

BUDOWA ORAZ EWOLUCJA STRUKTURALNA UTWORÓW PALEOZOICZNYCH I MEZOZOICZNYCH

WSTĘP

Budowa i ewolucja tektoniczna utworów paleozoicznych, a zwłaszcza ordowickich i sylurskich, strefy Koszalin–Chojnice są przedmiotem dużego zainteresowania oraz licznych kontrowersji od kilkadziesiąt lat (np.: Znosko, 1965, 1986; Dadlez, 1978, 1982, 2000; Pożaryski i in., 1982; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 2000; Poprawa, 2006). Ta wąska i względnie niewielka obszarowo strefa stanowi jeden z izolowanych, a jednocześnie nielicznych obszarów udokumentowanego występowania utworów dolnopaleozoicznych w obrębie strefy szwu transeuropejskiego (TESZ). Dlatego, obserwacje i koncepcje budowane na podstawie analizy tych utworów rozszerzano często na skalę regionalną lub szerszą.

Jednocześnie źródłem wielu kontrowersji było to, iż rozpoznanie budowy utworów dolnego paleozoiku w strefie Koszalin–Chojnice ograniczone jest głównie do materiału rdzeniowego kilkunastu otworów wiertniczych, z których każdy jedynie fragmentarycznie nawierca te skały (np. Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006). Charakter i budowa pokrywy osadowej w nakładzie utworów dolnego paleozoiku utrudniają szersze wykorzystanie wyników badań geofizycznych w ich rozpoznaniu, co stanowi ograniczenie zwłaszcza dla badań tektonicznych.

Szczególnie intensywną dyskusję na temat kaledońskiej ewolucji tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice oraz stref jej pokrewnych prowadzono w odniesieniu do profilu otworu Toruń 1. Otwór ten cechuje wyjątkowo długi interwał przewierconych utworów dolnopaleozoicznych, wynoszący ponad 1500 m, oraz obecność w jednym profilu utworów kilku pięter syluru i prawdopodobnie ordowiku (np. Tomczyk, 1980; Dadlez, 1982; Podhalańska, Modliński, 2006).

Tomczyk (1980) wyróżnił w tym profilu kompleksy o indywidualnym stylu tektonicznym, stawiając hipotezę o występowaniu w nim osobnego, takońskiego piętra strukturalnego, będącego efektem śródsylurskich deformacji. Dla wytłumaczenia obecności niezgodności tektonicznych w profilu, oraz kontrastu w stopniu zaangażowania utworów dolnolandowskich i górnoordowickich w stosunku do wyżej leżących utworów wenloku i młodszych, proponował alternatywne koncepcje. Według pierwszej – zdeformowane utwory stanowiłyby czoło fałdów kaledońskich, przylegających do kratonu wschodnioeuropejskiego, bądź nasuniętych na niego, zaś według drugiej, preferowanej – dolnolandowskie i górnoordowickie zdeformowane utwory stanowiłyby zapis kaledońskiej mobilności

w strefie głębokiego rozłamu, zawiązanego z rozwiniętym wzdłuż strefy Tornquista megaskokiem przesuwczym (*op. cit.*). Tezę o śródsylurskim sfałdowaniu osadów starszego syluru i górnego ordowiku w profilu otworu Toruń 1 oraz zapoczątkowaniu w późnym sylurze sedymentacji pokrywy platformowej postulowali również Pożaryski i in. (1982).

Alternatywną interpretację przedstawił Dadlez (1982), sugerując, iż obserwowane deformacje tektoniczne, redukcje miąższości i luki w profilu otworu Toruń 1 są efektem jednej fazy fałdowania oraz wyprasowania tektonicznego, które nastąpiły w późnym sylurze, bądź po sylurze. W efekcie zaproponował, że w profilu tym występują trzy powierzchnie nasunięć, oddzielające od siebie cztery fałdy, z których trzy górne są obalonymi łuskami o wyprasowanych skrzydłach brzusznych (*op. cit.*). Autor ten rozważał również alternatywną możliwość, zakładającą iż otwór Toruń 1 przewierca skrzydło kaledońskiego fałdu, przecięte stromymi, zrzutowymi uskoki, np. waryscyjskiego wieku (*op. cit.*). Skłaniał się on równocześnie do interpretacji przyjmującej, że cały rejon od strefy Rugii po strefę Koszalin–Chojnice został zdeformowany w jednej fazie tektonicznej, przypadającej na przełom syluru i dewonu. Niemniej jednak, w odniesieniu do strefy Rugii późniejsze datowania $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metamorfizmu niskiego stopnia, który wiązał się z deformacjami, wskazują, iż główne zdarzenie termiczno-tektoniczne miało tam miejsce w późnym ordowiku–wczesnym sylurze (Dallmeyer i in., 1999; Giese i in., 2001).

Modele ewolucji strukturalnej omawianej strefy opierano również na analogiach do stref szwu transeuropejskiego, położonych dalej ku południowemu-wschodowi. Przykładem jest koncepcja zakładająca, iż utwory ordowicko-dolnosylurskiej strefy Koszalin–Chojnice deponowane były w synsedymencyjnym rowie tektonicznym, rozwiniętym przy zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, którego wypełnienie osadowe uległo następnie wspomnianym powyżej, śródsylurskim deformacjom (Pożaryski i in., 1982). Koncepcja ta opierała się przede wszystkim na relacjach miąższościowych utworów dolnego paleozoiku w strefie radomsko-lubelskiej (radomsko-kraśnicko-narolskiej) w stosunku do lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego z jednej strony oraz do bloku małopolskiego z drugiej. Jednakże założenie, że położenie bloku małopolskiego względem strefy radomsko-lubelskiej oraz względem lubelskiego skłonu kratonu

wschodnioeuropejskiego było identyczne (na przykład w ordowickiej paleogeografii) jak współcześnie, nie jest przekonywujące (por. Kozłowski i in., 2004; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006). Model Pożaryskiego i in. (1982) przyjmuje ponadto, iż główne deformacje w strefie radomsko-lubelskiej (radomsko-kraśnicko-narolskiej) miały miejsce przed późnym sylurem. Jednakże, jak wykazują badania Jarosińskiego (2004), deformacje te w poszczególnych otworach obejmują jedynie fragmenty profili o różnej pozycji stratygraficznej od kambru po sylur i nadścielone oraz podścielone są przez utwory niezdeformowane. Nie jest możliwe więc wyciągnięcie powyższej konkluzji co do wieku tych deformacji, który alternatywnie przypadać może nawet na dewon bądź karbon (*op. cit.*).

Jako drugi przykład synsedymacyjnego rowu, poddanego śródsylurskim deformacjom, stanowiącego potencjalny analog strefy Koszalin–Chojnice, Pożaryski i in. (1982) wskazywali strefę Kraków–Myszków. W strefie tej, położonej między niezdeformowanymi blokami małopolskim i górnośląskim, występować miały kaledońskie, kolizyjne deformacje tektoniczne (por. Unrug i in., 1999). Koncepcji takiej zaprzeczyły jednak badania Żaby (1994, 1995, 1999), Buły i in. (1997) oraz Buły (2000), dowodzące przesuwczej natury strefy Kraków–Myszków oraz braku jej facjalnej bądź miąższościowej specyfiki w stosunku do obszarów przyległych.

Dodać należy ponadto, że istnieją również poglądy kwestionujące obecność na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego, w tym w strefie Koszalin–Chojnice, orogenu kaledoń-

skiego i/lub ówczesnej strefy kolizji (Głazek i in., 1981; Mizerski, Skurek-Skurczyńska, 2000).

W odniesieniu do tektoniki strefy Koszalin–Chojnice wszystkie powyższe poglądy i koncepcje opierały się jedynie na analizie zmienności upadów utworów paleozoicznych w profilach poszczególnych wierceń oraz niekiedy na analizie przebiegu stref uskokowych. Nie prowadzono natomiast w tej strefie badań strukturalnych na materiale rdzeniowym, mimo iż jest to jedna z podstawowych metod badań w strefach kolizji. Należy zwrócić jednak uwagę, że materiał rdzeniowy z utworów dolnego paleozoiku strefy Koszalin–Chojnice jest w wielu przypadkach zdekompletowany i źle zachowany, co ogranicza potencjał tej metody.

Poniżej przedstawiono wyniki analizy strukturalnej, przeprowadzonej na próbkach wiertniczych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1. Na obecnym etapie badań zgromadzony materiał nie pozwala na jednoznaczne odniesienie się do powyższej wzmiankowanej kontrowersji, co do ewolucji tektonicznej strefy Koszalin–Chojnice. Przeprowadzone analizy miały na celu przede wszystkim określenie charakteru struktur tektonicznych, wydzielenie ich generacji, ustalenie sekwencji zdarzeń geologicznych oraz odtworzenie warunków i charakteru deformacji, ze szczególnym uwzględnieniem epizodów deformacji. W konsekwencji zamierzano podjąć próbę powiązania danych struktur i odpowiedzialnych za ich powstanie deformacji z wydarzeniami tektonicznymi.

TEKTONIKA OBSZARU BADAŃ

Strefa Koszalin–Chojnice jest rozwinięta wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego w jej pomorskim sektorze. Stanowi ona obszar, który oprócz względnie dużych miąższości i głębokomorskich facji części utworów dolnego paleozoiku, indywidualizuje się również pod względem budowy tektonicznej, co jest wynikiem nakładania się efektów kilku faz aktywności tektonicznej. Specyfiką tej wąskiej, wydłużonej strefy są przede wszystkim, wzmiankowane powyżej, deformacje utworów dolnego paleozoiku (np.: Znosko, 1965, 1986; Dadlez, 1978; Pożaryski i in., 1982). W waryscyjskim cyklu geotektonicznym obszar ten został pocięty dodatkowo przez liczne uskoki oraz zaangażowany przez tektonikę blokową (Dadlez, 1978; Matyja, 2006). Skalę ówczesnych deformacji charakteryzuje największy z udokumentowanych przez Dadleza (*op. cit.*) zrzutów na pojedynczej strefie uskokowej, wynoszący ponad 2100 m. W mezozoiku, w wyniku transesyjnej, bądź ekstensyjnej reaktywacji starszych uskoków doszło w strefie Koszalin–Chojnice do rozwoju rowów tektonicznych, które w późnej kredzie oraz na przełomie kredy i neogenu uległy kompresyjnej do transpresyjnej inwersji (Dadlez, 1989, 1997b; Krzywiec, 2002; Leszczyński, 2002). Paleozoiczno-mezozoiczna aktywność tektoniczna doprowadziła w efekcie do wykształcenia się w omawianym obszarze gęstej sieci uskoków o kierunkach zbliżonych do NW–SE (np. Pożaryski i in., 1982; Dadlez, 1997b).

Najstarszymi osadami, nawierconymi w omawianej strefie są utwory ordowickie. Stanowią je głównie głębokomorskie iłowce i mułowce górnego lanwimu–karadoku, a lokalnie (otwór Toruń 1) prawdopodobnie aszgilu (Modliński, 1968; Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006). Cechami charakterystycznymi utworów ordowickich jest zazwyczaj wysoki stopień zaangażowania tektonicznego, wyrażający się zróżnicowanymi, aczkolwiek zazwyczaj dużymi upadami tektonicznymi, oraz znacznie większa ich stratygraficzna miąższość niż równoległych utworów na kratonie wschodnioeuropejskim (Bednarczyk, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006).

Utwory sylurskie w strefie Koszalin–Chojnice w profilach poszczególnych otworów wiertniczych nawiercane są zazwyczaj fragmentarycznie, choć w efekcie stwierdzono osady wszystkich pięter syluru (Teller, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006). Z wyjątkiem profilu otworu Toruń 1 nie udokumentowano przejścia ordowiku w sylur (Podhalańska, Modliński, 2006). Stopień deformacji tektonicznych utworów sylurskich jest zmienny. Utwory landoweru cechują wysokie upady tektoniczne (*op. cit.*). Podwyższone upady stwierdzono także w słabiej rozwierconych utworach wenloku (*op. cit.*). Natomiast utwory ludlowu i przydolu wykazują zmienne, choć najczęściej niższe upady tektoniczne (Teller, 1974; Dadlez, 1978; Pożaryski i in., 1982).

Na utworach różnych pięter ordowiku i syluru częściowo niezgodnie zalegają osady ?najwyższego emsu, środkowego i górnego dewonu oraz karbonu. Większa część dolnego dewonu reprezentowana jest przez erozyjną lukę stratygraficzną (np. Dadlez, 1978; Matyja, 2006), przypuszczalnie związaną z pokolizyjnym wynoszeniem izostatycznym (Poprawa, 2006). Utwory dewonu reprezentowane są w strefie Koszalin–Chojnice początkowo głównie przez silikoklastyki, później przez utwory wapienno-margliste (Dadlez, 1978; Matyja, 1998, 2006). W karbonie były deponowane głównie węglany, pia-

skowce arkozowe i łupki (Dadlez, 1978; Lipiec, Matyja, 1998; Matyja, 2006). Sedymentacja była przerywana krótkimi okresami erozji w najwcześniejszym karbonie oraz na pograniczu wczesnego i późnego karbonu, zaś zasadnicza przebudowa tektoniczna i powszechne procesy denudacji nastąpiły na przełomie karbonu i permu (Dadlez, 1978). Górnoperm-sko-mezozoiczna pokrywa osadowa omawianego terenu wykształcona jest w facjach typowych dla basenu polskiego (por. Marek, Pajchłowa, 1997).

ANALIZA STRUKTURALNA PRÓBEK WIERTNICZYCH

Szczegółową analizą strukturalną objęto próbki z rdzeni wiertniczych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1, zlokalizowanego w strefie tektonicznej Koszalin–Chojnice. Badaniami objęto przede wszystkim rdzenie wiertnicze reprezento-

wane przez utwory paleozoiczne, ze szczególnym uwzględnieniem dolnopaleozoicznych. W ramach porównawczych badań uzupełniających, analizie strukturalnej poddano też wytypowane próbki wiertnicze pochodzące z sekwencji mezozoicznych.

METODYKA BADAŃ I ZAKRES BADAŃ

Przeprowadzono szczegółową analizę mezostrukturalną próbek wiertniczych pochodzących z analizowanego otworu. Podczas prac terenowych wykonano szczegółową, geometryczną analizę strukturalną. Objęła ona analizę morfologiczną stwierdzonych struktur oraz ich orientację (wykonano kilka tysięcy pomiarów względnej, przestrzennej orientacji struktur w rdzeniach ze szczególnym uwzględnieniem kątów ich nachylenia) i superpozycję (zaburzenie, przecinanie i przemieszczanie struktur starszych przez młodsze) stanowiącą podstawę do ustalenia sekwencji zdarzeń geologicznych. Sporządzono obszerną dokumentację fotograficzną oraz rysunkową. W ramach prac terenowych i kameralnych przeprowadzono szczegółową analizę kinematyczną (określono kierunki skracania i poszerzania oraz zwrot względnych przemieszczeń), dynamiczną (określono warunki deformacji oraz układy naprężeń) i statystyczną zebranych danych.

Próbki wiertnicze objęte badaniami strukturalnymi nie były podczas prowadzenia prac wiertniczych bezpośrednio orientowane względem północy. W związku z tym zależnie od stanu zachowania rdzeni wiertniczych, tj. wielkości ubytków, stopnia zniszczenia, rozdrobnienia itp., a także od charakteru budowy strukturalnej podjęto różne próby ich orientacji. Analizą objęto głównie próbki wiertnicze zorientowane względem pionu,

z określonym lub nieokreślonym położeniem góry i dołu. Część badanych próbek została zorientowana względem siebie; w przypadkach stwierdzenia szczególnie interesujących struktur bądź superpozycji kilku ich generacji, badano też próbki całkowicie nieorientowane (należały one jednak do rzadkości). Część próbek wiertniczych, z uwagi na ich szczególne cechy strukturalne, mogła być orientowana dwuwariantowo względem stron świata lub pośrednio względem północy, tzw. metodą strukturalną. Metodyka badań strukturalno-tektonicznych rdzeni wiertniczych bezpośrednio nieorientowanych została szczegółowo przedstawiona w pracy Żaby (1999).

W otworze Polskie Łąki PIG 1 szczegółową analizą strukturalną objęto następujące serie skalne: 1 – górny ordowik (karadok), głębokość: 4297,5–4427,0 m, litologia: iłowce, iłowce mulaste, mułowce; 2 – dewon ?dolny (?ems górny) i środkowy (eifel, żywet), głębokość: ?3410,0–4297,5 m, litologia: iłowce, mułowce, piaskowce, margle, wapienie, dolomity wapniste; 3 – górny dewon (fran), głębokość: 3239,0–?3434,5 m, litologia: margle, wapienie margliste, wapienie, mułowce, piaskowce, zlepieńce; 4 – górny trias (górny kajper), głębokość: 1980,5–2284,0 m, litologia: mułowce, mułowce ilaste, mułowce piaszczyste, iłowce; 5 – górny trias (retyk), głębokość: 1770,0–1980,5 m, litologia: iłowce margliste, mułowce, piaskowce.

POŁOŻENIE WARSTW

Ordowik górny (karadok). Utwory ordowickie odznaczają się bardzo dużym zróżnicowaniem kątów nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_0 (fig. 14). Wartość tych kątów zmienia się w granicach od 0 do 90°. Najczęściej pojawiające się kąty upadu grupują się w obrębie dwóch maksimum – silniejsze z nich obejmuje wartości w przedziale 20–30° (19%), natomiast nieco słabsze w zakresie 70–80° (13%). Analizowane utwory są najczęściej nachylone połogo lub pod średnimi kątami, rzadziej wykazują nachylenia strome, a całkiem sporadycznie pionowe lub subwertykalne (1%).

Jednakże zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_0 wyraźnie zmienia się wraz z głębokością.

W dolnej części badanego profilu (4386,2–4427,0 m) zróżnicowanie kątów upadu utworów ordowiku jest największe; przyjmują one wszelkie możliwe wartości z maksimum obejmującym przedział 70–80° (19%). Nachylenia od 10 do 70° są tylko nieznacznie rzadziej obserwowane od powyższych (charakteryzują się koncentracją punktów pomiarowych o wartościach wahających się od 11 do 14%).

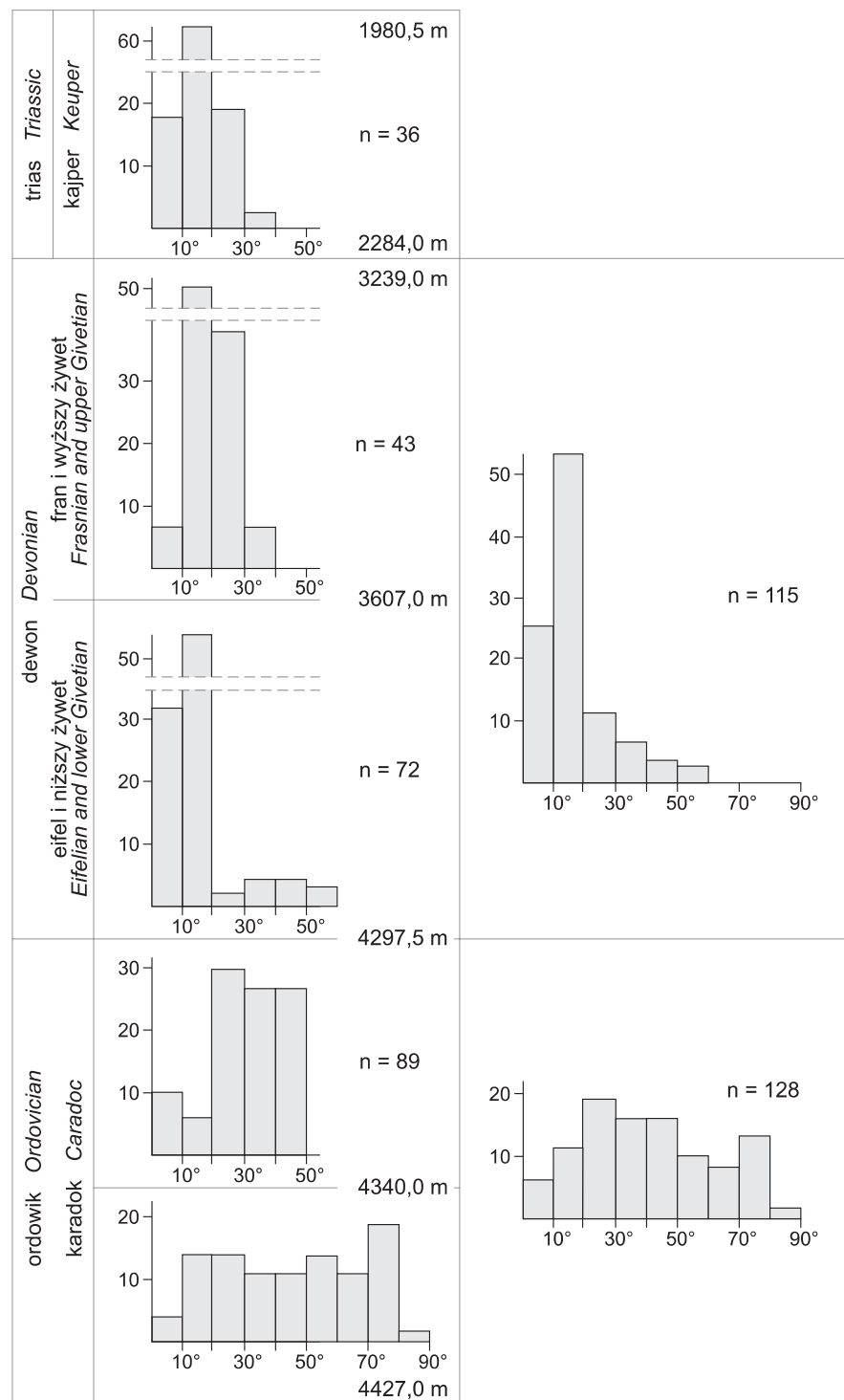


Fig. 14. Zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych (S_0) w utworach klastycznych ordowiku (karadok), dewonu (eifel, żywet, fran) i triasu (kajper)

Oś pionowa – frekwencja (%); oś pozioma – kąt nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_0 .

Variability of sedimentary surface (S_0) dipping of the Ordovician (Caradoc), Devonian (Eifelian, Givetian and Frasnian) and Triassic (Keuper) clastic sediments

Vertical axis – frequency (%); horizontal axis – dipping of sedimentary surface S_0 .

Natomiast w górnej części analizowanego profilu (4340,0–4297,5 m) utwory ordowickie są nachylone przeważnie po-łogo lub pod średnimi kątami; najczęściej pojawiające się kąty upadu grupują się w przedziale 20–50° (28%). Zwraca uwagę, iż pozioma i połoga orientacja warstwowania występuje stosunkowo rzadko (6–10%), a nachylenia bardziej strome od 50° zdarzają się tylko sporadycznie.

Duża zmienność kątów upadu powierzchni sedimentacyjnych S_0 wynika z intensywnego sfałdowania utworów ordowiku spowodowanego podginaniem, już wcześniej (stromo?) nachylonych warstw, wskutek licznych, cyklicznie powtarzających się przemieszczeń o charakterze nasuwczym (zachodzących wzdłuż połogo zorientowanych powierzchni ślizgowych) oraz w wyniku aktywności młodszych uskoków zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych (fig. 15 i 16).

W obrębie profilu utworów górnego ordowiku (karadoku) w otworze Polskie Łąki PIG 1 stwierdzono interwały piaskowców kwarcowych, jeden około dwumetrowej miąższości (4384,0–4386,0 m), który po uwzględnieniu odcinków nierdzewianych stanowić może fragment wkładki o miąższości do 18 m (4366,5–4386,0 m), drugi zaś miąższości około 15 cm (4323,00–4323,15 m) (Modliński, 1992). Piaskowce te uważane są za utwory górnordowickie, bo tak wynika z pozycji tych osadów w profilu, nie ma na to jednak żadnej dokumentacji biostratygraficznej. Kilka charakterystycznych cech tych osadów powoduje, iż dla piaskowców przyjąć należy środkowodewoński wiek. Utwory te wykształcone są w specyficznej facji, identycznej jak osady środkowodewońskie stwierdzone wyżej w profilu tego otworu. Są to płytkomorskie piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, zwarte, o spoiwie krzemionkowym, jasnoszare, z licznymi blaszkami muskowitu i przejawami ewaporatów na niektórych powierzchniach laminacji (por. Miłaczewski, 1992).

Kontrastują one swoim wykształceniem z występującymi powyżej oraz poniżej w profilu iłowcami bądź mułowcami karadoku, stanowiącymi osad powstały w głębokim, otwartym zbiorniku morskim. Od otaczających osadów ordowickich istotnie różnią się również stopniem deformacji tektonicznych. O ile bowiem utwory karadockie cechuje wysoki stopień deformacji oraz silne, tektoniczne wychylenie od pionu, to dyskutowane tu interwały piaskowca nie wykazują istotnych deformacji i charakteryzują się upadami do 5–10°. Zatem w profilu rdzeniowym interwał subhoryzontalnie leżących lub połogo nachylonych piaskowców dewońskich wyraźnie zalega dyskordantnie na bardzo stromo ustawionych kompleksach skalnych ordowiku, a różnica upadów na tym kontakcie wynosi nawet do 80°.

Rzeczywista obecność wspomnianych powyżej piaskowców dewońskich w obrębie profilu ordowickiego nie jest jednak pewna. Ten brak pewności wiąże się z możliwym błędnym umiejscowieniem fragmentu dewońskiego rdzenia w skrzynkach rdzeniowych. Domysł taki wynika z analizy karotaży wiertniczych, na których trudno znaleźć odzwierciedlenie obecności blisko 18-metrowej wkładki piaskowca w obrębie kompleksu ilasto-mułowcowego. W zwiercinach z interwału

4366,5–4386,0 m występują wprawdzie, oprócz dominujących ciemnych iłowców, pojedyncze okruchy jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców, ale mogą one pochodzić z obsypywania się ścian otworu na wyżej położonym, dewońskim odcinku profilu. Jeśli jednak wykluczyć w tym wypadku błąd ludzki, to obecność dewońskich utworów w obrębie profilu osadów ordowickich tłumaczyć można na dwa sposoby. Utwory dewońskie stanowić mogą porwaki tektoniczne, wprasowane w obręby bardziej podatnych iłowców i mułowców ordowiku w wyniku przemieszczeń przesuwczych. Słabą stroną takiej koncepcji jest połogie zaleganie obu interwałów piaskowca, zaskakujące w świetle tektonicznej rotacji takich bloków. Drugim, bardziej prawdopodobnym i preferowanym tu wytłumaczeniem są możliwe powtórzenia w profilu, związane z nasuwczymi przemieszczeniami na odwróconych uskokach środkowodewońskich bądź młodszych.

Dewon (?ems, eifel, żywet, fran). Kąty upadu osadów dewońskich wykazują średnią zmienność, wahającą się w przedziale od 0 do 60° (fig. 14). Jednak zdecydowana większość powierzchni warstwowania w tych utworach zalega połogo (kąty: 10–20°, maksimum 53%) lub prawie poziomo (kąty 0–10°; 25%).

W dolnej części analizowanego profilu (eifel) osady dewońskie wykazują zmienność o cechach analogicznych, jak w całym profilu tych utworów. Zdecydowanie przeważają upady połogie wahające się w przedziale 10–20° (maksimum 54%) oraz położenia prawie poziome (kąty: 0–10°; 32%). Jednak nachylenia warstw w tym niewielkim przedziale (od 0 do 20°) wykazują znaczną zmienność, co ściśle wiąże się z rozwojem przemieszczeń nasuwczych, powodujących lokalne podgięcia warstw, które cyklicznie bądź stromieją, bądź uzyskują położenia niemal poziome (fig. 14). Zjawiska te koncentrują się przede wszystkim w spągowej części badanego profilu (eifel). Natomiast lokalnie zaznaczające się większe nachylenia warstw (30–50°), wykazują ścisły związek z aktywnością stromych lub niemal pionowych (progowych) uskoków zrzutowych (normalnych i odwróconych) oraz zrzutowo-przesuwczych (np. na głęb. 4260,0 m).

W górnej części badanego profilu (fran) osady dewońskie są nachylone nieco bardziej stromo (fig. 14) niż utwory leżące niżej (eifel, żywet). Wprawdzie nadal przeważają kąty upadu warstw wahające się w przedziale od 10 do 20° (maksimum: 50%), lecz pojawiają się też częste, nieco większe nachylenia warstwowania, wahające się w przedziale 20–30° (38%), czego nie obserwowano w osadach eiflu. Wyraźnie zmniejsza się natomiast udział warstw położonych niemal poziomo (kąty 0–10°; 6%). Nachylenie warstw w stropie sekwencji dewońskiej (fran), na kontakcie z osadami permu (cechsztynu), gwałtownie maleje. Powierzchnie sedimentacyjne (zapadające poniżej pod kątami 20–35°) ulegają na tym kontakcie wygięciu, przyjmując wartości 10–17°. Zjawisko to jest ściśle związane z aktywnością przemieszczeń nasuwczych obejmujących też osady permskie.

Trias (kajper, retyk). Osady te są nachylone zazwyczaj podobnie jak utwory dewońskie (fig. 16). Wyraźnie przewa-

żają kąty upadu wahające się w przedziale 10–20° (maksimum: 62%). Lokalnie osady triasowe zalegają niemal poziomo (kąty: 0–10°; 18%) bądź zapadają nieco bardziej stromo (kąty: 20–30°; 19%). Niekiedy obserwowane są jeszcze bar-

dziej strome nachylenia warstw (powyżej 30°), które ściśle wiążą się z aktywnością, przeważnie stromych lub progowych, uskokuw zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych, rzadziej przesuwczych.

Objaśnienia do fig. 15
Explanation for Fig. 15

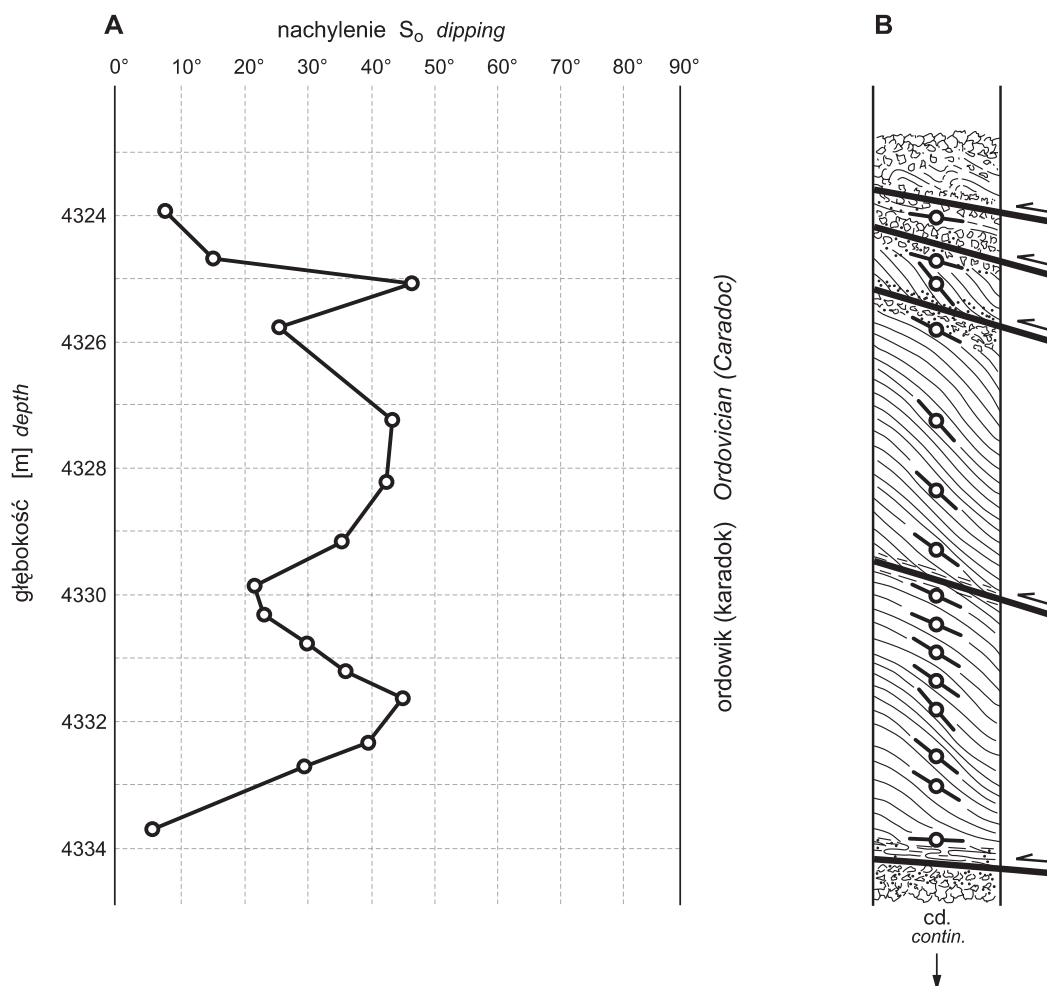
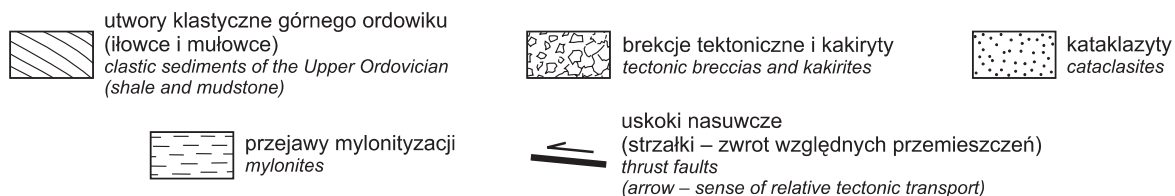
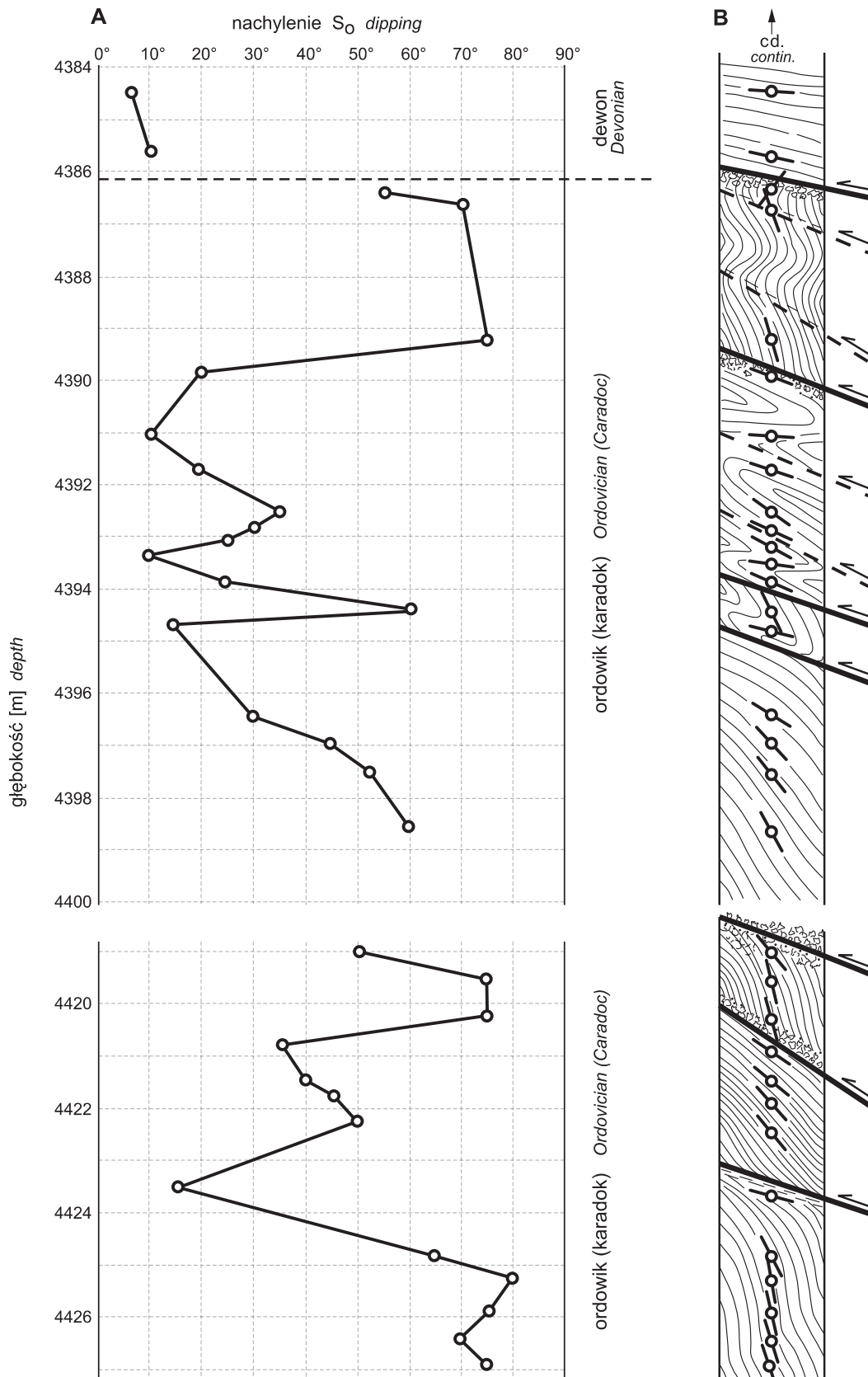


Fig. 15. Cechy strukturalne górnordowickich utworów klastycznych

A – zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnych S_0 ; B – przejawy tektoniki nasuwczej

Fig. 15 cd.



Structural inventory of the Upper Ordovician clastic sediments

A – variability of sedimentary surface (S_0) dipping; B – structures related to thrusting

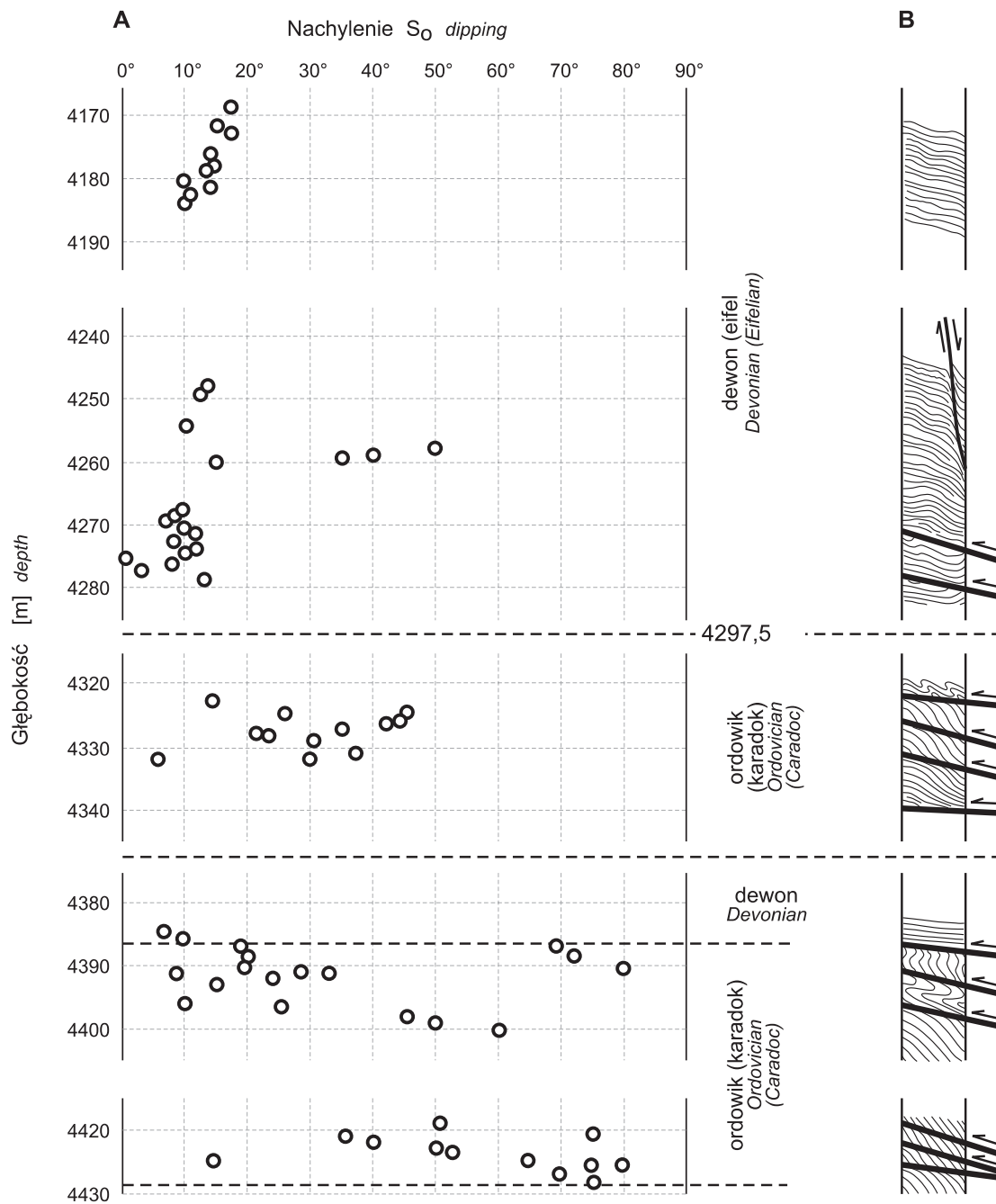


Fig. 16. Cechy strukturalne utworów klastycznych górnego ordowiku (karadoku) i środkowego dewonu (emsu?, eiflu, żywetu)

A – zmienność nachylenia powierzchni sedymentacyjnej S_0 ; **B** – przejawy tektoniki uskokowo-fałdowej.

Structural inventory of the of the Upper Ordovician (Caradoc) and Middle Devonian (Emsian?, Eifelian, Givetian) clastic sediments

A – dipping of sedimentary surface S_0 ; **B** – structures related to faulting and folding.

BUDOWA STRUKTURALNA

Ordowik (karadok). Utwory ordowiku odznaczają się budową fałdowo-nasunięciową, która ukształtowała się w warunkach kilku odrębnych deformacji tektonicznych. W utworach tych stwierdzono przejawy wielofazowych przemieszczeń uskokuw zachodzących w reżimie przesuwczym, kontrakcyjnym (nasuwczym) i normalnym (ekstensyjnym). Do najczęściej spotykanych należą uskoki zrzutowo-przesuwcze.

Stwierdzono kilka generacji struktur fałdowych, których subhoryzontalnie położone osie są bądź koaksjalne, bądź przecinają się (w planie) pod niewielkimi kątami. Najstarsze z nich mają charakter fałdów ze zginania. Są to struktury fałdowe pierwszej generacji (F_1). Mają one najczęściej charakter makrofałdów, w skrzydłach (skrzydle) których został wykonany analizowany otwór. W skrzydłach tych fałdów stwierdzono liczne, mezostrukturalne wskaźniki przemieszczeń o charakterze posuwu fałdowego. Należą do nich m.in. rysy ślizgowe, widoczne na różnie nachylonych powierzchniach sedimentacyjnych, które są zorientowane w przybliżeniu prostopadle do osi fałdów lub/i do linii biegu warstwowania. Asymetria towarzyszących rysom zadziórów tektonicznych jednoznacznie wskazuje na nasuwczy charakter, zachodzącego podczas fałdowania ze zginania, posuwu fałdowego. W skrzydłach makrofałdów najstarszej generacji F_1 stwierdzono też występowanie drobnych, wyraźnie asymetrycznych fałdów pasożytniczych i ciągnionych (fig. 17). Ich wergencja jest zwrócona w kierunku stref przegubowych (antyklinalnych i synklinalnych) makrostruktur fałdowych. Wergencja fałdków pasożytniczych i ciągnionych wskazuje, podobnie jak asymetria zadziórów tektonicznych, na nasuwczy charakter posuwu fałdowego. Wynika z tego, iż nadrzędne makrofałdy F_1 kształtowały się w warunkach subhoryzontalnych nacisków o charakterze tektonicznym. Oś największych naprężeń σ_1 leżała wówczas w płaszczyźnie poziomej lub była nachylona poło; niewielkim nachyleniem odznaczała się też oś σ_2 przebiegająca najprawdopodobniej zgodnie (równolegle) z osiami fałdów F_1 , natomiast oś najmniejszych naprężeń σ_3 była prawdopodobnie zorientowana subwertykalnie. Wszystkie cechy fałdów najstarszej generacji F_1 wskazują, iż są to fałdy ze zginania, kształtujące się w warunkach tangencjalnych nacisków tektonicznych. Fałdy te (F_1) mają więc charakter fałdów z wybożenia.

Fałdy młodszych generacji (F_2 i F_3) wykazują ścisły związek z wielofazową aktywnością uskokuw nasuwczych rozwijających się zgodnie z poło lub niemal poziomo zorientowanymi płaszczyznami. Ich nachylenie wynosi najczęściej około 20° . Fałdy F_2 i F_3 charakteryzują się niemal poziomym położeniem osi, które przecinają się w planie pod kątem około $25\text{--}30^\circ$. Nasuwcze strefy ścinania pojawiają się wielokrotnie w całym profilu utworów ordowiku; stwierdzono je m.in. na głębokościach: 4423,5, 4420,5, 4419,0, 4395,0, 4394,0, 4390,0, 4386,0, 4334,0, 4329,5, 4325,5, 4324,5 oraz 4323,5 m. Przemieszczenia nasuwcze spowodowały przyskokowe wyginanie (podginanie) i zafałdowywanie (mezofałdy F_2 i F_3) skrzydeł makrofałdów F_1 . Warstwy w skrzydłach uskokuw nasuwczych, wcześniej bardziej stromo ustawione, przyjęły bardziej poło

lub nawet poziome położenie; rzadziej natomiast ulegały ze-stromieniu (np. przedział głębokości 4390,0–4386,0 m). W wyniku wielofazowej aktywności uskokuw nasuwczych w ich skrzydłach utworzyły się szerokopromienne, fleksuralne fałdy F_2 i F_3 . Niektórym nasuwczym strefom ścinania towarzyszą wergentne, pochylone, obalone i leżące fałdy średnio- i wąskopromienne, tworzące się w podatnych warunkach deformacji. Najszerszą, nasuwczą strefę podatnego ścinania (o miąższości 9 m) o budowie fałdowej, stwierdzono w przedziale głębokości 4386,0–4395,0 m.

Zgodnie z powierzchniami wielu uskokuw nasuwczych rozwinęły się szerokie strefy kakirytów, brekcji tektonicznych i, niekiedy, kataklazytów (głębokości: 4420,5, 4419,0, 4390,0, 4386,0, 4334,0, 3325,5, 4324,5 oraz 4323,5 m). Niektórym uskokuw nasuwczym towarzyszą strefy mylonityzacji (głębokości: 4423,5, 4388,5, 4386,5, 4334,0, 4329,5 i 4324,0 m), w obrębie których stwierdzono występowanie struktur S–C (rzadziej C') oraz porfiroklastów powstałych w wyniku zbudowania wcześniejszych utworów. Część tych porfiroklastów wykazuje wyraźną asymetrię (tzw. „ryby”). Zgodnie z niektórymi powierzchniami ścinania ukształtowały się, w warunkach podatnych, wergentne fałdy ciągnione F_2 i/lub F_3 (głębokości: 4323,5 oraz 4334,0 m). Zazwyczaj mają one charakter „wyoczkowanych” fałdów z płynięcia. Część z nich, wykształconych jako izoklinalne, wąskopromienne fałdy leżące, rozwijała się w żyłkach węglanowych.

Bardzo różny charakter struktur towarzyszących strefom ścinania świadczy zarówno o zróżnicowanej intensywności deformacji (nasuwczych) obejmujących utwory ordowickie, jak też o wieloetapowości ich powstawania. Stwierdzone tu struktury wskazują, że deformacje te zachodziły zarówno w warunkach podatnych, jak też podatno-kruchych i kruchych, co wiązało się z kolejnymi etapami ruchów nasuwczych. Ponadto część przemieszczeń o charakterze nasuwczym zachodziła jeszcze przed powstaniem żyłek węglanowych (przecinają one wcześniej powstałe strefy uskokuw i nie zostały zdeformowane), natomiast część po ich dokonaniu się (żyłki te zostały zafałdowane, poprzemieszczane i zbrekcjonowane).

W analizowanych utworach stwierdzono liczne, powstałe w warunkach kruchych mezouskoki, z towarzyszącymi im, zazwyczaj dobrze wykształconymi, tektoglifymi reprezentowanymi przez rysy ślizgowe, zadziory tektoniczne (powstałe w dwu- oraz trójwarstwowych układach), a także struktury z wyorania i spękania pierzaste. Część tych uskokuw powstała przed utworzeniem się żyłek węglanowych, które tworzą co najmniej dwie generacje, gdyż stwierdzono ich przecinanie się. Niektóre uskoki kształtowały się synchronicznie z rozwojem tych żyłek; powstawały wtedy m.in. struktury rombów, ekstensyjne dupleksy i rozwierające się na nierównościach ekstensyjne szczeliny (fig. 18 A) oraz szeregi żyłek kulisowych i sigmoidalnych o różnej orientacji. Natomiast pozostała, duża część uskokuw wykorzystywała powierzchnie już wcześniej ukształtowanych żyłek węglanowych, a także powodowała ich przemieszczanie i deformowa-



Fig. 17. Asymetryczne, wergentne fałdy pasożytnicze F_1 w utworach klastycznych górnego ordowiku (karadoku), powstałe wskutek posuwu fałdowego (strzałki), towarzyszącego kształtowaniu się makrofaldów ze zginania (z wyboczenia) F_1 ; głębokość 4397,0–4398,0 m

Asymmetric vergent parasitic folds F_1 in the Upper Ordovician (Caradoc) clastic sediments, developed as a result of tectonic slip along bedding surfaces (arrows), associated with development of bending-related (buckling) macrofolds F_1 ; depth: 4397.0–4398.0 m

nie (fig. 18 B). Podobne zależności wiekowe, tj. superpozycję żyłek i uskoków, stwierdzono też w odniesieniu do żyłek, soczewek i gniazd kruszczowych, reprezentowanych przede wszystkim przez piryt.

W wielu próbkach stwierdzono superpozycję dwóch, rzadziej trzech, a nawet czterech, różnowiekowych mezouskoków o różnym charakterze kinematycznym. Na powierzchniach ślizgowych niektórych uskoków (różnie nachylonych) stwier-

dzano dwa przecinające się pod różnymi kątami, zespoły (generacje) rys ślizgowych (fig. 19). Świadczy to o wielofazowym rozwoju przemieszczeń uskokowych. Aktywności młodszych uskoków, głównie zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych, towarzyszył rozwój drobnych fałdów ciągnionych młodszych generacji F_n oraz podgięć przyuskokowych.

Devon (?ems, eifel, żywet, fran). Utwory te zalegają izoklinalnie; są nachylone pod niewielkimi kątami, wahającymi

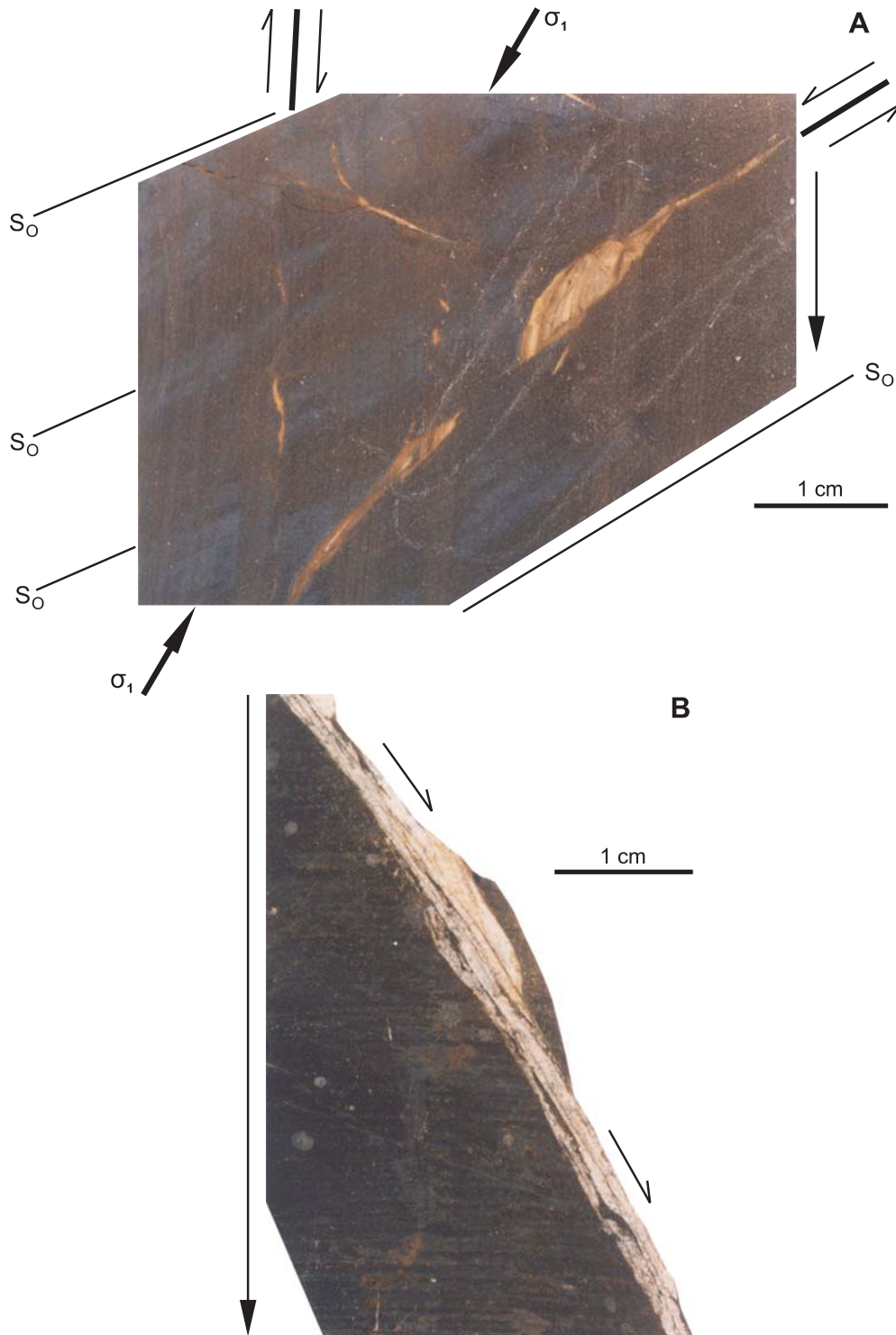


Fig. 18. Żyłki węglanowe, ukształtowane w ekstensyjnych warunkach deformacji, w mułowcowo-ilastych utworach górnego ordowiku (karadoku). A – żyłki węglanowe ukształtowane synchronicznie z aktywnością dwu komplementarnych zespołów ścięć, których rozwojowi towarzyszyło powstanie ekstensyjnych dupleksów (por. m.in.: Rodgers, 1980; Żaba, 1994) oraz żyłek wykorzystujących rozwierające się na nierównościach ekstensyjnej szczeliny; głęb. 4324,0–4325,0 m; B – żyłka węglanowa, zdeformowana w warunkach przemieszczeń o charakterze prawoprzesuwczo-normalnym; głęb. 4330,0–4331,0 m. σ_1 – oś głównych, największych naprężeń tektonicznych (kierunek skracania); S_0 – powierzchnie sedymentacyjne; strzałki – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Calcite veins, developed in the extensional tectonic regime, in the Upper Ordovician (Caradoc) shale and mudstone. A – calcite veins developing synchronously with activity of two sets of conjugate shears, associated with development of extensional duplexes (comp. e.g: Rodgers, 1980; Żaba, 1994) and veins opened on irregularities of extensional fracture; depth: 4324.0–4325.0 m; B – calcite vein, deformed due to normal faulting with right-lateral strike-slip component; depth: 4330.0–4331.0 m. σ_1 – axis of the principle tectonic stresses (direction of shortening); S_0 – sedimentary surface; arrows – direction and sense of relative tectonic transport

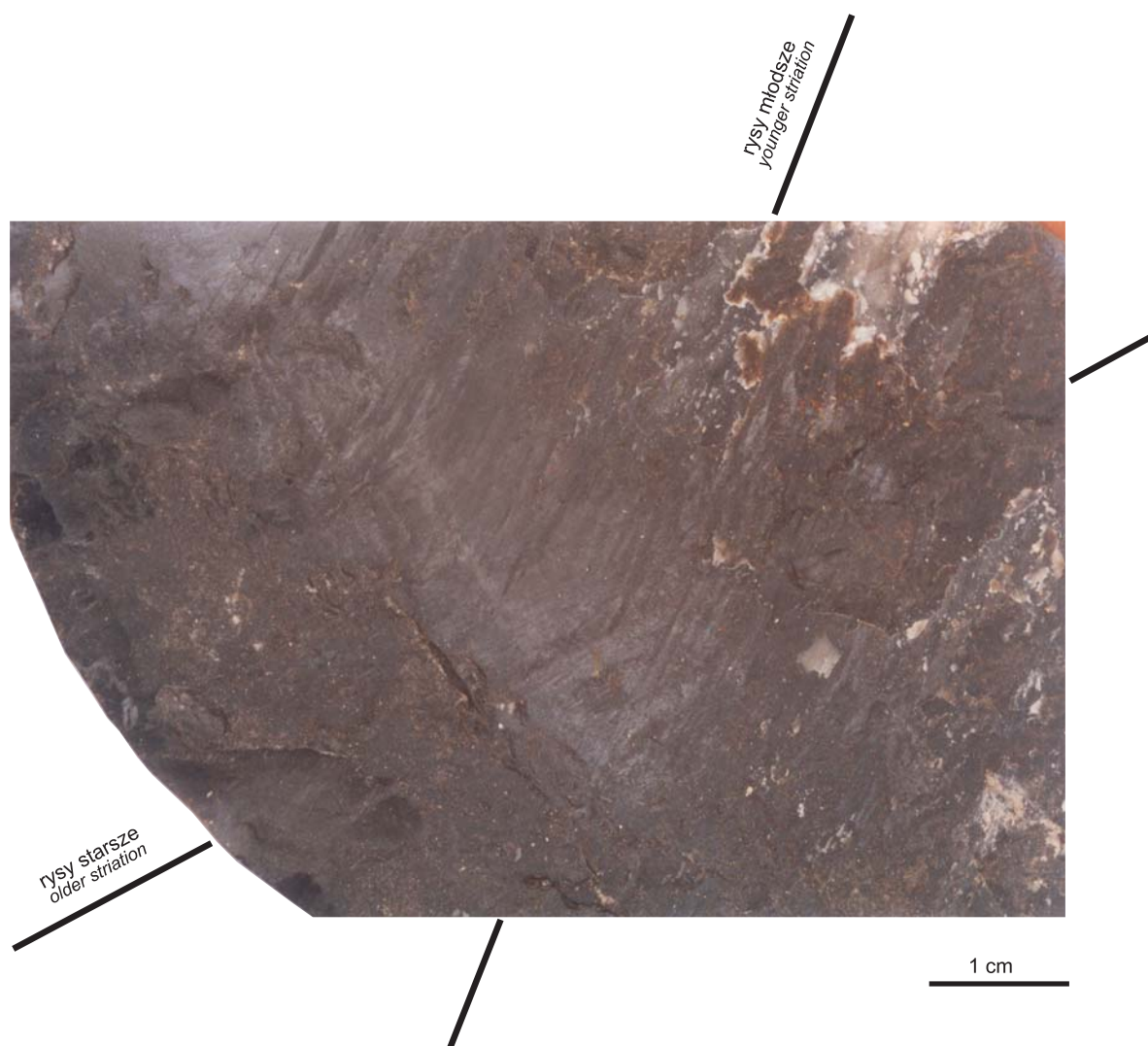


Fig. 19. Nachylona poło (około 25°) powierzchnia ślizgowa uskoku z dwoma krzyżującymi się, różnowiekowymi zespołami rys ślizgowych (którym towarzyszą zadziory tektoniczne) w mułwcach górnego ordowiku (karadoku). Wzdłuż powierzchni ślizgowej zachodziły przemieszczenia zrzutowo-przesuwcze (starsze – z dominującą składową przesuwczą) oraz normalno-zrzutowe (młodsze); głębokość: 4329,0–4330,0 m; widok z góry

Gently dipping (approx. 25°) fault surface with two sets of slickensides crossing each other, associated with tectonic steps, in the Upper Ordovician (Caradoc) sediments. Tectonic transport along the fault surface related to normal faulting with significant strike-slip component predated second episode of normal faulting; depth: 4329.0–4330.0 m; top view

się najczęściej w przedziale od 10 do 20° (fig. 14). Inne nachylenia warstw zazwyczaj ściśle wiążą się z wielofazową aktywnością uskoku: głównie połączonych uskoku nasuwczym oraz, przeważnie młodszych, stromych i progowych uskoku zrzutowych i zrzutowo-przesuwczym (fig. 16).

Strefy nasunięć występują w całym profilu utworów dewonu. Największą ich koncentrację stwierdzono w spągu sekwencji dewońskiej (ems?, eifel) w przedziale głębokości 4270,0–4280,0 m oraz w obrębie kompleksu górnodewońskiego (fran) na głębokości około 3409,0–3410,0 m. Wielofa-

zowa aktywność uskoku nasuwczym doprowadziła bądź do rozwoju brekcji tektonicznych (np. w stopie sekwencji dewońskiej) i lokalnego poddarcia warstw (szerokopromienne, sztywne fałdy fleksuralne), bądź do rozwoju wyodrębnionych stref podatno-krucho lub podatnego ścinania. Najlepiej wykształconą taką strefę o charakterze podatno-krucho (ukształtowaną w warunkach nasuwczym: oś naprężeń σ_1 leżała w płaszczyźnie nachylonej pod niewielkim kątem, oś σ_2 była zorientowana prawdopodobnie poziomo, a oś σ_3 była nachylona stromo) stwierdzono na głębokości około

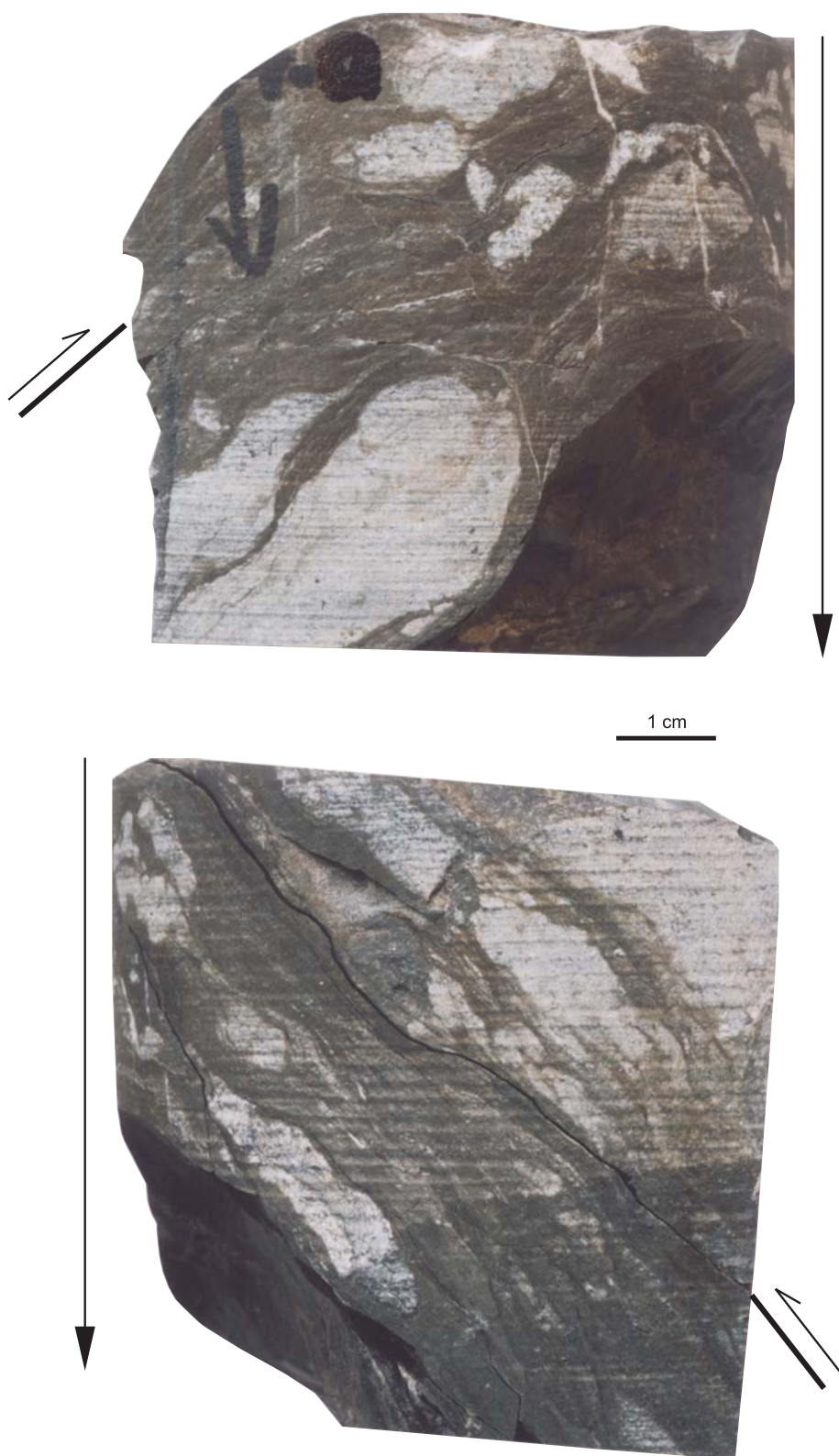


Fig. 20. Strefa podatno-kruchego ścinania o charakterze nasuwczym (strzałki jednostronne) w utworach górnego dewonu (franu) reprezentowanych przez margle i wapień; kierunek i zwrot ścinania określają m.in.: rysy i zadziory tektoniczne, struktury S-C, asymetryczne mezofaldy oraz niektóre porfiroklasty (wykazujące asymetryczne ułożenie); głęb. 3409,0–3410,0 m

Zone of brittle to ductile shear of thrust character (arrow) in the Upper Devonian (Frasnian) marl and limestone; direction and sense of shearing is indicated by striations and steps, structures S-C, asymmetric mesofolds and some asymmetric porphyroclasts; depth 3409.0–3410.0 m

3409,0–3410,0 m (fran). Na reżim nasuwczy (kontrakcyjny) wyraźnie wskazuje asymetria takich struktur jak: S–C, C', wergentnych, wyoczkowanych mezofałdów z płynięcia, porfiroklastów oraz sigmoidalnych żyłek węglanowych (fig. 20). Powyższej strefie towarzyszą dobrze wykształcone powierzchnie ślizgowe z tektoglifami reprezentowanymi przez rysy ślizgowe i zadziory tektoniczne, wskazującymi na nasuwcze (kontrakcyjne) warunki deformacji zachodzącej w warunkach kruchych. W przedziałach głębokości 4258,0–4274,0 i 4242,0–4258,0 m stwierdzono (na położo nachylonych powierzchniach ślizgowych) przecinanie się (pod kątem 30°) dwóch zespołów (generacji) rys ślizgowych z zadziorami wskazującymi na przemieszczenia nasuwcze i przesuwczo-nasuwcze (z przeważającą składową nasuwczą).

Z analizy superpozycji opisanych powyżej struktur tektonicznych wynika, iż tworzyły się one co najmniej w dwóch odrębnych etapach deformacji nasuwczej, zgodnie z tą samą płaszczyzną ścinania – wcześniej w warunkach podatnych lub/i podatno-kruchych, a następnie w warunkach kruchych.

W utworach dewońskich bardzo często występują progowe uskoki związane najprawdopodobniej z blokową ruchliwością głębszego podłoża. Ruchom tym towarzyszył też rozwój stromych uskoków inwersyjno-zrzutowych, rozwijających się synchronicznie z powyższymi. Część stromych uskoków (młodszych) wykazuje charakter normalno-zrzutowy (fig. 21) oraz normalno-zrzutowo-presuwczy, co świadczy, że tworzyły się one w warunkach subhoryzontalnej ekstensji bądź transtensji. Aktywność tych uskoków spowodowała rozwój brekcji tektonicznych (np. na głęb.: 3401,0–3414,0 i 3239,0–3246,0 m) oraz licznych tektoglifów. Doprowadziła też do wyraźnego wygięcia (zestromienia) warstw, wskutek tworzenia się szerokopromiennych, sztywnych fałdów przyuskokowych (fig. 21).

W warunkach pionowych nacisków (oś naprężeń σ_1 była ustawiona pionowo lub subwertykalnie) tworzyły się komplementarne zespoły spękań ścięciowych (np. na głęb.: 4176,0–4194,0, 4110,0–4129,0 i 4414,0–4417,0 m) często wykorzystywane przez synchronicznie rozwijające się żyłki węglanowe. Żyłki te, rozwijające się w reżimie ekstensyjnym, tworzą czasami struktury rombów oraz szeregi kulisowe i sigmoidalne. Żyłki węglanowe zostały w wielu miejscach zdeformowane wskutek późniejszych przemieszczeń uskokowych zachodzących głównie w reżimie ekstensyjnym lub transtensyjnym. Deformacje te prowadziły do zafałdowania i zbrek-

cowania żyłek oraz tworzenia się rys i zadziorów tektonicznych na ich powierzchniach. Żyłki są też niekiedy przemieszczane (normalnie) zgodnie z powierzchniami sedimentacyjnymi, wskutek nacisków skierowanych od dołu. Jednak część żyłek została przemieszczona (nasuwczo) przez położo położone uskoki odwrócone.

Trias (kajper, retyk). Utwory te zalegają izoklinalnie; są najczęściej nachylone pod kątami wahających się od 10 do 20° (fig. 14). Inne kąty pochylenia warstw zostały spowodowane przemieszczeniami zachodzącymi wzdłuż powierzchni uskoków. Aktywność niektórych uskoków doprowadziła do rozwoju rozległych stref brekcji tektonicznych. Najbardziej mięjsze strefy brekcji stwierdzono w stropie sekwencji triasowej (retyk) w przedziale głębokości 1771,0–1777,0 m oraz w obrębie osadów kajpru (głęb. 1982,0–1990,0 m).

W utworach triasu stwierdzono przejawy intensywnych ruchów pionowych (fig. 22), z którymi synchronicznie kształtowały się żyły „różowych” węglanów. Podczas ich tworzenia się reżim deformacji stopniowo (rotacyjnie) zmieniał się na przesuwczy (presuwczo-nasuwczy?; fig. 23) o charakterze prawoskrętnym (dextralnym). Ruchy pionowe, jak i przemieszczenia prawoprusuwcze (fig. 24) zachodziły zgodnie z podobnie zorientowanymi płaszczyznami. Podczas wcześniejszego, progowo-zrzutowego uskoku powstały powierzchnie ślizgowe z wyraźnymi, pionowo zorientowanymi rysami tektonicznymi oraz towarzyszące im zadziory tektoniczne (wszystkie powyższe struktury są widoczne wyłącznie w skałach osłony żył), a także ekstensyjne spękania sigmoidalne wykorzystywane przez żyłki węglanowe (fig. 22). Młodsze przemieszczenia o charakterze prawoprusuwczym zachodziły przede wszystkim zgodnie z pionowo zorientowanymi powierzchniami ślizgowymi z tektoglifami reprezentowanymi przez poziomo leżące rysy tektoniczne (fig. 25) oraz towarzyszące im zadziory. Struktury te zaznaczyły się zarówno w żyłach węglanowych (głównie na granicach tych żył), jak i w skałach ich osłony. Część przemieszczeń tego etapu zachodziła wzdłuż subhoryzontalnych powierzchni (z towarzyszącymi rysami i zadziorami tektonicznymi). Na zwrot względnych przemieszczeń przesuwczych wskazuje m.in. asymetria: zadziorów tektonicznych, ekstensyjnych spękań kulisowych wykorzystywanych przez węglany (struktury typu *en-écheleon*; fig. 23), a także ekstensyjnych struktur rombów, rozwiniętych w żyłach węglanowych (fig. 24). Przemieszczenia przesuwcze zachodziły po triasie.

WARUNKI DEFORMACJI ORAZ SEKWENCJA ZDARZEŃ TEKTONICZNYCH

Próbie ustalenia sekwencji zdarzeń tektonicznych oparto na danych pochodzących z otworu Polskie Łąki PIG 1. Należy zaznaczyć, iż wyniki uzyskane na podstawie analizy próbek wiertniczych z tego otworu są wyjątkowo pełne i tym samym wiarygodne, z powodu dobrego stanu zachowania rdzenia wiertniczego.

Na podstawie przeprowadzonych badań ustalono, przedstawione poniżej, następstwo epizodów deformacji, obejmujących coraz to młodsze utwory i zachodzących w różnych reżimach tektonicznych. Epizody te przypuszczalnie grupują się w kilka indywidualnych faz deformacji, które rozdzielone

są względnie długimi przedziałami czasu geologicznego, dla których nie zanotowano istotnej aktywności tektonicznej. Poszczególne epizody deformacji w obrębie jednej ich fazy, mimo iż indywidualizujące się, mogły zachodzić po sobie we względnie krótkich przedziałach czasu i być wzajemnie powiązane genetycznie, stanowiąc niekiedy odzwierciedlenie progadacji deformacji związanych z jednym procesem tektonicznym.

(1) **Reżim kontrakcyjny (nasuwczy).** Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnego ordowiku (karadoku), które wskutek tangencjalnych nacisków zostały sfałdowane.

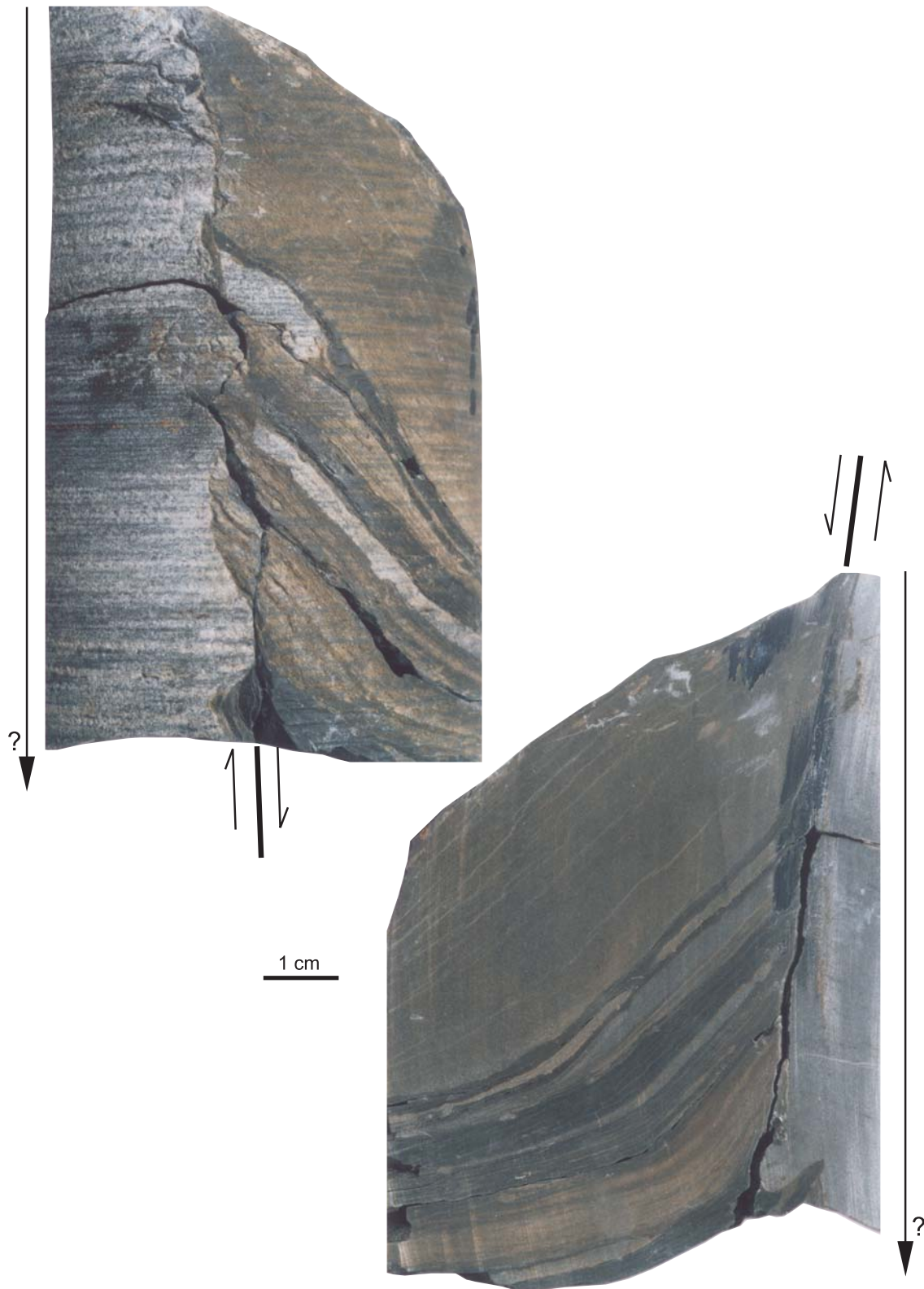


Fig. 21. Stromy uskoc normalno-zrzutowy z wyraźnym fleksuralnym podgięciem warstw, jednoznacznie określającym zwrot względnych przemieszczeń (strzałki jednostronne); w skrzydłach uskoku bezpośrednio kontaktują ze sobą dolomity wapniste oraz mułowce z przelawiczeniami ilowców; dewon środkowy (eifel), głęb. 4258,0–4259,0 m

Steep normal fault with flexure indicating sense of relative tectonic transport (arrows); in the walls of the fault limey dolomite is juxtaposed with mudstone interbedded with shale; Middle Devonian (Eifelian), depth: 4258.0–4259.0 m

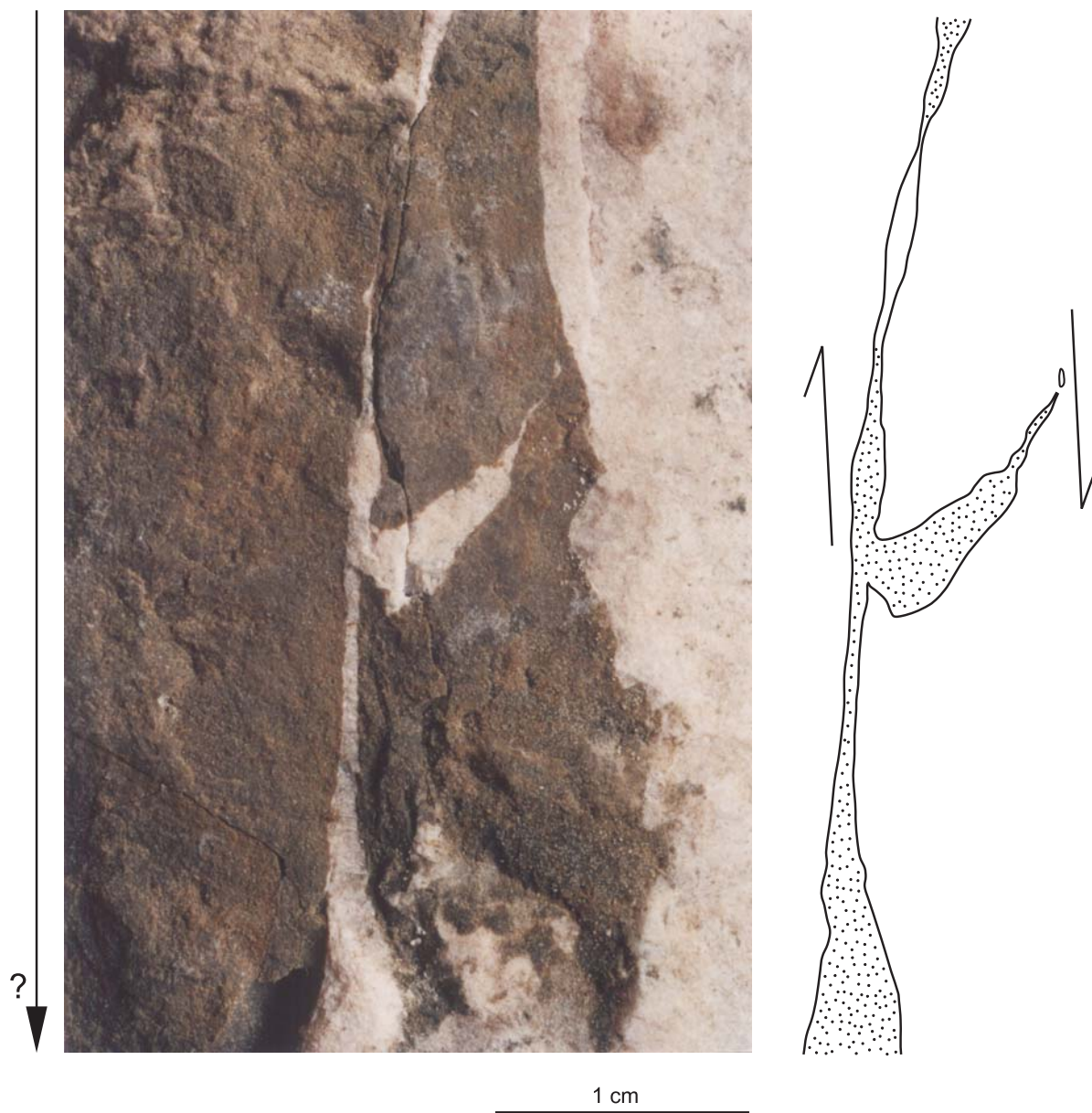


Fig. 22. Ekstensyjna, sygmoidalna żyłka węglanowa, ukształtowana w warunkach przemieszczeń o charakterze normalno-zrutowym, występująca w mułowcach ilastych górnego triasu (kajpru); głębokość 1983,0–1984,0 m

Strzałki jednostronne – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Extensional, sigmoid calcite vein, developed during tectonic normal faulting
in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth 1983.0–1984.0 m

Arrows – direction and sense of relative tectonic transport



Fig. 23. Ekstensyjne spękania kulisowe, wykorzystane przez węglany (struktury typu *en-échelon*), powstałe w przesuwczo-nasuwczych warunkach deformacji w mułowcach ilastych górnego triasu (kajpru); głęb. 1983,0–1984,0 m

Strzałka jednostronna – kierunek i zwrot względnych przemieszczeń

Extensional *en-échelon* fractures, filled by calcite, developed due to strike-slip tectonic transport with thrust component in the Upper Triassic (Keuper) shaley mudstone; depth 1983.0–1984.0 m

Arrow – direction and sense of relative tectonic transport



widok na górną powierzchnię rdzenia
image of core sample from top



widok na dolną powierzchnię rdzenia
image of core sample from bottom

1 cm

Fig. 24. Ekstensyjne struktury romboidalne rozwinięte w żyłce węglanowej, powstałe w przesuwczym reżimie deformacji (przemieszczenia prawoskrętne) w mulowcach górnego triasu (kajpru); głęb. 1986,0–1987,0 m

Strzałki – zwrot względnych przemieszczeń

Extensional rhomboidal structures developed in calcite vein in strike-slip regime (right-lateral) in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth: 1986.0–1987.0 m

Arrows – direction and sense of relative tectonic transport

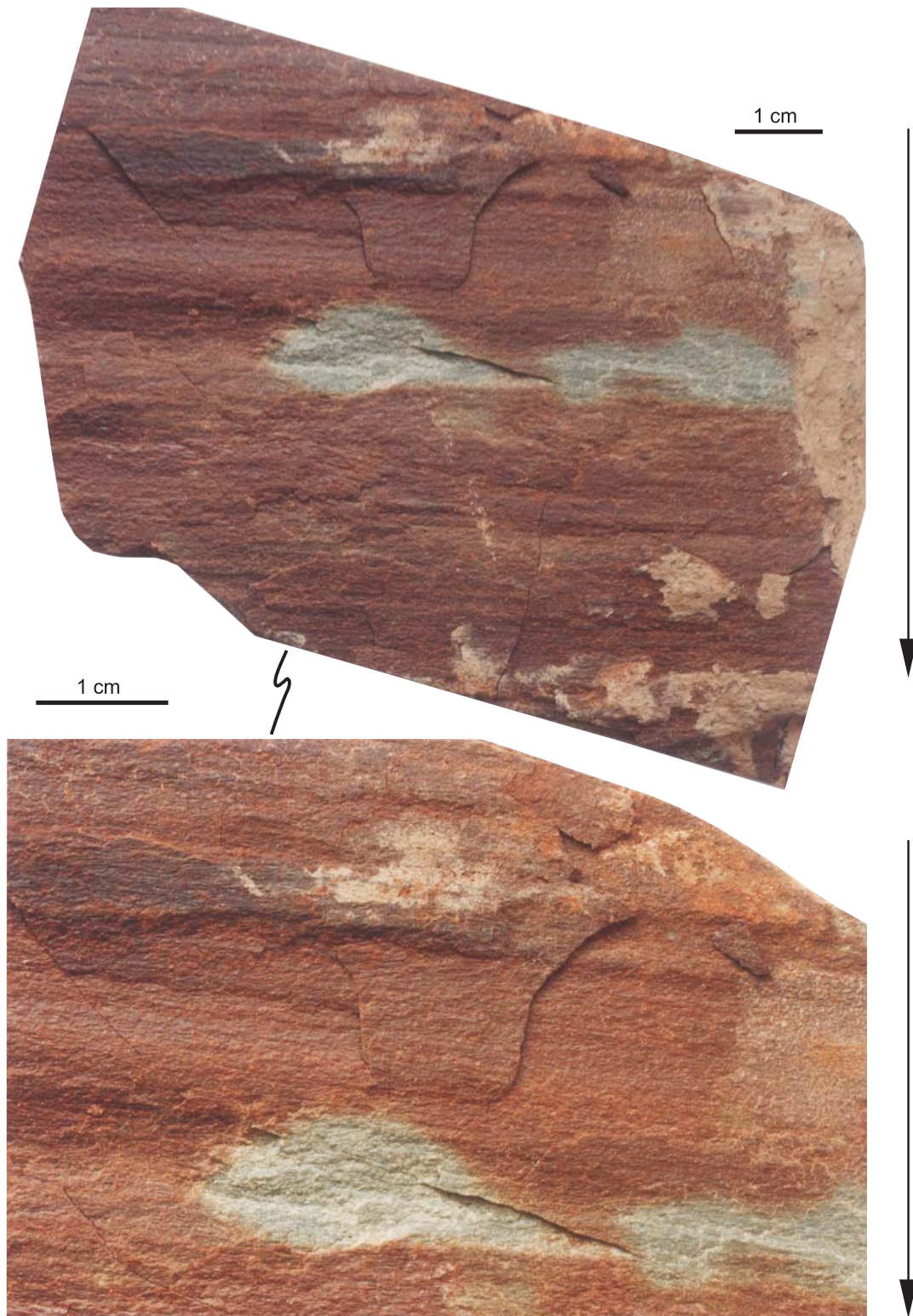


Fig. 25. Powierzchnia ślizgowa pionowego uskoku przesuwczego z tektoglifami, reprezentowanymi przez poziomo zorientowane rysy tektoniczne, w mułowcach górnego triasu (kajpru); głęb. 2151,0–2152,0 m

Slickenside on strike-slip fault plain with horizontal striation in the Upper Triassic (Keuper) mudstone; depth: 2151.0–2152.0 m

W przypadku otworu Polskie Łąki PIG 1 proces ten zachodził przed dewonem. Powstały wówczas najstarsze makro- i mezofałdy ze zginania. Procesy fałdowe zachodziły być może w warunkach lewoskrętnej transpresji; towarzyszył im rozwój przemieszczeń lewoprzesuwczo-nasuwczych. Taka kinematyka deformacji jest ogólnie zgodna z modelami kaledońskiej kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, przyjmującymi środkowo- i późnoordowicką oraz ewentualnie wczesnosylurską, skośną konwergencję i kolizję Awalonii i Baltiki (np. Scotese, McKerrow, 1990; Meissner i in., 1994; Torsvik i in., 1996; Jaworowski, 2000; Torsvik, Rehnström, 2003).

Na szczegółowe określenie wieku tej deformacji pozwoliła analiza próbek wiertniczych otworu Toruń 1 (Żaba, Poprawa, 2006). Dolnopaleozoiczny profil obejmuje tam względnie szeroki zakres czasu geologicznego oraz zawiera bardziej różnorodną reprezentację struktur tektonicznych niż profil otworu Polskie Łąki PIG 1. Dzięki temu możliwe było stwierdzenie, iż deformacje, zachodzące początkowo w reżimie kontrakcyjnym, a następnie w przesuwczym bądź transpresyjnym, pochodzą z kaledońskiego cyklu tektonicznego i przypuszczalnie zachodziły we wczesnym sylurze (landowerze). Na podstawie danych publikowanych (np. Bednarczyk, 1974; Teller, 1974; Dadlez, 1978; Podhalańska, Modliński, 2006) oraz wstępnego oglądu pozostałych profili dolnego paleozoiku strefy Koszalin–Chojnice można stwierdzić, że pokrewne deformacje tektoniczne zaznaczają się we wszystkich pozostałych profilach górnego lanwimu–karadoku oraz w jedynym, oprócz wzmiankowanego tu profilu Toruń 1, profilu lanwimu, tj. w otworze Lutom 1. Utwory wyższego syluru nie są natomiast objęte tymi deformacjami, co potwierdza powyższą tezę co do ich wieku (por. Pożaryski i in., 1982).

Interesującym wyjątkiem od powyższej reguły jest profil Chojnice 5, gdzie istotną niezgodność kątową między niżej ległymi, silnie zdeformowanymi i zdiagenezowanymi osadami a wyżej ległymi, niezaburzonymi i słabiej związłymi osadami stwierdzono w obrębie utworów karadockich. Uwagę zwraca również to, że w profilu Toruń 1 przejście od osadów silnie zdeformowanych do mniej zaangażowanych tektonicznie ma miejsce w obrębie utworów dolnego landoweru, podczas gdy w profilu Lutom 1 silnymi deformacjami objęte są jeszcze utwory wyższego landoweru. Wskazuje to na możliwość występowania propagacji deformacji w obrębie strefy Koszalin–Chojnice, która znajdowała się wówczas na przedpolu rozwijającej się strefy kolizji (por. Poprawa, 2006). Z drugiej jednak strony, biorąc pod uwagę model deformacji dla strefy Radom–Kraśnik–Narol przedstawiony przez Jaroński (2004), nie jest możliwe całkowite wykluczenie możliwości, iż deformacje te są nieco młodsze i selektywnie obejmują fragmenty profili w poszczególnych otworach. Możliwość ta będzie badana w ramach obecnie kontynuowanych prac.

Najstarsze deformacje mogą być częściowo równowiekowe, bądź młodsze od głównej fazy deformacji kolizyjnych w strefie Rugii oraz w strefie szlezwickiej, która sądząc z datowań $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ syndeformacyjnego metamorfizmu niskiego stopnia, przypadają na przedział czasu od środkowego ordowiku do najwcześniejszego syluru (Frost i in., 1981; Ziegler, 1990; Dallmeyer i in., 1999; Giese i in., 2001). W strefie Rugii, w profilu otworu Rügen-5, również stwierdzono w utworach

ordowickich (tremadok, lanwim i karadok) przejawy trzech odrębnych deformacji kaledońskich (Beier, Katzung, 2001). Te progresywnie rozwijające się procesy deformacyjne zachodziły tu kolejno w warunkach podatnych, podatno-kruchych i kruchych, przy subhoryzontalnej kompresji (skracaniu), prowadząc do rozwoju fałdów i nasunięć. Wykazują one ścisły związek z wielofazową kolizją między Awalonią i Baltiką (*op. cit.*).

(2) **Reżim ekstensyjny (lewoskrętna transtensja?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnordowickich i dewońskich. W warunkach subhoryzontalnej ekstensji powstały najstarsze żyłki mineralne. Procesy tektoniczne zachodziły być może w warunkach lewoskrętnej transtensji prowadząc do rozwoju przemieszczeń o charakterze lewoprzesuwczo-normalnym.

(3) **Reżim transpresyjny (kontrakcyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnordowickich i dewońskich. Doszło do rozwoju intensywnych przemieszczeń nasuwczych oraz prawoprzesuwczo-nasuwczych, którym towarzyszyło kształtowanie się szerokopromiennych struktur fałdowych oraz wergentnych fałdów ciągnionych i pasożytniczych o poziomo leżących lub nieco nachylonych osiach. Powstały też strefy mylonityzacji oraz lokalnie brekcji tektonicznych.

(4) **Reżim transtensyjny (ekstensyjny)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach górnordowickich i dewońskich. Nastąpił intensywny rozwój żyłek mineralnych; doszło do rozwoju uskoków prawoprzesuwczo-normalnych, a w końcowym etapie tych procesów również progowo-zrzutowych oraz progowo-prawoprzesuwczo-zrzutowych.

(5) **Reżim nasuwczy (transpresyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w osadach górnordowickich, dewońskich i permskich. Nastąpił rozwój intensywnych przemieszczeń nasuwczych, którym towarzyszyło kształtowanie się szerokopromiennych, leżących struktur fałdowych (rzadziej wergentnych fałdków pasożytniczych i ciągnionych) oraz, niekiedy rozległych, stref brekcji tektonicznych (lokalnie też kakiryków i kataklazytów) i rzadziej mylonitów. Deformacje te objęły wcześniejsze żyłki mineralne.

Deformacje epizodów 2–5 angażują osady dolnopaleozoiczne oraz dewońskie, nie są natomiast stwierdzane w obrębie utworów mezozoicznych. Pozwala to przypuszczać, iż wiążą się one z waryscyjskim i powaryscyjskim (przedpóźno-permskim) etapem ewolucji obszaru badań. Epizody deformacji o charakterze ekstensyjnym bądź transtensyjnym odzwierciedlać mogą basenotwórcze procesy tektoniczne, a zatem mogą korelować się z fazami przyspieszonej subsydencji tektonicznej w środkowym i późnym dewonie oraz, w mniejszym stopniu, we wczesnym karbonie (por. McCann i in., 1997; Narkiewicz i in., 1998). Z drugiej zaś strony deformacje kontrakcyjne i transpresyjne stowarzyszone mogą być z fazami wynoszenia i erozji oraz intensywnej tektoniki blokowej późno- do powaryscyjskiej. Biorąc pod uwagę wyniki badań Dadleza (1978) najistotniejsze w tym kontekście znaczenie mogły mieć fazy tektonicznego wynoszenia w późnym karbonie–wczesnym permie, w mniejszym zaś stopniu w najwcześniejszym karbonie oraz na pograniczu wczesnego i późnego karbonu.

Epizody 2–5, według przyjętej tu interpretacji, wiążące się z waryscyjskim i powaryscyjskim etapem ewolucji badanego obszaru, obejmują deformacje o bardzo zmiennym charakte-

rze, od ekstensyjnych przez transtensyjne do nasuwczych. Odzwierciedlać to może złożoną ewolucję pól naprężeń oraz wielofazowość ówczesnych deformacji.

(6) **Reżim ekstensyjny (transtensyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach ordowiku, dewonu, permu i triasu. Doszło do rozwoju przemieszczeń noramalnie-zrzutowych i normalno-przesuwczych (normalno-prawoprzesuwczych?), a pod koniec tego etapu (wskutek stopniowej rotacji pola naprężeń), do przemieszczeń progowo-zrzutowych. Synchronicznie tworzyły się różowe żyły węglanowe.

(7) **Reżim przesuwczy (transpresyjny?)**. Jego przejawy zaznaczyły się w utworach ordowiku, dewonu, permu i triasu. Dzięki dalszej stopniowej rotacji pola naprężeń, zachodzącej synchronicznie z rozwojem żył węglanowych, stwierdzonych w osadach triasu górnego, doszło do rozwoju wyraźnych przemieszczeń prawoprzesuwczych (prawoprzesuwczo-nasuwczych?).

(8) **Reżim ekstensyjny (transtensyjny?)**. Jego przejawy stwierdzono tylko w osadach triasowych. Nastąpił rozwój

uskokowania o charakterze normalnym i prawdopodobnie (?)prawoprzesuwczo-normalnym.

(9) **Reżim transpresyjny**. Jego przejawy stwierdzono tylko w osadach triasowych. Nastąpił rozwój uskokowania o charakterze lewoskrętno-nasuwczym.

Epizody deformacji 6–9 zachodziły zapewne w okresie późnego triasu do pogranicza kredy i neogenu. Wskazuje na to z jednej strony zaangażowanie przez nie utworów górnego triasu, z drugiej zaś brak istotnej aktywności tektonicznej na badanym obszarze po ustaniu procesów inwersji basenu polskiego. W szczególności deformacje te mogą stanowić odzwierciedlenie aktywności tektonicznej w strefie Koszalin–Chojnice, związanej z rozwojem transtensyjnych rowów tektonicznych w późnym triasie–wczesnej jurze, w mniejszym stopniu również w jurze środkowej i wczesnej kredzie, a następnie ich inwersji tektonicznej w późnej kredzie oraz na pograniczu kredy i neogenu (Dadlez, 1989, 1997b; Krzywiec, 2002; Leszczyński, 2002).

PODSUMOWANIE

Budowa strukturalna utworów paleozoicznych w analizowanych profilach ze strefy Koszalin–Chojnice została ukształtowana wskutek wielofazowych deformacji, zachodzących głównie w reżimie kontrakcyjnym i transpresyjnym. Mniejszy wpływ wywołały deformacje zachodzące w warunkach przesuwczych, ekstensyjnych oraz transtensyjnych. Przejawy procesów nasuwczych, najbardziej charakterystyczne dla analizowanych serii skalnych, wyraźnie zaznaczyły się w utworach ordowickich, dewońskich i permskich, a w sposób mniej czytelny w osadach triasowych. Kontrakcyjne i/lub transpresyjne przemieszczenia nasuwcze zachodziły w tym rejonie wielofazowo i z różną intensywnością. Najstarsze miały miejsce w sylurze (landowerze?; Żaba, Poprawa, 2006), choć biorąc pod uwagę profile ze strefy Koszalin–Chojnice spoza obszaru prezentowanych tu badań, rozpocząć się mogły już w późnym ordowiku i progradując ku przedpolu strefy kolizji, mogły stopniowo obejmować tę strefę. Druga faza deformacji kontrakcyjnych i/lub transpresyjnych zachodziła po dewonie a przed triasem, najprawdopodobniej w późnym karbonie oraz we wczesnym permie, zaś kolejna, znacznie słabsza oraz cechująca się dominującą składową przesuwczą, po triasie, najprawdopodobniej w czasie późnokredowo-wczesno-neogeńskiej inwersji basenu polskiego. W analizowanych utworach ordowiku, dewonu i triasu stwierdzono bardzo liczne przejawy przemieszczeń przesuwczych, w tym zachodzących w warunkach transtensji i transpresji.

Nachylenie badanych utworów oraz zróżnicowanie kątów ich upadu stopniowo maleje w górę profilu. W dolnym jego odcinku występują kompleksy, które są silnie zdeformowane tektonicznie oraz zdiagenezowane w stosunku do wyżej leżących osadów, od których oddzielają je powierzchnie niezgodności. Na silnie sfałdowanych utworach ordowiku zalega

niezgodnie sekwencja dewońska; na granicy między tymi utworami występuje niezgodność kątowna o wartościach wahających się od 10 do około 50°.

Utwory górnordowickie odznaczają się budową fałdową oraz fałdowo-nasunięciową. Stopień komplikacji ich budowy strukturalnej jest zdecydowanie większy niż utworów młodszych. Fałdowy styl utworów górnordowickich ukształtował się podczas najstarszej deformacji tektonicznej w reżimie kontrakcyjnym. Wskutek tangencjalnych nacisków utworzyły się wtedy makro- i mezofałdy ze zginania, mające charakter fałdów z wybočenja. Deformacja prowadząca do kształtowania się tych fałdów poprzedziła rozwój ruchów nasuwczych, które spowodowały dodatkowe zafałdowanie skrzydeł wcześniejszych, makrofałdów występujących tylko w utworach ordowiku. Poprzedziła ona również sedymentację utworów dewońskich.

Wspólne dla utworów ordowickich i dewońskich deformacje, prowadzące do rozwoju młodszych struktur fałdowych, były związane z aktywnością przemieszczeń nasuwczych, zachodzących po dewonie co najmniej dwukrotnie. W utworach ordowiku górnego (karadoku) stwierdzono co najmniej jedną generację struktur fałdowych, powstałą jeszcze przed rozpoczęciem depozycji utworów dewonu.

Utwory wyższego syluru (młodsze od landoweru) oraz dewonu wykazują bardzo podobny styl budowy strukturalnej, mają podobne nachylenie, a także wspólnie zostały objęte deformacjami tektonicznymi o podobnym charakterze. Podobieństwo struktur tektonicznych oraz ich sekwencja w utworach wyższego syluru i dewonu wskazuje, że przeszły one podobną ewolucję tektoniczną. Świadczy to, iż deformacje tektoniczne z pogranicza syluru i dewonu miały prawdopodobnie mniejszą rangę niż deformacje śródsylurskie (por. Pożaryski i in., 1982).