

Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmachocic w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich

Sylwester Salwa*



Preliminary structural-petrography characteristic of phyllite from Podmachocice in the Łysogóry Unit of the Holy Cross Mts. Prz. Geol., 54: 513–520.

S u m m a r y. Four tectonic deformation events are recorded in the Middle Cambrian rocks from Kamecznica Podmachocicka. The D1 event took place in Cambrian and originated from tremor. Its structural record includes synsedimentary folds and seismites. The D2–D3, and most probably also D4, events resulted from progressive deformation produced by tectonic compression initially from NE and then NNE direction. Folding was accompanied by green facies metamorphism, which resulted in development of phyllites. Composition and characteristic deformations of minerals suggest that they were produced in temperature ranging from 300° to 400°C and differential pressure above 1.7 kbar (170 MPa). The combined deformation and metamorphism resulted in three generations of foliation — S1 to S3 defined by crenulated cleavage planes. New blasts of quartz, small scale muscovite (sericite), chlorites and sporadically biotite grew within these cleavage planes. Deformations and metamorphism took place after the Middle Cambrian, but before the Late Silurian. It is indicated by presence of the quartzitic sandstone pebbles in the Miedziana Góra Conglomerates.

Key words: tectonics, metamorphism, phyllite, Cambrian, Holy Cross Mountains

Obszar, na którym prowadzono badania, należy do skiby łysogórskiej (Znosko, 1962), która jest najbardziej południową jednostką tektoniczną regionu łysogórskiego. Region ten, wraz z regionem kieleckim tworzą trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich (ryc. 1). Graniczą one ze sobą poprzez dyslokację świętokrzyską (Czarnecki, 1950) będącą strefą dyslokacyjną o ponadregionalnym znaczeniu.

Kamecznica Podmachocicka leży w bezpośrednim sąsiedztwie dyslokacji świętokrzyskiej w Paśmie Głównym Gór Świętokrzyskich. Wcina się w południowo-zachodni stok góry Radostowej, który jest jednocześnie wschodnim zboczem doliny rzeki Lubrzanki (ryc. 1). Odsłonięcia, o różnej wielkości, występują tu na przestrzeni niemal 300 m. W środkowej części kamecznicy widoczne są silnie sfałdowane skały charakteryzujące się znacznym stopniem zdiagenezowania (Czarnecki, 1919; Orłowski, 1968). Opisane osady budują rygiel u wylotu głównej części kamecznicy i wykazują odporność na wietrzenie porównywalną, a nawet większą od występujących wyżej w profilu odsłonięcia skał określanych zwyczajowo jako piaskowce kwarcytowe. Makroskopowo skałę tę opisano jako iłowce z wkładkami mułowców. Przeprowadzone obserwacje mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że są to fyllity, a występujące w dolnej części pakietu piaskowce kwarcytowe są w rzeczywistości kwarcytami (Salwa, 2005).

Celem niniejszego artykułu jest wstępna charakterystyka strukturalna i petrograficzna nowoodkrytych fyllitów z Podmachocic określenie relacji między metamorfizmem i deformacjami tektonicznymi widocznymi w opisanych skałach. Podjęto także próbę wstępnego określenia warunków *PT* w jakich deformacje i metamorfizm zachodziły.

Historia badań

Badania skał kambryjskich regionu łysogórskiego, w tym także tektoniczne, trwają od ponad stu lat. Od

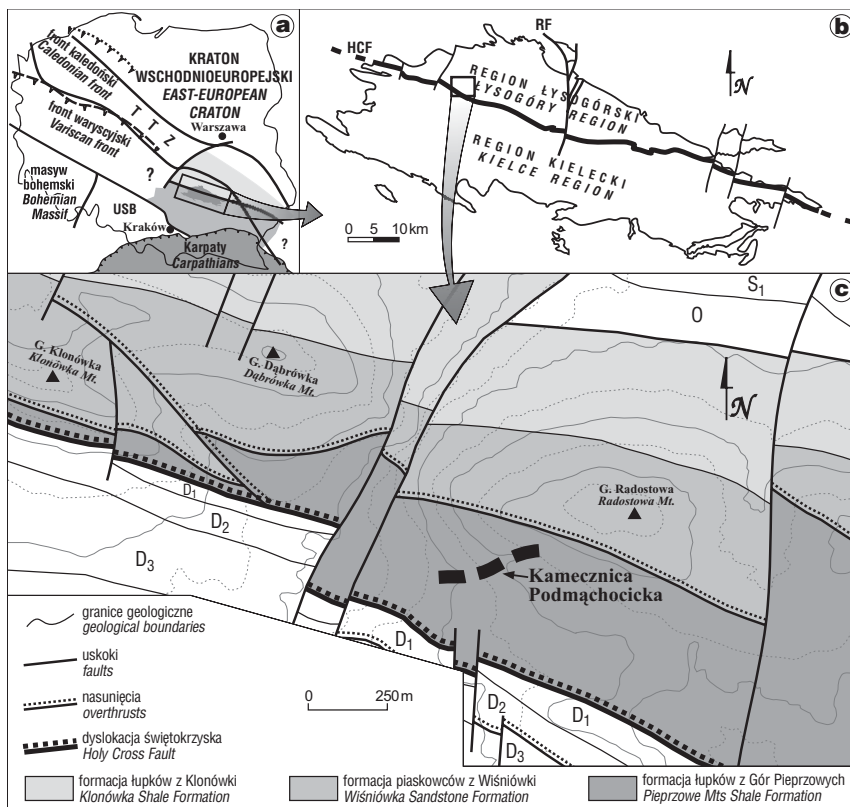
początku istniały różnice poglądów między badaczami dotyczące stylu strukturalnego, ilości etapów deformacji i ich wieku. Sobolew (1911) na podstawie zaobserwowanych południowych upadów w przekopie kolejowym w Tumlinie stwierdził, że skały określane przez niego jako przedsylurskie „kwarcyty świętokrzyskie”, tworzą prawidłową formę antyklinalną (Sobolew, 1900, 1911). Pogląd ten zakwestionował Czarnecki (1919), który stwierdził, że skały odsłonięte w opisywanym przekopie nie upadają wyłącznie na południe, ale tworzą kilka fałdów izoklinalnych. Określił on również wiek kwarcytów świętokrzyskich jako kambryjski (Czarnecki, 1919). Wniosek o silnym, izoklinalnym sfałdowaniu potwierdzały wcześniejsze obserwacje tego autora dokonane w przełomowej przez Pasma Główne dolinie rzeki Lubrzanki i wielu innych odsłonięć na obszarze wschodni kambru łysogórskiego, w tym także na Wiśniówce (Czarnecki, 1919, 1928, 1958).

Pogląd o intensywnym zdeformowaniu omawianych serii skalnych prezentują także inni autorzy (Kowalczewski, 1994; Kowalczewski i in., 1976, 1986; Kowalczewski & Dadlez, 1996; Kowalczewski & Studencki, 1983; Salwa, 2002, 2004; Samsonowicz, 1934; Studencki, 1997; Znosko, 1962, 1988, 1996). Autorzy ci zakładają mechanizm nasuwczowo-fałdowych deformacji dających w konsekwencji nie fałdy obalone, ale szereg obsekwentnie ustawionych łusek (Kowalczewski & Dadlez, 1996; Kowalczewski & Studencki, 1983; Kowalczewski i in., 1976, 1986; Salwa, 2002; 2004), które tworzą marginalny pas fałdowo-nasunięciowy (Dadlez i in., 1994) określane również jako skiba łysogórska (Znosko, 1962).

Zbliżony do zaprezentowanego powyżej pogląd na budowę geologiczną omawianego obszaru badań zaprezentowała w swych pracach Stupnicka (1988, 1992). Zakłada ona, że kambr jednostki łysogórskiej tworzy formę płaszczowiny nasuniętej na południe wzdłuż nasunięcia świętokrzyskiego, w trakcie orogenezy wartyjskiej (Bednarczyk & Stupnicka, 2000).

Diametralnie inny pogląd został przedstawiony przez Mizerskiego (1979, 1988, 1992, 1994, 1995, 1998). Zakłada on monoklinalny układ osadów kambru upadających na północny wschód. Według tej koncepcji deformacje tektoniczne skał kambryjskich regionu łysogórskiego są rezul-

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ulica Zgoda 21, 25-953 Kielce; sylwester.salwa@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Położenie obszaru badań (c) na tle jednostek strukturalnych Polski (a) i trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (b) (wg Dadlez, 1994; Czarnocki, 1950; Kowalczewski, 1975 — zmienione i uzupełnione). HCF — dyslokacja świętokrzyska, RF — uskoki Rudek **Fig. 1.** Location of the study area in relation to the main structural units of Poland (a) and the Palaeozoic core of the Holy Cross Mountains (after Dadlez, 1994, Czarnocki, 1950, Kowalczewski, 1975 — modified). HCF — Holy Cross Fault, RF — Rudki Fault

tatem, waryscyjskiej, aktywności tektonicznej. Obserwowane w odsłonięciach przełaźdowania i odwrócone upady warstw miałyby być lokalnymi podgięciami przyuskokowymi oraz efektem różnej podatności skał występujących w bezpośrednim sąsiedztwie dyslokacji świętokrzyskiej.

Kwestię obecności skał metamorficznych na obszarze paleozoiku świętokrzyskiego rozpatrywał Czarnocki (1919). Stwierdził on występowanie równoległe ułożonych blaszek łyszczyków na powierzchniach ławic silnie zdiagenezowanych piaskowców kwarcytowych. W latach pięćdziesiątych Czerwiński (1959) stwierdził w piaskowcach kwarcytowych z Wiśniówki Dużej obecność przerostów substancji chlorytowo-żelazistej pozostającej w ścisłym związku ze strefami tektonicznymi. W późniejszych latach Sedlak (1985) wykonał badania rentgenowskie próbek skalnych pobranych z odsłonięcia w dniu potoku Dalionka i na podstawie porównania składu chemicznego tej skały z fyllitami z Finlandii nazwał je fyllitem z Dalionki.

Metodyka

Podstawowe obserwacje wykonano w samym odsłonięciu. Były to pomiary charakterystycznych elementów widocznych struktur tektonicznych. Na ich podstawie pobrano orientowane próby do wykonania zglądów oraz płytek cienkich. Cięcia okazów wykonano w dwóch płaszczynach: prostopadłej i równoległej do upadu. W płytkach cienkich przeprowadzono obserwacje w

mikroskopie polaryzacyjnym oraz w mikroskopie elektronowym (SEM). Wykonano także oznaczenia minerałów za pomocą EDS oraz mikrosondy. W przypadku piaskowców kwarcytowych oraz kwarcytów badania uzupełniono o obserwacje w katodoluminescencji.

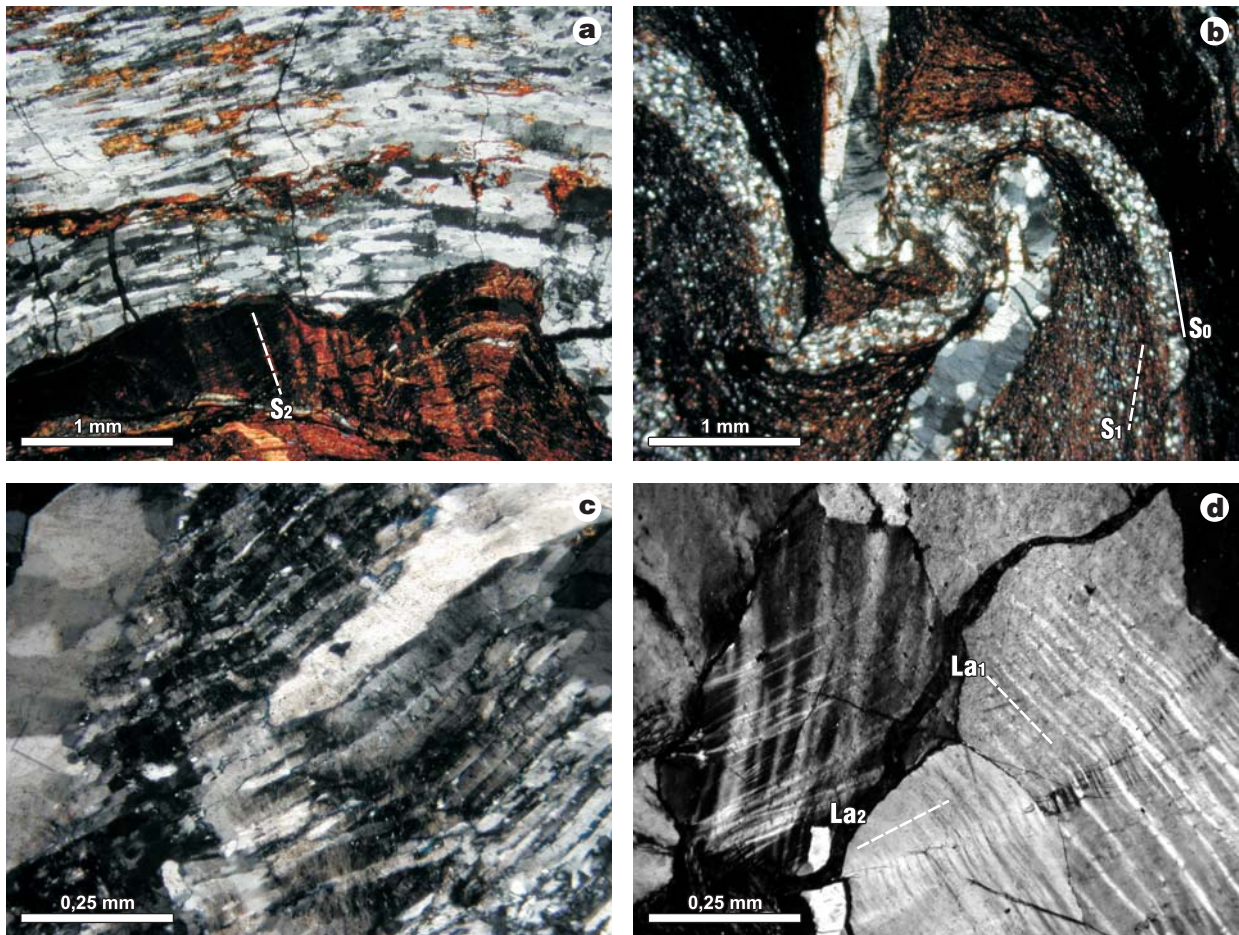
Litologia i stratygrafia

Budujące skibę łysogórską skały kambru zostały podzielone na trzy główne formacje. Poczynając od najstarszej są to: łupków z Gór Pieprzowych, piaskowców z Wiśniówki oraz łupków z Klonówki (Orłowski, 1975). Najmłodszą z nich budują iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców kwarcytowych. Formacja piaskowców z Wiśniówki zbudowana jest głównie z pakietów gruboławicowych piaskowców kwarcytowych przeławicanych licznymi i niekiedy mięszszymi wkładkami iłowców i mułowców (Orłowski, 1975). Najstarsza formacja łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975) posiada dwudzielny profil. Jej dolną część budują głównie iłowce, podczas gdy w górnej wyraźnie rośnie udział mułowców oraz pojawiają się pakiety piaskowców kwarcytowych. Ta druga seria osadów określona została przez Tomczykową (1968) jako warstwy krajnieńskie.

Kamecznica Podmachocicka nacina skały należące do formacji łupków z Gór Pieprzowych (ryc. 1). Profil warstw kambryjskich widocznych w ścianach i dnie wąwozu jest wyraźnie trójdzielny litologicznie. Pierwszy od południa kompleks tworzą odsłonięte najbliżej ujścia jaru do doliny Lubrzanki, serie skalne o zdecydowanej przewadze skał tradycyjnie określanych jako iłowce z cienkimi wkładkami mułowców o barwach od czarnej, przez zielono-szara do brązowej. Główną gardziel wąwozu buduje kompleks zdominowany przez piaskowce kwarcytowe, a w jego górnej części widoczna jest seria heterolitów mułowcowo-iłowcowych oraz mułowcowo-piaskowcowo-iłowcowych. Wyższa część odsłonięcia, obejmująca skały nad piaskowcami kwarcytowymi, odpowiada litologicznie wydzielonym przez Tomczykową (1968) warstwom krajnieńskim.

Wszystkie występujące w obrębie charakteryzowanego odsłonięcia skały, zostały w różnym stopniu zmetamorfizowane (Salwa, 2005). Najwyższy stopień przemian metamorficznych reprezentują te odsłonięte u podstawy kompleksu piaskowców kwarcytowych i w jego dolnej części. Występują one na przestrzeni ok. 20 m, są intensywnie sfałdowane i wewnątrznie ponasuwane (ryc. 2*). Ich dolną granicę wyznacza występujące w płaszczyźnie stromego uławiczenia odklucie, ponad którym zlokalizowana jest strefa podatnego ścinania. Ku zachodowi przechodzi ono w uskoki nasuwczy przecinający warstwowanie sedymentacyjne S_0 pod kątem ok. o 25–35° i charakte-

*Ryc. 2 i 7 — patrz III str. okładki — str. 543



Ryc. 3. Elongacyjnie wydłużone kryształy kwarcu i chlorytów zablizniających szyjki budin w kwarcytach (a) oraz tworzące żyły (b). Subziarna kwarcu (c) i dwie generacje lametek deformacyjnych (La) świadczące o kilkietapowym zdeformowaniu kryształów

Fig. 3. Elongated quartz and chlorite crystal growth in the necks of the boudins within quartzites (a) and building veins (b). Quartz subgrains (c) and two generations of deformation lamellae (La), indicating polyphase deformation of the crystals

ryzujący się przebiegiem powierzchni w kierunku NW–SE.

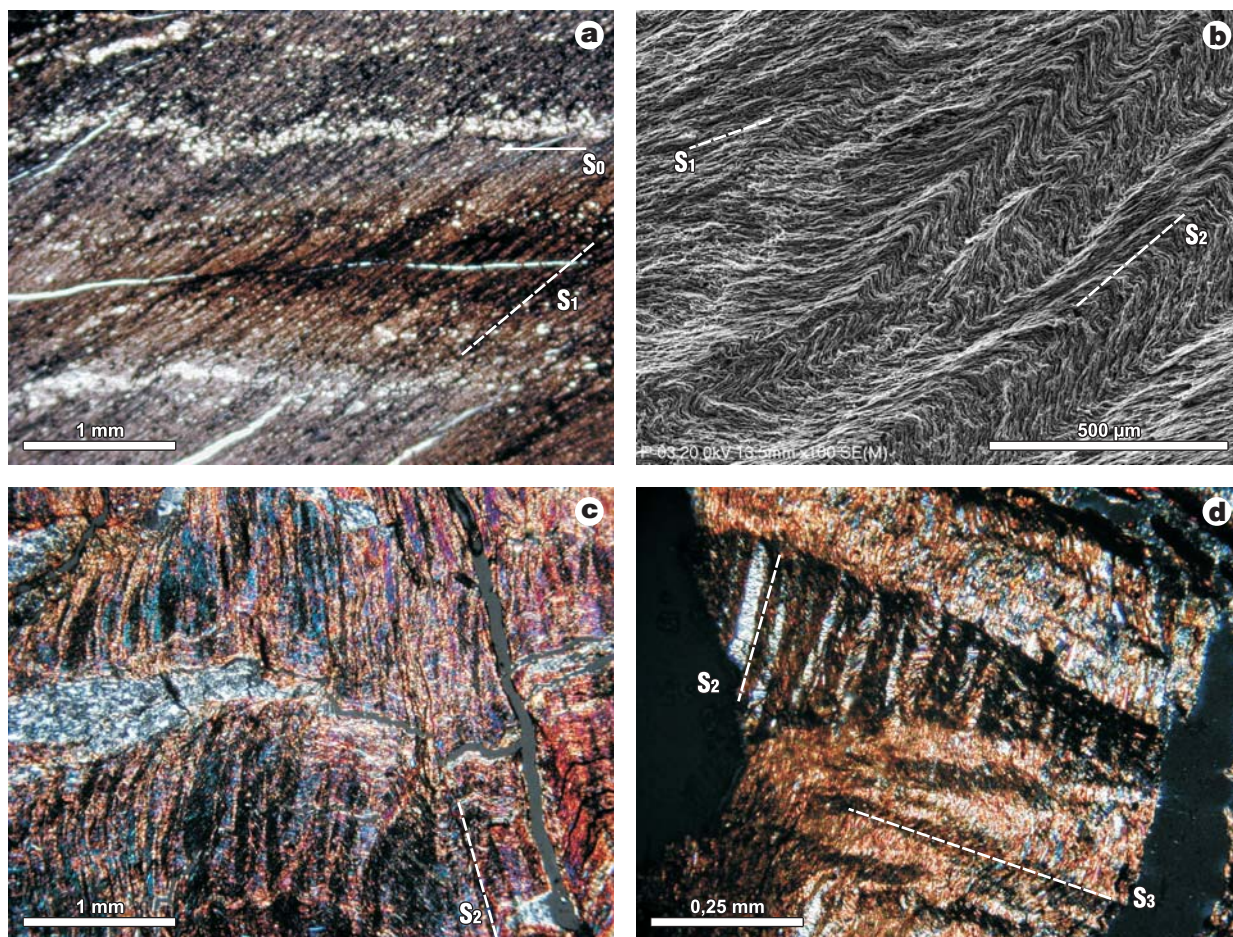
Skały występujące poniżej strefy dyslokacyjnej charakteryzują się słabszym zaangażowaniem tektonicznym, a zwłaszcza znacznie niższym stopniem przemian metamorficznych. Jedynie w przypadku występowania mniejszych nasunięć ponownie pojawiają się lokalnie fyllity osiągające niewielkie miąższości do ok. 1 m. Podobnie w górnej części profilu skały te pojawiają się za każdym razem w pobliżu uskokuw nasuwczych, ale w tej części odsłonięcia osiągają one miąższość nawet do 5 m i stopniowo, w miarę oddalania się od dyslokacji, przechodzą w skały słabiej zmetamorfizowane.

Skład mineralny fyllitów

Ze względu na ubóstwo składu mineralnego protolitu składającego się niemal wyłącznie z ziaren kwarcu i minerałów ilastych, ubogi jest także skład mineralny fyllitów. Składa się on z kwarcu, droбноluseczkowego muskowitu (serycytu), chlorytów oraz występujących akcesorycznie: węglanów, pirytu, hematytu i biotyту. Nie stwierdzono dotychczas obecności skaleni co wynika najprawdopodobniej z ich braku wśród składników detrytycznych oraz z braku minerałów, z których mogłyby powstać.

Kwarc jest najpospolitszym minerałem budującym charakteryzowane skały. Często jest spłaszczony, co jest charakterystycznym zjawiskiem. Często występuje spłaszczenie ziaren kwarcu wykazujące charakterystyczne wygaszanie faliste. Powstające podczas fałdowania przegubowe spękania radialne oraz rozdzielające budiny szyjki, były syndeformacyjnie zablizniane przez rekrytalizowany kwarc (ryc. 3a). Wykazuje on, podobnie jak ziarna detrytyczne, faliste wygaszanie światła. W tym wypadku wydłużenie kryształów jest znaczne i niekiedy stosunek szerokości do długości kryształów przekracza 1:10 (ryc. 3a). Poza falistym wygaszaniem, kwarc w fyllitach charakteryzuje się rozpadem na subziarna (ryc. 3c). Powszechnie występujące lamelki deformacyjne tworzą niekiedy dwie generacje wzajemnie przecinających się powierzchni (ryc. 3d).

Serycyt (droбноluseczkowy muskowit). W wyniku przemian metamorficznych pierwotnie ilaste tło skalne zostało zrekrystalizowane do droбноluseczkowego muskowitu (serycytu). Jego blasty sporadycznie przekraczają 0,2 mm, a najczęściej są znacznie drobniejsze. Wzrastały one zachodził w płaszczyźnie kliważy S_1 (ryc. 4a), co nadaje mu cechy foliacji metamorficznej. Podczas powstawania młodszych kliważy krenulacyjnych S_2 i S_3 , wcześniej uformowany muskowit podlegał fałdowaniu w obrębie ich płaszczyzn (ryc. 4b, c).



Ryc. 4. Złupkowacenie dachowe (a) definiujące foliację S_1 zdeformowane przez młodszą foliację S_2 (b) występującą w położeniu osiowym i definiowaną przez strefowy kłiważ krenulacyjny (c). Obie foliacje zostały sfałdowane podczas formowania kłiważu krenulacyjnego definiującego najmłodszą foliację S_3 (d)

Fig. 4. Slates cleavage (a) defining S_1 foliation planes folded by younger, fold planes S_2 (b) foliation defining by zonal crenulation cleavage (c). Both of the foliations are folded by the youngest S_3 (d) foliation

Chloryty występują w opisywanych skałach powszechnie ale są nierównomiernie rozmieszczone. W niektórych partiach fyllitów brak ich w ogóle, a w innych stanowią ponad 40% objętości skały. Występują w trojaki sposób: w obrębie skały, w strefach ścinania oraz w żyłkach przecinających fyllity. W pierwszym przypadku najczęściej widoczne są w obrębie mikrolitonów rozdzielających skliważowane domeny. Często tworzą wspólne agregaty mineralne z detrytycznymi łuszczykami — głównie biotytem (ryc. 5a). Powstają one wskutek rozwlękania łuszczyków stromo ustawionych względem płaszczyzn kłiważu, co powodowało rozdzielanie blaszek biotyty i powstawanie przestrzeni dla krystalizacji pomiędzy nimi ksenoblastów chlorytów.

W tej samej pozycji występują idioblasty chlorytów niekiedy o budowie zonalnej. Wewnętrzne ich partie mają skład zbliżony do biotyty, a zewnętrzne mają skład chlorytów żelazawych (ryc. 5c). Powszechnie jest również występowanie w wewnętrznych partiach blastów zamkniętych detrytycznych ziaren, głównie kwarcu. Często widoczne jest rotowanie blastów, co wskazuje na ich synkinematyczną genezę (ryc. 5b). Jej efektem jest niszczenie krawędzi kryształów położonych w bezpośrednim sąsiedztwie domen skliważowanych (ryc. 5b).

Chloryty występujące w obrębie stref ścinania tworzą ksenoblasty o składzie chlorytów magnezowych. Są one

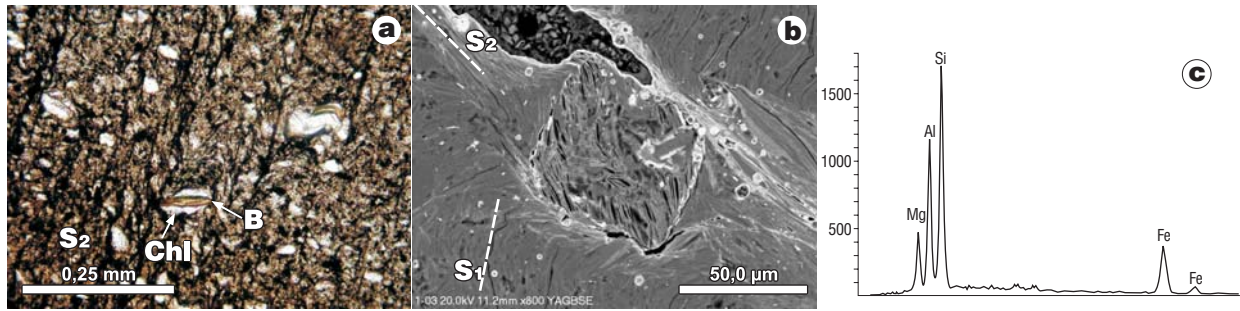
rotowane w trakcie ścinania, a w obrębie towarzyszących im cieni ciśnienia podlegają blastezie chloryty żelazawe, tworzące ogony typu σ i ϕ .

Biotyt jest dość często występującym składnikiem fyllitów. W ogromnej większości jest detrytyczny, a nowe blasty biotyty krystalizujące w płaszczyźnie foliacji S_1 i S_2 są spotykane tylko sporadycznie. Najczęściej tworzy charakterystyczne zrosty z chlorytami lub też jest całkowicie schlorityzowany. Można także obserwować jego plastyczne wyginanie lub wręcz sfałdowanie.

Węgłany są reprezentowane przez syderyt i dolomit. Pierwszy z wymienionych tworzy idioblasty rozrzucone w tle skalnym. Często ich krawędzie są częściowo rozpuszczane w miejscach styku z domenami skliważowanymi, a same kryształy wykazują niekiedy niewielką rotację, z którą wiąże się obecność cieni ciśnienia zajętych przez niskożelazawy chloryt. Syderyt tworzy także żyłki o grubości dochodzącej do 1 cm.

Innym węglanem spotykanym w fyllitach jest dolomit. Tworzy żyłki kryształów rozciągniętych i rzadziej antytaksjalne, o grubości do 4 cm. Powszechnie widoczne są w jego kryształach lamelki translacyjne.

Piryty i hematyt. Występują jako idioblasty w obrębie metapiaskowców i kwarcytów oraz metamułowców. Osiągają niewielkie rozmiary, rzadko przekraczające 1 mm średnicy. Niekiedy oba minerały wzajemnie się przerastają.



Ryc. 5. Agregaty biotyto-chlorytowe w obrębie mikrolitonów (a) oraz idioblasty chlorytu (b) niskożelazowego (c) wzrastającego w płaszczyźnie kłiważu krenulacyjnego S_2 . C — widmo EDS

Fig. 5. Biotite-chlorite aggregates in microlithons (a) and idioblasts of the low-ferruginous (c) chlorite (b) growing in S_2 crenulation cleavage. C — Spectrum of the EDS

Grupy struktur

Na podstawie wzajemnych relacji pomiędzy strukturami deformacyjnymi stwierdzonymi w skałach odsłoniętych w Kamecznicy Podmachocickiej, wydzielono cztery grupy struktur deformacyjnych. Najprawdopodobniej odpowiadają one czterem etapom deformacji zapisanych w obrębie fyllitów.

Grupa 1. Najpowszechniejszym elementem strukturalnym zaliczonych do tej grupy jest warstwowanie sedimentacyjne S_0 wykazujące w charakterystycznym odsłonięciu dużą zmienność zarówno co do wartości, jak i co do kierunku upadu (ryc. 6a). Stwierdzono także obecność synsedymentacyjnych fałdów F_0 występujących w płaszczyźnie uławiczenia i charakteryzujących się niejednokrotnie znacznym przemieszczeniem materiału skalnego ze skrzydeł do przegubów fałdów, przy jednoczesnym braku kłiważu. Do tej grupy struktur należą także „budinopodobne” formy będące najprawdopodobniej sejsmitami.

Grupa 2. Podstawowym typem struktur tektonicznych zaliczonych do tego zespołu jest penetratywny kłiważ S_1 o cechach złupkowacenia dachowego (ryc. 4a). Jego powierzchnie w seriach pierwotnie iłowcowych są ustawione niskokątowo (około $20-35^\circ$) względem warstwowania sedimentacyjnego S_0 . W metapiaskowcach i metamułowcach kąt ten wzrasta do $40-50^\circ$. Kłiważ wykazuje więc wyraźną refrakcję na granicach kontrastów litologicznych. W wyniku przecięcia jego płaszczyzn z powierzchnią warstwowania sedimentacyjnego S_0 powstała lineacja intersekcyjna L_1 .

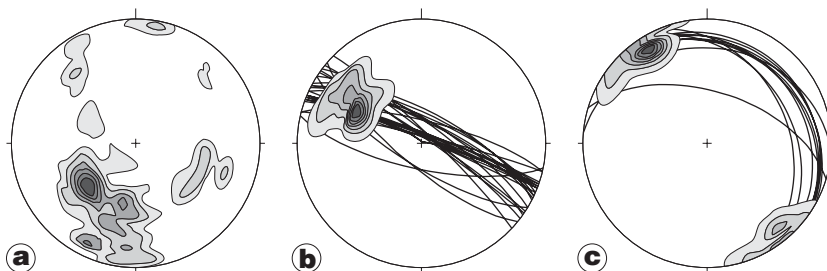
Obok kłiważu częste są także niewielkie fałdki F_1 o amplitudzie nie przekraczającej 5 cm. Występują one wyłącznie w metamułowcach, a ich powierzchnie osiowe

są katetalne lub prawie katetalne względem warstwowania sedimentacyjnego S_0 . Obok fałdków powszechnie występują także struktury wciskowe typu określane w literaturze jako „zamek błyskawiczny” (Jarosiński, 1992; Żaba, 1999). W mikroskopowej skali obserwacji obserwuje się widoczne w katodoluminescencji kontakty suturowe pomiędzy poszczególnymi ziarnami kwarcu oraz kolankowe, plastyczne sfałdowanie dużych, detrytycznych biotytów.

Grupa 3. Należą do niej przede wszystkim fałdy F_2 , zwykle wąskopromienne lub izoklinalne (ryc. 2, 7), o osiach zanurzających się stromo lub pod średnimi kątami w kierunku NW (ryc. 6b) i zawsze ułożonych w płaszczyźnie warstwowania, niezależnie od kierunku upadu warstw. Taką samą orientację wykazują osie fałdków pasożytniczych występujących w skrzydłach większych form (ryc. 7b). Ze względu na litologię protolitu (głównie iłowce, heterolity iłowcowo-mułowcowe oraz pojedyncze wkładki cienkoławicowych piaskowców) wśród fałdów dominuje geometria symilarna (ryc. 7b), a w kwarcytach często występują także fałdy koncentryczne (ryc. 7a). Powierzchnie osiowe tych form wykazują w obecnym położeniu niewielką wergencję ku SW (ryc. 6b).

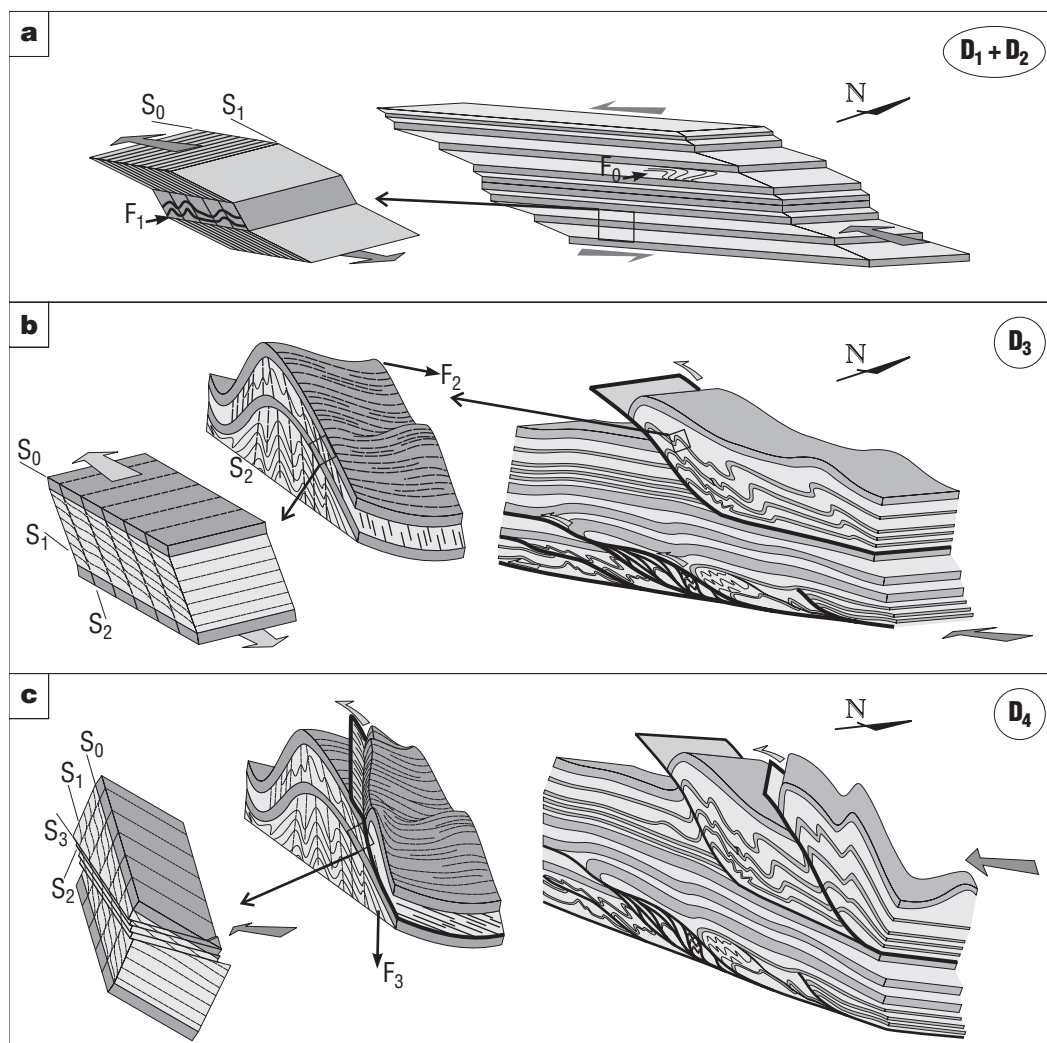
Intensywnemu fałdowaniu towarzyszyło powstanie nowej generacji foliacji S_2 (ryc. 4b,c, 7c). Występuje ona w położeniu osiowym i nie wykazuje prawie w ogóle refrakcji na granicach kontrastów litologicznych (ryc. 4c). Jej płaszczyznę definiuje kłiważ krenulacyjny o odstępach powierzchni najczęściej poniżej 0,1 mm co pozwala uznać go za penetratywny. Odstęp domen skłiważowanych jest jednak większy niż w przypadku foliacji S_1 (ryc. 4a). Kłiważ krenulacyjny S_2 zafałdowuje nie tylko powierzchnie warstwowania sedimentacyjnego S_0 , ale także i starszą foliację S_1 (ryc. 4b). W efekcie przecięcia jego powierzchni z płaszczyzną warstwowania sedimentacyjnego S_0 powstała wyznaczana przez gufraż lineacja intersekcyjna L_2 .

Deformacjom zaliczonym do opisywanej grupy towarzyszył rozwój intensywnej, syndeformacyjnej mineralizacji żyłowej. Głównie są to żyły kwarcowe, kwarcowo-chlorytowe oraz węglanowe: dolomitowe i syderytowe. Na ich synkinematyczność względem deformacji wskazuje włóknisty pokrój kryształów w żyłach kryształów rozciągniętych oraz ich skośna orientacja względem ścian żył. Ich wydłużenie definiuje także kierunek lineacji elongacyjnej, którą



Ryc. 6. Orientacja przestrzenna warstwowania sedimentacyjnego S_0 (a) oraz osi fałdów F_2 i ich powierzchni osiowych (koła duże) przed (b) i po zrotowaniu (c) o wartość kąta upadu warstw. Projekcja na dolną półkulę

Fig. 6. Spatial orientation of the bedding S_0 (a) and axis of F_2 fold and their fold planes (great circles) before (b) and after (c) bedding correction



Ryc. 8. Blokdiagram prezentujący sukcesję struktur tektonicznych oraz ich wzajemne relacje w fyllitach z Podmachocice

Fig. 8. Blockdiagram showing the succession of tectonic structures and their relationships in the Podmachocice phyllites

uznać należy za lineację ziarna mineralnego. Powszechnie obserwowanym przejawem zdeformowania kryształów kwarcu jest faliste wygaszanie światła. Równie powszechnie stwierdzany jest ich rozpad na podziarna (ryc. 3c). Pospolita zarówno w kwarcu jak i w dolomicie jest obecność lametek deformacyjnych w pierwszym z wymienionych minerałów (ryc. 3d) i translacyjnych w drugim.

Grupa 4. Do grupy tej należą przede wszystkim wąsko- do średniopromiennych fałdy F_3 , o osiach poziomych i nachylonych pod niewielkimi kątami na NNW i SSE. Dominuje wśród nich geometria symilarna, a fałdy koncentryczne występują tylko w przypadku obecności wkładek średnioławicowych metapiaskowców i kwarcytów. Powierzchnie osiowe fałdów są pionowe lub wykazują niewielką wergencję w kierunku SSW.

Scharakteryzowane fałdy występują ponad powierzchniami nasunięć, z którymi są genetycznie związane. Powierzchnie uskoków nachylone są pod niewielkimi kątami ku NNE i przecinają fałdy F_2 . Towarzysząca im foliacja S_3 (ryc. 5d) pojawia się jedynie lokalnie, w obrębie stref podatnego ścinania o niewielkiej miąższości, rzadko przekraczającej 30 cm. W obserwacjach mikroskopowych widoczne jest zafałdowywanie przez nią powierzchni war-

stwowania sedimentacyjnego S_0 oraz starszych foliacji S_1 i S_2 (ryc. 4d).

Etapy i warunki deformacji

Zaprezentowane powyżej fakty pozwalają na podjęcie próby odtworzenia sukcesji zdarzeń geologicznych, które doprowadziły do powstania fyllitów oraz pozwoliły określić relacje między metamorfizmem i deformacjami.

Etap deformacji D_1 (ryc. 8a) reprezentuje odkształcenia zachodzące podczas sedimentacji osadów kambryjskich oraz w czasie ich diagenety. Powstałe wówczas fałdy synsedymacyjne F_0 wskazują na przemieszczenia materiału skalnego w obrębie zbiornika generalnie w kierunku „góra na NE”. Ich powstanie, podobnie jak i sejsmitów, wiąże się z aktywnością tektoniczną zbiornika.

Etap deformacji D_2 (ryc. 8a) był pierwszym etapem o charakterze czysto tektonicznym. W warunkach kompresji tektonicznej działającej w płaszczyźnie warstwowania sedimentacyjnego S_0 , w kierunku NE–SW i zwrocie przemieszczenia „góra na SW”, zachodził intensywny posuw międzyławicowy warstw skalnych, ale bez ich fałdowania. Procesowi temu towarzyszył intensywny rozwój kłiwu

S_1 , penetratywnego, niskokątowego względem uławicenia, o cechach złupkowacenia dachowego (*slaty cleavage*) wskazującego na silną anizotropię pola naprężeń odpowiedzialnego za deformację tego etapu. Proces ten odbywał się prawdopodobnie przy znacznym udziale wód porowych zarówno pierwotnych, uwieczonych w skale podczas jej pograżania, jak i fluidów pochodzących z dehydratacji minerałów ilastych. Obecność nadmiaru wody ułatwiała w początkowych fazach deformacji nie tylko posuw międzyławicowy, ale także rotację izometrycznych składników skały. Widoczna w płaszczyźnie kliważu S_1 blasteza droбноłuseczkowego muskowitu (serycytu) pozwala określić powierzchnie S_1 jako foliację. Pomiędzy jej płaszczyznami, w obrębie rozdzielających je mikrolitonów, dochodziło do rotacji i zadzierania względnie dużych, detrytycznych biotytów. W przestrzeniach pomiędzy jego blaszkami zachodziła blasteza niskożelazowego chlorytu, tworzącego wraz z biotytem charakterystyczne agregaty mineralne zbudowane z naprzemiennie występujących blaszek biotytu i chlorytu (*stack structures*). W ich obrębie blaszki biotytu są plastycznie wyginane (ryc. 5a). Plastyczne sfałdowanie blaszek biotytu są według Stesky (1974, 1978) możliwe w temperaturach powyżej 250°C.

W końcowej fazie tego etapu deformacji doszło do powstania synkinematycznej względem przemieszczeniem mineralizacji żyłowej, kwarcowo-chlorytowej, zabliźniającej najczęściej tensyjne spękania występujące poniżej powierzchni poślizgu. Mineralizacja ta lokalnie osiągała znaczne rozmiary, zwłaszcza w obrębie stref odkłuc międzyławicowych, z którymi powiązane było znaczne przemieszczenie.

Etap deformacji D_3 (ryc. 8b) odbywał się w prawie identycznym polu naprężeń jak D_2 , ale jego efektem było silne sfałdowanie deformowanych skał. Widoczne w odsłonięciu fałdy F_2 (ryc. 2) charakteryzują się znacznym stopniem uporządkowania orientacji przestrzennej (ryc. 6b). Zrotowanie osi fałdów o wartość kąta upadu wyżej występujących kwarcytów i piaskowców kwarcytowych (ryc. 6c), wskazuje na powstanie tych form jako fałdów pochylonych i leżących. Proces ten zachodził w warstwach niewychylonych, pod wpływem kompresji tektonicznej działającej w kierunku NE-SW i zwrocie przemieszczenia „góra na SW”, definiowanym przez wergencję powierzchni osiowych fałdów (ryc. 6c). Zgodnie z regułą Pumpelly'ego można uznać, że powierzchnie czołowe form fałdowych wyższego rzędu wykazują analogiczną orientację przestrzenną i przebiegają w kierunku NW-SE. Rozwojowi fałdów F_2 towarzyszyło powstanie nowej foliacji S_2 wyznaczonej przez kliważ krenulacyjny występujący w położeniu osiowym i zafałdowujący zarówno warstwowanie sedymentacyjne S_0 jak i starszą foliację S_1 (ryc. 4b). Odstęp pomiędzy jego powierzchniami jest większy niż w foliacji S_1 , ale nadal można ją uznać za penetratywną, a samą deformację za odbywającą się w silnie dewiatorowym polu naprężeń. W płaszczyźnie foliacji zachodzi przede wszystkim blasteza jasnej miki, ale częste są tam także blasty chlorytów żelazawych i żelazowo-magnezowych (ryc. 5b). Chloryty występują ponadto w obrębie mikrolitonów gdzie tworzą większe idioblasty podlegające rotacji w trakcie wzrostu. Są one najprawdopodobniej efektem całkowitej chlorytyzacji detrytycznych biotytów i obrastania ich przez chloryty żelazawe, o czym świadczyć może ich niekiedy zonalna budowa.

Ze względu na różnice w składzie mineralnym, powstałe w tym etapie deformacji fyllity podzielić można

na trzy zasadnicze typy: kwarcowo-serycytowe, kwarcowo-serycytowo-chlorytowe oraz kwarcowo-serycytowo-chlorytowo-biotytowe. Pierwsze z wymienionych są najczęściej spotykaną odmianą. Fyllity kwarcowo-serycytowo-chlorytowe występują rzadziej, a odmiana kwarcowo-chlorytowo-biotytowa występuje jedynie lokalnie.

W trakcie deformacji związanych z opisywanym etapem oprócz fałdów powstawały także uskoki nasuwcze o dwojakiej genezie. Pierwsze są nieciągłościami wczesno-synfałdowymi. Wskazują na to stałe zależności kątowe pomiędzy uławiceniem S_0 , a powierzchniami uskoków. Związane z nimi synkinematyczne fałdy nadnasuwcze występujące ponad powierzchniami uskoków oraz charakterystyczne podgięcia warstw zadzieranych poniżej tych powierzchni, pozwalają określić przemieszczenie jako nasuwcze. Nasunięcia te prawie nigdy nie są zmineralizowane synkinematycznie.

Wobec narastającej kontrakcji w przegubach większych fałdów pojawiały się fałdy dysharmonijne i konwolutive. Wobec deficytu przestrzeni i niemożności dalszego skracania deformowanych skał poprzez ich fałdowanie, doszło do powstawania drugiego typu nasunięć, z przeładowania. Procesowi temu towarzyszyła dynamiczna rekryształizacja kwarcu i chlorytów w obrębie stref uskokowych, tworzących pokładowe żyły o grubości do 0,3 m i znacznej stałości przebiegu. Występowanie tego typu mineralizacji na obszarach bardzo niskiego i niskiego stopnia metamorfizmu powiązanego z silnymi deformacjami fałdowymi, jest zjawiskiem powszechnym (np. Jessell & Willman, 1994). Jednocześnie z powstawaniem mineralizacja ta podlegała fałdowaniu, dupleksowaniu oraz budinowaniu. Fałdowaniu ulegają także żyłki kwarcowe i kwarcowo-chlorytowe powstałe w końcowej fazie etapu D_2 (ryc. 3b). Przejawem ich deformacji kruchych w obserwacjach mikroskopowych jest faliste wygaszanie światła oraz rozpad dużych kryształów kwarcu na podziarna (ryc. 3c). Powszechnie występujące lamelki deformacyjne w kwarcu (ryc. 3d) oraz lamelki translacyjne w dolomitach są przejawem deformacji podatnej i świadczą o krystaloplastycznym płynięciu tych minerałów (Passchier, 1996). Pozwalają one określić przybliżone warunki w jakich dochodziło do deformacji. Uznaje się, że tego typu deformacje są charakterystyczne dla metamorfizmu niskiego stopnia i zachodzą w zakresie temperatur 300–400° (Passchier, 1996) przy ciśnieniu dyferencjalnym z zakresu 1,72–4 kbar (Koch & Christie, 1981). Na podobne temperatury wskazuje także obecność blastów nowego biotytu.

Etap deformacji D_4 jest najslabiej czytelny. Reprezentują go fałdy F_3 występujące ponad powierzchniami nasunięć (ryc. 8c) powstałych w warunkach kompresji fałdowej w kierunku NNE-SSW i zwrocie przemieszczenia „góra na SSW”. Na taką orientację nacisków tektonicznych wskazuje wergencja powierzchni osiowych fałdów. Nie stwierdzono aby towarzyszyły im jakieś większe przejawy mineralizacji synkinematycznej.

Wnioski

Efektom wieloetapowej deformacji (ryc. 8) było silne sfałdowanie i zdyslokowanie nasuwcze, które doprowadziło do tektonicznego zwielokrotnienia miąższości skał kambryjskich odsłoniętych w Kamecznicy Podmachocickiej. Identyfikacja charakterystyka strukturalno-mineralogiczna etapów D_2 i D_3 wskazuje, że tworzą one

progresywny ciąg deformacji zachodzących w trakcie deformacji pola naprężeń. Najprawdopodobniej należą do niego także deformacje związane z etapem D_4 .

Taki styl strukturalny jest charakterystyczny dla deformacji fałdowo-nasunięciowych. Występowanie osi fałdów zawsze w płaszczyźnie warstwowania sedimentacyjnego S_0 , niezależnie od kierunku jego upadu, wskazuje na przedwchyleniową genezę tych form. Fałdowaniu i wewnętrznemu nasuwaniu serii skalnych towarzyszy metamorfizm o syndeformacyjnym charakterze, podkreślonym przez blastezę nowych minerałów wyłącznie w płaszczyznach foliacji S_1 , S_2 oraz S_3 , przy jednoczesnym braku blastezy w płaszczyźnie warstwowania sedimentacyjnego S_0 . Proces ten zachodził w warunkach charakterystycznych dla facji zieleńcowej, zony chlorytowej, a być może i dolnej części zony biotytovej. Jego wynikiem było powstanie fyllitów z protolitu ilastego i ilasto-mułowcowego oraz kwarcytów z protolitu piaskowcowego. Brak blastezy w płaszczyźnie warstwowania sedimentacyjnego S_0 , zwłaszcza poniżej nasunięć spągowych, z którymi fyllity związane są genetycznie, wskazuje na stosunkowo niewielki nadkład nad skałami w czasie ich deformacji. Jednocześnie ta najmniej zmieniona część odsłonięcia znajduje się najbliżej dyslokacji świętokrzyskiej, co pozwala wątpić w sprawczą rolę tej strefy uskokowej, przynajmniej w jej dzisiejszym przebiegu, w procesie metamorfozy. Wiek opisanych procesów jest trudny do jednoznacznego określenia. Wyraźnie ogranicza go jednak od góry obecność już zsylikowanych piaskowców kwarcytowych (Kowalczewski & Dadlez, 1996) jako otoczków w obrębie górnosylurskich zlepieńców miedzianogórskich (Malec, 2001). Od dołu ograniczeniem takim jest przede wszystkim wiek osadów, w których deformacje są zapisane oraz zawężenie występowania mineralizacji kwarcowo-chlorytowej do osadów co najwyżej tremadockich.

Autor pragnie podziękować doc. dr hab. Zbigniewowi Kowalczewskiemu oraz dr Markowi Jarosińskiemu za krytyczne uwagi i cenną dyskusję w trakcie przygotowywania niniejszego artykułu. Prezentowane w artykule wyniki uzyskano w ramach realizacji tematu: 6.15.0009.00.0.

Literatura

- BEDNARCZYK W. & STUPNICKA E. 2000 — Stratigraphy and new data on tectonics of the Ordovician strata in the section at Międzygórz Quarry (eastern Holy Cross Mountains, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 283–297.
- CZARNOCKI J. 1919 — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. o Warszawskiego*, 28: 1–172.
- CZARNOCKI J. 1929 — Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 w okolicach Kajetanowa. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 24: 38–42.
- CZARNOCKI J. 1958 — Surowce skalne. *Pr. Geol.*, 5: 128–160.
- CZERMIŃSKI J. 1959 — Petrografia piaskowców kwarcytowych środkowego kambru z Dużej Wiśniówki k/Kielc. *Kwart. Geol.*, 3: 677–687.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quarter.*, 38: 169–189.
- JAROSIŃSKI M. 1992 — Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega w świetle analizy mezostrukturalnej. *Kwart. Geol.*, 36: 121–150.
- JESSELL M.W., WILLMAN C.E. & GRAY D.R. 1994 — Bedding parallel veins and their relationship to folding. *J. Structural Geology*, 16: 753–767.
- KOCH P.S. & CHRISTIE J.M. 1981 — Spacing deformation lamellae as a paleopiezometer. *Abstr. Trans. Am. Geophys. Un.* 62: 1030.
- KOWALCZEWSKI Z. 1994 — The Holy Cross Mts. in the Early Paleozoic. *Europeprobe Trans European Suture Zone Workshop*. Kielce, 24.09–1.10, 1994. *Excursion Guidebook*.
- KOWALCZEWSKI Z. & DADLEZ R. 1996 — Tectonics of the Cambrian in the Wiśniówka area (Holy Cross Mts., Central Poland). *Geol. Quarter.*, 40: 23–46.
- KOWALCZEWSKI Z., KULETA M., LISIK R. & MOCZYDŁOWSKA M. 1986 — Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 30: 201–228.
- KOWALCZEWSKI Z., LISIK R. & CHLEBOWSKI R. 1976 — Nowe dane o budowie geologicznej okolic Opatowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 296: 167–200.
- KOWALCZEWSKI Z. & STUDENCKI M. 1983 — Budowa geologiczna góry Krzemianki koło Kielc. *Kwart. Geol.*, 27: 695–708.
- Malec J. 2001 — Sedimentology of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 45: 397–415.
- MIZERSKI W. 1979 — Tectonic of the Łysogóry Unit in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 29: 1–38.
- MIZERSKI W. 1988 — Ewolucja tektoniczna regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46: 46–52.
- MIZERSKI W. 1992 — Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 40: 142–146.
- MIZERSKI W. 1994 — Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 42: 721–727.
- MIZERSKI W. 1995 — Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in central Europe. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 372: 1–47.
- MIZERSKI W. 1998 — Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46: 337–342.
- ORŁOWSKI S. 1968 — Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wydz. Geol.*, 10: 153–218.
- ORŁOWSKI S. 1975 — Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 25: 431–448.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. 1996 — *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin: 282.
- SAMSONOWICZ J. 1934 — Objasnienie arkusza Opatów. *Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000*, nr 1, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SALWA S. 2002 — Deformacje tektoniczne skał staropaleozoicznych — zachodni odcinek jednostki łysogórskiej, Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 50: 1221.
- SALWA S. 2004 — Charakterystyka mezostrukturalna skał staropaleozoicznych regionu łysogórskiego. [W:] Jarosiński M., Salwa S., Gałaga Ł. — *Paleozoiczna Akrecja Polski — Rozwój strukturalny i ewolucja kierunków naprężeń w przedpermskiej sekwencji osadowej Gór Świętokrzyskich i strefy krawędziowej kratonu wschodnioeuropejskiego*. Projekt KBN C018/T12/2001.
- SALWA S. 2005 — Metamorfizm i jego miejsce w procesie deformacji skał kambryjskich jednostki łysogórskiej w Górach Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 61: 55–56.
- SEDLAK W. 1985 — Z dziejów odkrycia śladów kambryjskiego życia w kwarcytach łysogórskich. *Rocz. Świętokrzyski*, 12: 31–45.
- SOBOLEW D. 1900 — Podstawowe założenia stratygrafii i tektoniki osadów syluru Gór Kielecko-Sandomierskich. *Pr. Uniwersytetu Warszawskiego*.
- SOBOLEW D. 1911 — Przewodnik dla wycieczek geologicznych w Góry Kielecko-Sandomierskie. Warszawa: 55.
- STESKY R.M. 1978 — Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Canad. J. Earth Sci.*, 15: 361–375.
- STESKY R.M., BRACE W.E., RILEY D.K. & ROBIN P.Y.F. 1974 — Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics*, 23: 177–203.
- STUDENCKI M. 1997 — Nowe odsłonięcie skał kambru na Klonówce. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 102.
- STUPNICKA E. 1988 — Charakter i geneza dyslokacji świętokrzyskiej. *Prz. Geol.*, 36: 40–46.
- STUPNICKA E. 1992 — The significance of the Variscan orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid Polish Uplands). *Geologische Rundschau*, 81: 561–570.
- TOMCZYKOWA E. 1968 — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 54: 1–85.
- ZNOSKO J. 1962 — W sprawie nowego nazewnictwa jednostek tektonicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 10: 455–456.
- ZNOSKO J. 1988 — O niektórych interpretacjach tektonicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 36: 597–601.
- ZNOSKO J. 1996 — Tectonic style of the Early Paleozoic sequences in the Holy Cross Mountains. *Geol. Quarter.*, 40: 1–22.
- ŻABA J. 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 142.

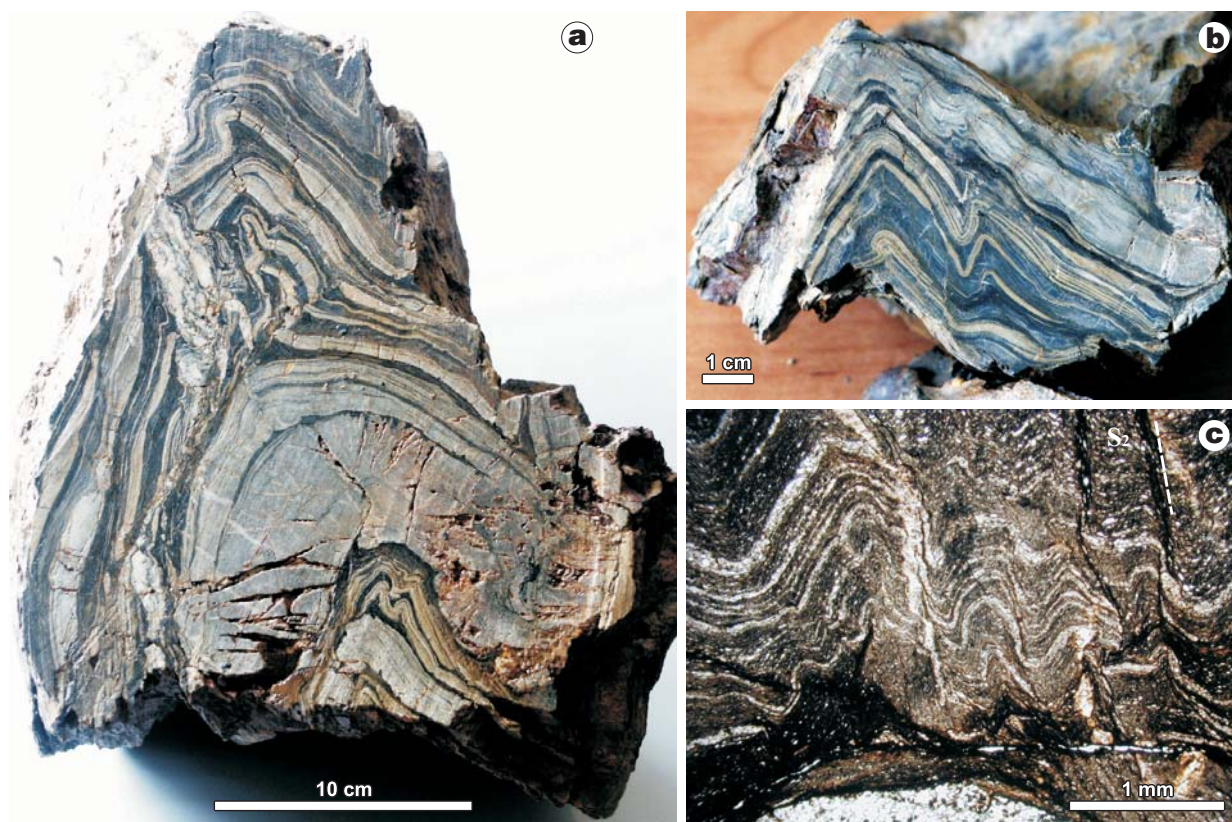
Praca wpłynęła do redakcji 21.04.2006 r.

Akceptowano do druku 04.05.2006 r.

Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmachocic w regionie Iyso-górkim Gór Świętokrzyskich (patrz str. 513)



Ryc. 2. Odsłonięcie sfałdowanych fyllitów w skarpie wąwozu
Fig. 2. The folded phyllite outcropped in a ravine scarp



Ryc. 7. Zależność geometrii fałdów od litologii protolitu. W kwarcytach dominuje geometria koncentryczna (a), a symilarna w fyllitach powstałych z heterolitów (b). Sfałdowanie skał widoczne jest także w obserwacjach mikroskopowych (c). Kliważ krenulacyjny w położeniu osiowym definiuje foliację S_2 (c)
Fig. 7. Relationship between the folds geometry and protolith lithology. Concentric folds dominate in quartzites (a) whereas similar folds predominate within phyllites (b). Folding is also visible under microscope (c). Axis plane crenulation cleavage defining S_2 foliation planes (c)