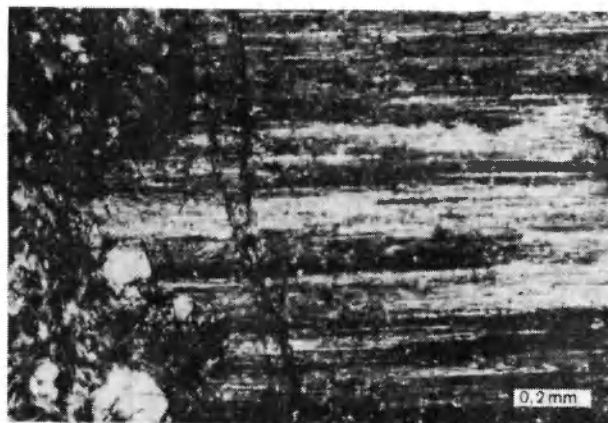
Stanisław SPECZIK – Metalogeneza podłoża podcechszyńskiego monokliny przedsudeckiej  
Metallogeny of the pre-Zechstein basement of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

### PLANSZA III – PLATE III

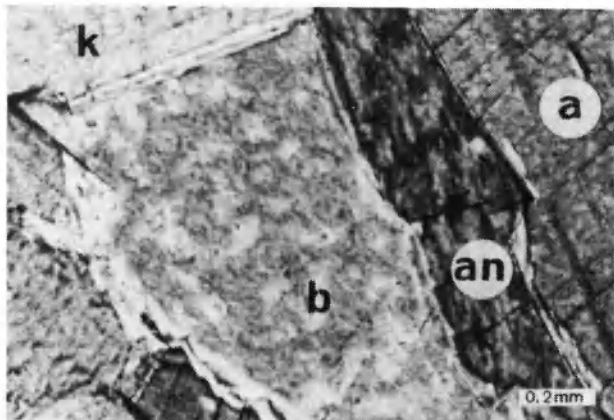
1. Grafit (g) i piryt (p). Światło odbite. Jagodzin-1. Głębokość 2523,1 m  
Graphite (g) and pyrite (p). Reflected light. Drilling of Jagodzin-1. Depth 2523.1 m
2. Włóknista struktura kalcytu w zaburzonej żyłce starszej generacji. Nikole skrzyżowane. Wężowice IG-1. Głębokość 1195,0 m  
Fibrous texture of calcite in disturbed veinlet of older generation. Nicols crossed. Drilling of Wężowice IG-1. Depth 1195.0 m
3. Żyłka ankerytowo- (a), kalcytowo- (k), barytowo- (b), anhydrytowa (an). Nikole skrzyżowane. Wężowice IG-1. Głębokość 1066,0 m  
Ankerite (a), calcite (k), barite (b), and anhydrite (an) veinlet. Nicols crossed. Drilling of Wężowice IG-1. Depth 1066.0 m
4. Łupek hornblendowy z tytanitem. Bez analizatora. Dobrzeń-1. Głębokość 1612,0 m  
Hornblende schist with titanite. Polarizer only. Drilling of Dobrzeń-1. Depth 1612.0 m
5. Inkluzje gazowo-ciekłe w kwarcu mlecznym. Bez analizatora. Łuczyna-2. Głębokość 1676,4 m  
Gaseous-liquid inclusions in milky quartz. Polarizer only. Drilling of Łuczyna-2. Depth 1676.4 m
6. Pory warstwowe, spoiwo chlorytowe na kontakcie kwarcu i okruchu skały wulkanicznej. Mikroskop skaningowy. Kalisz IG-1. Głębokość 3475,0 m  
Tabular pores, chlorite cement at the contact of quartz and volcanic rock grain. Scanning microscope. Drilling of Kalisz IG-1. Depth 3475.0 m



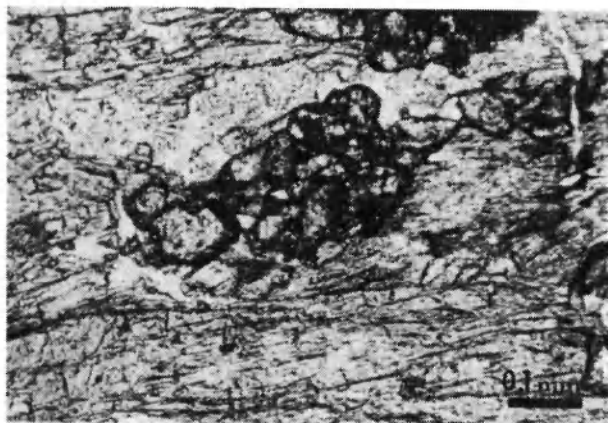
1



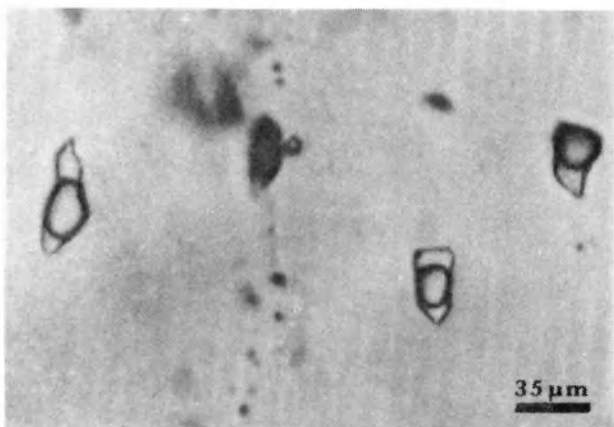
2



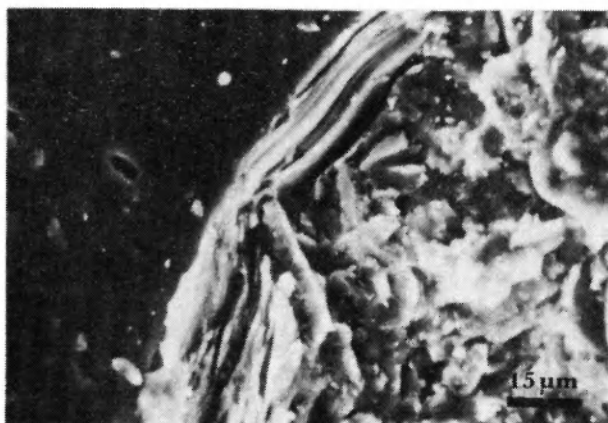
3



4



5



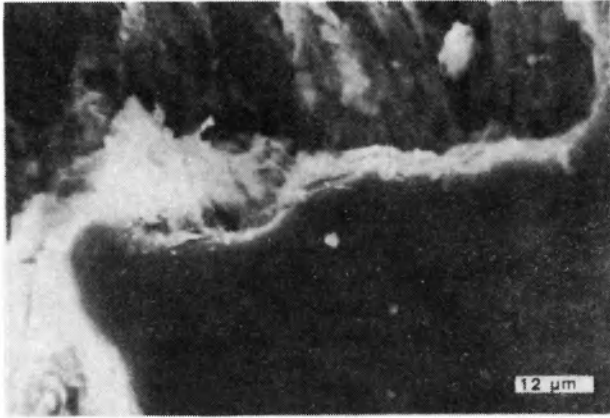
6

Stanisław SPECZIK - Metalogeneza podłoża podcechszyńskiego monokliny przedsudeckiej  
Metallogeny of the pre-Zechstein basement of the Fore-Sudetic Monocline (SW Poland)

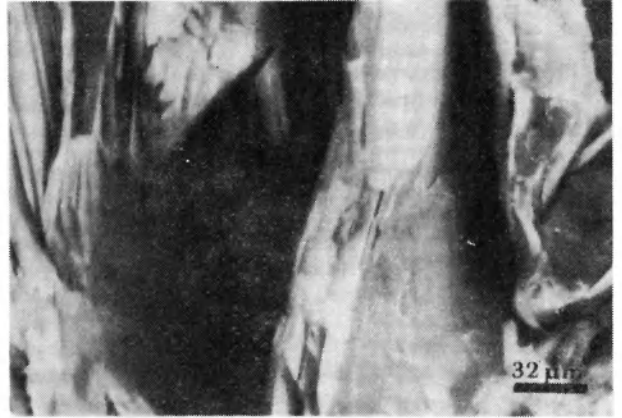
#### PLANSZA IV – PLATE IV

1. Reakcje międzyziarnowe na kontakcie ziarn kwarcu i skalenia. Mikroskop skaningowy. Września IG-1. Głębokość 4894,5 m  
Intergranular reactions at the margins of quartz and feldspar grains. Scanning microscope. Drilling of Września IG-1. Depth 4894.5 m
2. Porowatość kurczeniowa na kontakcie litoklastu i spoiwa chlorytowego. Mikroskop skaningowy. Września IG-1. Głębokość 4893,2 m  
Shrinkage porosity at the contact of a rock fragment and chlorite cement. Scanning microscope. Drilling of Września IG-1. Depth 4893.2 m
3. Porowatość wewnątrzskładnikowa w pseudomorfozie poskaleniowej. Mikroskop skaningowy. Rokietnica-3. Głębokość 3370,5 m  
Intra-constituent pore texture in a pseudomorphs after plagioclase. Scanning microscope. Drilling of Rokietnica-3. Depth 3370.5 m
4. Mikroporowatość wewnątrzskładnikowa w spoiwie krzemionkowo-hematytowym. Mikroskop skaningowy. Kalisz IG-1. Głębokość 3580,3 m  
Intra-constituent pore texture in a silica-hematite cement. Scanning microscope. Drilling of Kalisz IG-1. Depth 3580.3 m
5. Porowatość mikropękaniowa, widać wyługowanie przez migrujące fluidy. Mikroskop skaningowy. Siciny IG-1. Głębokość 2454,4 m  
Microfracture pore texture, visible results of dissolution by fluids that migrated through the fracture. Scanning microscope. Drilling of Siciny IG-1. Depth 2454.4 m
6. Por z wyługowania autogenicznego kryształu kalcytu, strzałka wskazuje na relik nierozpuszczonego węglanu. Mikroskop skaningowy. Kaleje-7. Głębokość 3513,3 m  
Pore resulted from dissolution of authigenic crystal of calcite, the arrow point on relict of undissolved carbonate. Scanning microscope. Drilling of Kaleje-7. Depth 3513.3 m

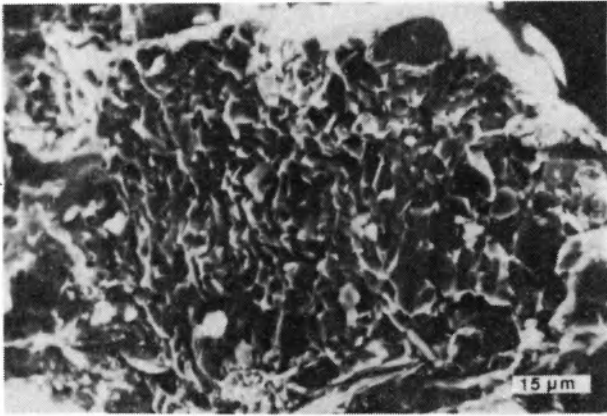




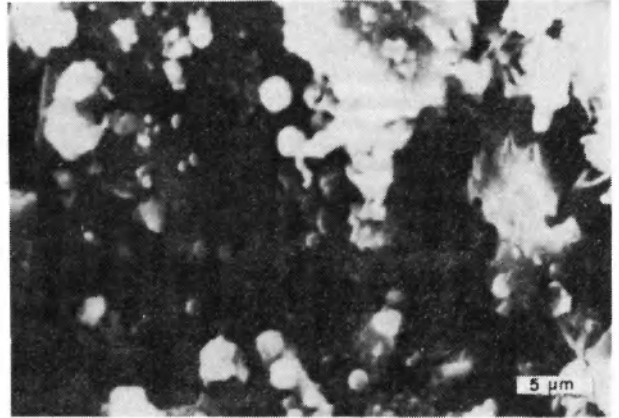
1



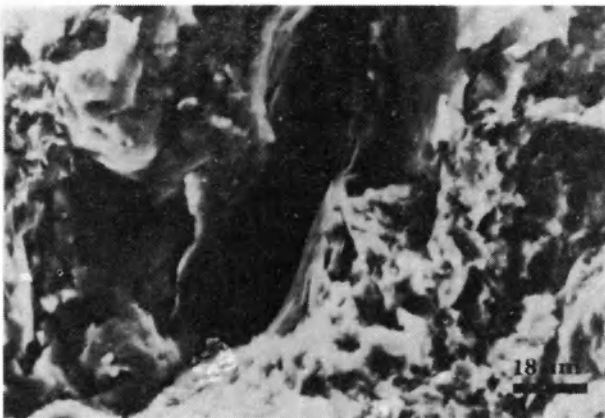
2



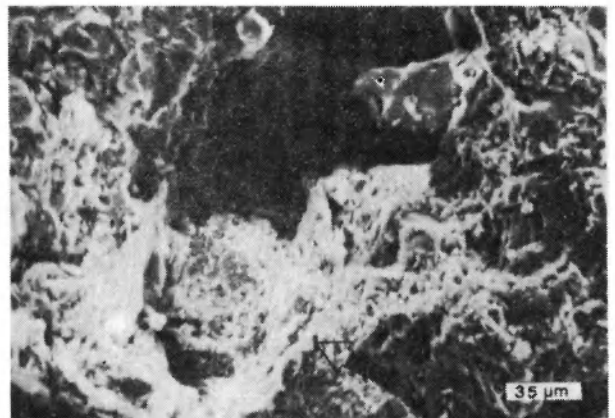
3



4



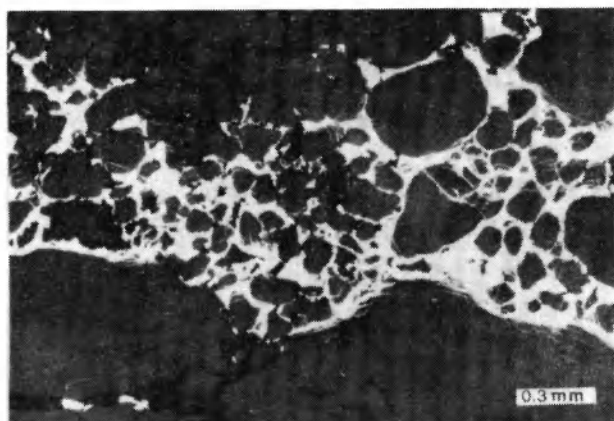
5



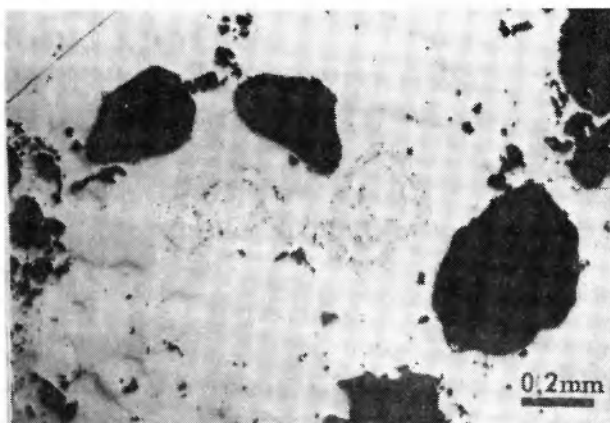
6

#### PLANSZA V – PLATE V

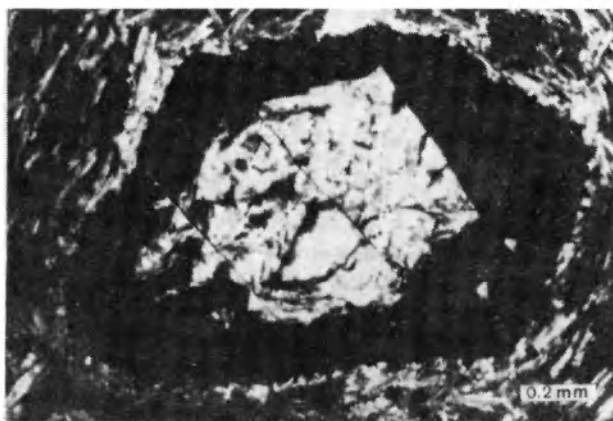
1. Spoiwo pirytowe o teksturze cementacyjnej w piaskowcu gruboziarnistym. Światło odbite. W-16. Głębokość 1482,0 m  
Cementation texture of pyritic matrix in coarse grained sandstone. Reflected light. Drilling of W-16. Depth 1482.0 m
2. Budowa zonalna kryształów pirytu. Światło odbite. W-16. Głębokość 1256,1 m  
Zonal structure of pyrite crystals. Reflected light. Drilling of W-16. Depth 1256.1 m
3. Pseudomorfoza serpentynowo-hematytowa po minerale ciemnym. Nikole skrzyżowane. Młodasko-4. Głębokość 3819,7 m  
Serpentine-hematite pseudomorphs after mafic mineral. Nicols crossed. Drilling of Młodasko-4. Depth 3819.7 m
4. Obwódka reakcyjna wokół fenokryształu kwarcu. Nikole skrzyżowane. Brzoza-1. Głębokość 3562,0 m  
Reaction rimm around quartz phenocrysts. Nicols crossed. Drilling of Brzoza-1. Depth 3562.0 m
5. Chalkozyn w żyłce węglanowej. Światło odbite. Wyrzeka-2. Głębokość 2602,1 m  
Chalcosite in carbonate veinlet. Reflected light. Drilling of Wyrzeka-2. Depth 2602.1 m
6. Galena (g) i chalkopiryt (ch) w brzeżnych partiach miaroli. Światło odbite. Wyrzeka-2. Głębokość 2613,4 m  
Galena (g) and chalcopyrite (ch) in marginal parts of an amygdule. Reflected light. Drilling of Wyrzeka-2. Depth 2613.4 m



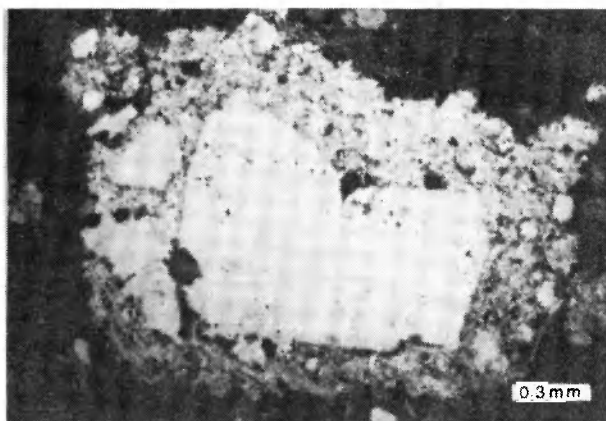
1



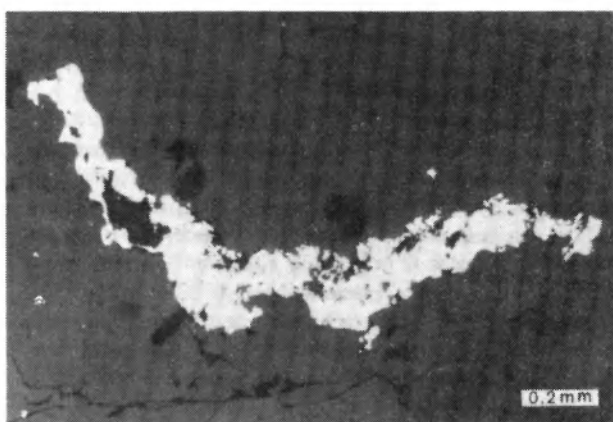
2



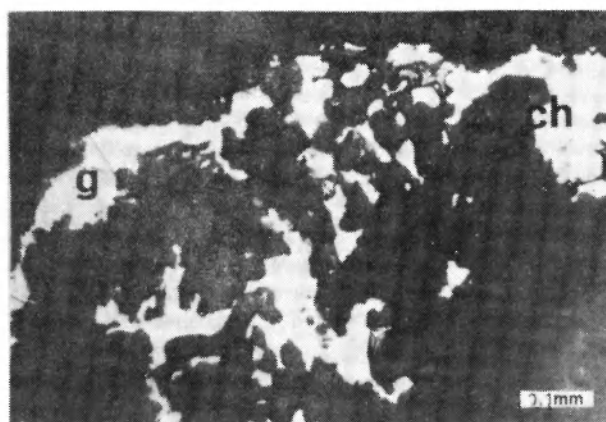
3



4



5



6