

Marek JAROSIŃSKI

Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega w świetle analizy mezostrukturalnej

W utworach ilastych miocenu, odsłoniętych w odkrywkowej kopalni siarki w Machowie k. Tarnobrzega, prowadzono szczegółowe badania tektoniczne. Na granicy ośrodków skalnych o różnych właściwościach fizycznych (wapień serii złożowej/ilły nadkładu złoża) w obrębie zdeformowanych warstw ilastych notuje się szereg drobnych i średnich struktur tektonicznych. Wyróżniono w nich charakterystyczne formy: zespoły spękań ścięciowych, uskoki z podsuniętymi ławicami, uskoki przesuwcze, struktury ślizgowe i brachyfałdy. Charakter tych form oraz wzajemne relacje między nimi świadczą o podstawowym znaczeniu ruchów przesuwczych, w obrębie serii złożowej dla ukształtowania tektoniki nadkładu. Interpretacja ruchu przesuwczego przeprowadzona została na trzech poziomach strukturalnych. Lewoskrętny uskok przesuwczy (uskok główny) o biegu $20-30^{\circ}$, znajdujący się w głębszym podłożu (1), odpowiedzialny był za utworzenie w obrębie serii złożowej (2) systemu pochodnych uskoków przesuwczych, powodujących deformacje plikatywne i dysjunktywne ilastego nadkładu złoża (3). W dalszej fazie rozwoju uskoka główny przebił się w warstwy płytsze, rozdzierając wcześniej powstałe struktury. Epizod przesuwczowości związanej z południkową kompresją karpacką miał miejsce w sarmacie lub później. Poprzedziła go i zakończyła faza odprężenia, sprzyjająca powstawaniu uskoków normalnych i rozwojowi krasu.

WSTĘP

Niniejszy artykuł przedstawia wyniki badań tektonicznych przeprowadzonych w nadkładzie złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega. Badania te są częścią planowanych prac PIG, poświęconych zagadnieniom tektoniki i jej wpływu na zróżnicowanie złóż siarki (Z. Krysiak i in., 1990). Artykuł obejmuje rozważania nad dynamiką odkształceń tektonicznych, prowadzone głównie na podstawie kryteriów drobnostrukturalnych.

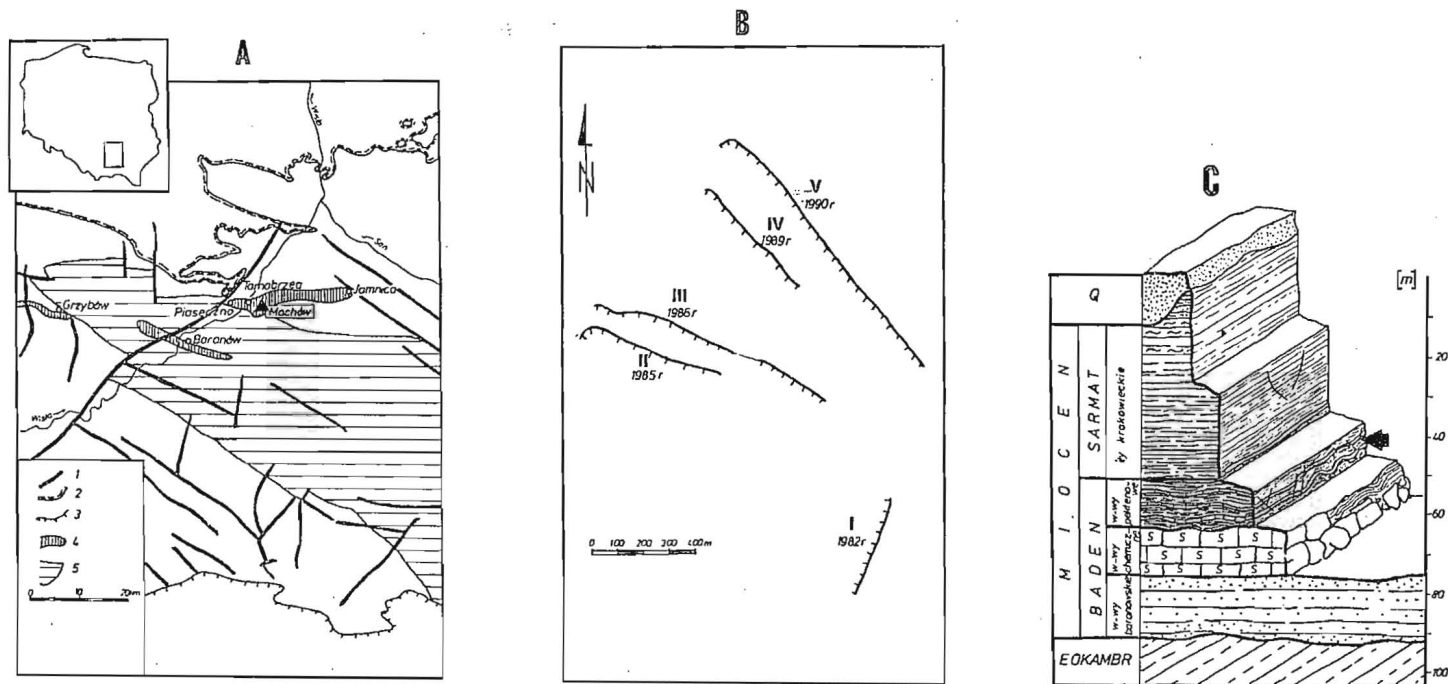


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań (A), rozmieszczenie skarp nadkładu złoża kopalni Machów (B) według: I, II — Z. Krysiak (1985, 1986); III — K. Mysiaka (1986), IV — G. Tyraty (1989), V — autora; i profil stratygraficzny odkrywki (C)

1 — uskoki (wg E. Rühlego, 1978); 2 — północna granica morskiego miocenu; 3 — północna granica nasunięcia Karpat; 4 — złoża siarki; 5 — utwory prekambryjskie pod osadami miocenu

Localization of the area of investigations (A), the distribution of scarps in the cover of the deposit of Machów mine (B), according to: I, II — Z. Krysiak (1985, 1986); III — K. Mysiak (1986); IV — G. Tyrala (1989); V — the author; and the stratigraphic profile of the exposure (C)

1 — faults (according to E. Rühle, 1978); 2 — northern boundary of the marine Miocene; 3 — northern boundary of the Carpathian Overthrust; 4 — sulphur deposits; 5 — formations of Precambrian under Miocene sediments

Złoże Machów oraz sąsiednie złoża siarki ciągną się równoleżnikowo od Piaseczna po Jamnicę, obejmując północną strefę brzegową miocenu przedkarpackiego (fig. 1A). Ogólne zarysy strukturalne tego obszaru przedstawione zostały w opracowaniach regionalnych (m.in. S.Pawłowski, 1965; T.Osmólski, 1972, 1976; S.Połtowicz, A.Starczewska-Popow, 1974; S.Pawłowski i in., 1985). Szczegółowsze badania tektoniczne odkrywki w Machowie przeprowadziła Z.Krysiak (1985, 1986).

Zainteresowanie geologów (M.Nieć, 1970; J. Górecki, 1973; Z.Krysiak, 1985, 1986) budziły mezostrukturalne deformacje skał nadkładu złoża siarki. Dobrze widoczne dzięki jasnym przelawiceniom węglanowym w obrębie ciemnych ilów są one ważnym źródłem informacji o procesach, które zachodziły w serii chemicznej (złożowej). Seria ta została przemieniona metasomatycznie w procesach złożotwórczych, a następnie struktura jej została zniszczona w trakcie eksploatacji, dlatego też ograniczona jest możliwość prowadzenia w jej obrębie obserwacji tektonicznych.

Sporna jest ciągle geneza wspomnianych zaburzeń nadkładu złoża. M.Nieć (1970), badając analogiczne formy w kopalni w Piasecznie, doszedł do wniosku, że są to uwały nad kresem rozwijającym się w serii złożowej, i przyjął możliwość ich późniejszej modyfikacji glaciektonicznej. Z.Krysiak (1985, 1986), na podstawie obserwacji skarp nadkładu w kopalni Machów, przypisała im głównie genezę tektoniczną. Biorąc pod uwagę możliwość zarówno tektonicznej, jak i krasowej ich genezy, autor podjął próbę rozdzielenia form o różnym pochodzeniu.

Obserwacje terenowe prowadzone były w sezonie letnim 1990 r. Pomiarów struktur tektonicznych objęły prawie całe odsłonięcie skarpy "nadrudzia" (badeńskie ily nadzłożowe tzw. warstwy pektenowe) o długości 1200 m i wysokości 6–10 m (por. fig. 9A). Uzupełnieniem materiałów własnych były dane archiwalne Z.Krysiak z lat 1982–1985 oraz prace magisterskie K.Mysiaka (1986) i G.Tyrały (1989). Zgromadzone dane w sposób nierównomierny pokrywają powierzchnię ok. 3 km² (fig. 1B).

Pragnę podziękować wszystkim, których uwagi przyczyniły się do ulepszenia tekstu, a w szczególności dr Z.Krysiak za pomoc merytoryczną i organizatorską, bez której praca niniejsza nie mogłaby powstać.

CHARAKTERYSTYKA BADANYCH UTWORÓW

Obszar badań leży w północnej strefie brzeżnej zapadliska przedkarpackiego. Osady miocenu spoczywają tu na utworach prekambryjskich będących przedłużeniem trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Większość uskoków w starszym podłożu ma bieg WNW–ESE zgodny z wielokrotnie odmładzanymi strukturami waryscyjskimi (P.Karnkowski, 1974; S.Pawłowski i in., 1985). Ważnym elementem budowy strukturalnej jest strefa tektoniczna Kurdwanowa – Zawichostu o biegu SW–NE (wzdłuż doliny Wisły) wyznaczona już przez W.Teisseyre'a (1921).

Ilasto-margliste utwory badenu — warstwy pektenowe (będące przedmiotem opracowania) — mają miąższość ok. 10 m i leżą bezpośrednio na siarkonośnej serii chemicznej badenu środkowego o miąższości do kilkunastu metrów (fig. 1C). Pod serią chemiczną występują piaski i piaskowce baranowskie badenu środkowego miąższości do 20 m, leżące wprost na prekambrze. Spoczywające nad warstwami pektenowymi

utwory ilaste sarmatu — ily krakowieckie — mają miąższość do 60 m i są pokryte czwartorzędem kilkumetrowej miąższości.

Podstawowe znaczenie dla charakteru zjawisk tektonicznych, obserwowanych w nadkładzie serii złożowej mają następujące właściwości środowiska skalnego:

— duży kontrast litologiczny między twardymi wapieniami osiarkowanymi a przeważnie ilastym nadkładem;

— znaczne zróżnicowanie własności mechanicznych między twardymi przewarstwieniami węglanowymi a otaczającym łem w obrębie warstw pektenowych;

— duża podatność iłów, a zatem zdolność do zapisu stosunkowo niewielkich impulsów tektonicznych w postaci struktur, oraz niekompetencja w przenoszeniu naprężeń kompresyjnych;

— duża plastyczność iłów szczególnie w stanie nawodnienia — łatwość kompensacji ruchów odkształcających;

— położenie płytko pod powierzchnią morfologiczną (obecnie do 100 m); małe naprężenie pionowe i ciśnienie litostatyczne;

— młody wiek warstw, wykluczający możliwość zaangażowania w liczne fazy tektoniczne.

Ważną rolę w kształtowaniu ilastych serii nadkładu złoża mogły odegrać:

— krasowienie warstwy chemicznej pod przykryciem ilastym (subrozja);

— przemiana gipsowej serii chemicznej w wapieenie osiarkowane z 30% utratą objętości¹, prowadzącą do rozluźnienia tej warstwy;

— łądolołd powodujący obciążenie przekraczające ciśnienie litostatyczne oraz będący źródłem dużych ilości wody podczas deglacjacji.

Dwa ostatnie czynniki z powodu braku dostatecznej ilości danych w dalszych rozważaniach zostaną pominięte.

STRUKTURY TEKTONICZNE

Podczas prac terenowych zostały pomierzone: spękania ciosowe, spękania ścięciowe, uskoki, struktury ślizgowe i położenie warstw. Złożony mechanizm powstawania i deformacji struktur sprawia, że część wniosków dotyczących ich genezy znajdzie Czytelnik w następnych rozdziałach.

¹30% utrata objętości, zwykle utożsamiana z taką samą redukcją miąższości, może być zdaniem autora błędna. Gdy niewielkie obciążenie grawitacyjne w trakcie metasomatozy i po metasomatozie nie doprowadzi do zniszczenia szkieletu skalnego, wówczas (w przypadku idealnym) dochodzi do 15% skrócenia liniowego we wszystkich kierunkach. Z prowizorycznych wyliczeń autora, na podstawie danych wytrzymałościowych B.Kubicy (1978) wynika, że obciążenie (nawet po uwzględnieniu nacisku łądolołdu) jest ponad dziesięciokrotnie mniejsze od obciążenia potrzebnego do zniszczenia próbki wapienia serii złożowej. Zmiany objętościowe mogły być jednak znacznie mniejsze z powodu utworzenia struktur gąbczastych impregnowanych następnie siarką (M.Nieć, inf. ustna). Istotny jest także stosunek wiekowy metasomatozy do zjawisk tektonicznych, gdyż towarzysząca jej zmiana własności mechanicznych skały musiała wpłynąć na charakter deformacji.

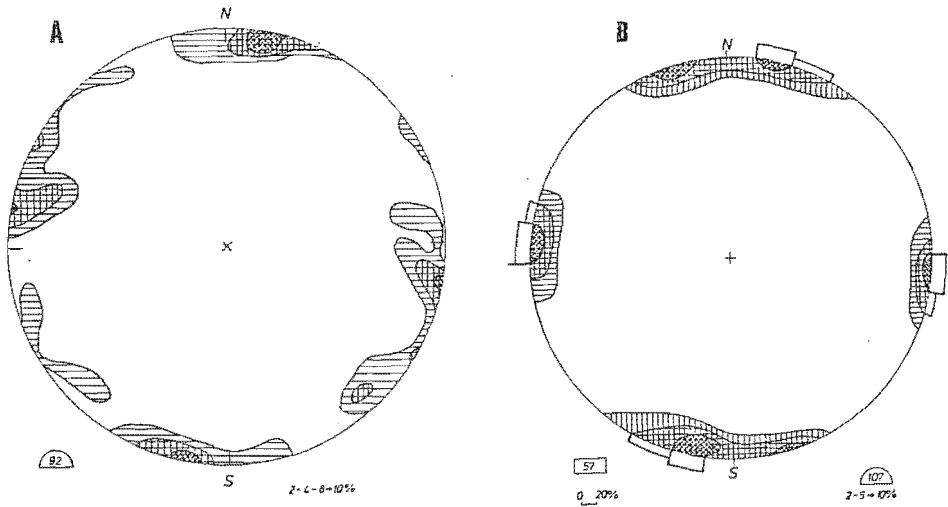


Fig. 2. Diagramy spękań ciosowych skarpy według: autora (A) i Z. Krysiak — niepublikowane (B)
Diagrams of the jointing fractures of the scarps according to: author (A) and Z. Krysiak — unpublished (B)

SPEKANIA CIOSOWE

Są to przeważnie spękania pionowe i strome. Na ich powierzchniach występują często struktury spękania pierzaste i koncentryczne). Spękania ciosowe dominują w górnej części badanej skarpy (fig. 3A). Ich zasięg pionowy zwykle ogranicza się do pojedynczych ławic, jedynie nieliczne przecinają pakiet skalny miąższości kilku metrów. Spękania te są często odchylone od pionu (aż do upadu 70°) bez związku z nachyleniem ławic i łukowato wygięte zarówno w pionie, jak i w poziomie. Obserwowane są płynne przejścia między prawie prostopadłymi zespołami. Spękania ciosowe nie występują w utworach silnie zdeformowanych plikatywnie. Dominujące zespoły ciosowe tworzą system ortogonalny (fig. 2) o biegu N-S, W-E z tendencją do niewielkiego prawoskrętnego odchylenia (do 10°) obu kierunków. Charakterystyczna jest obecność podwójnych maksimów zespołu W-E, będących skutkiem rotacji tych spękań względem osi pionowej (por. fig. 13B). Istnieją przesłanki dla stwierdzenia występowania ortogonalnego systemu ciosowego również w serii złożowej (Z.Krysiak, 1985).

SPEKANIA ŚCIĘCIOWE

Zaliczane są do nich spękania nachylone, często połogie, o powierzchni złustrowanej. Mimo braku dostrzegalnego zrzutu lub obecności przemieszczenia nie przekraczającego kilku centymetrów, spotykane są na ich powierzchniach struktury ślizgowe. Ich gęstość wzrasta zazwyczaj wraz ze zbliżaniem się do stropu złoża (fig. 3A) oraz w sąsiedztwie przegięć fleksuralnych i uskoków, gdzie często tworzą kliważ. Prawidłowo wykształcona sieć tych spękań występuje również w miejscach, gdzie warstwy leżą

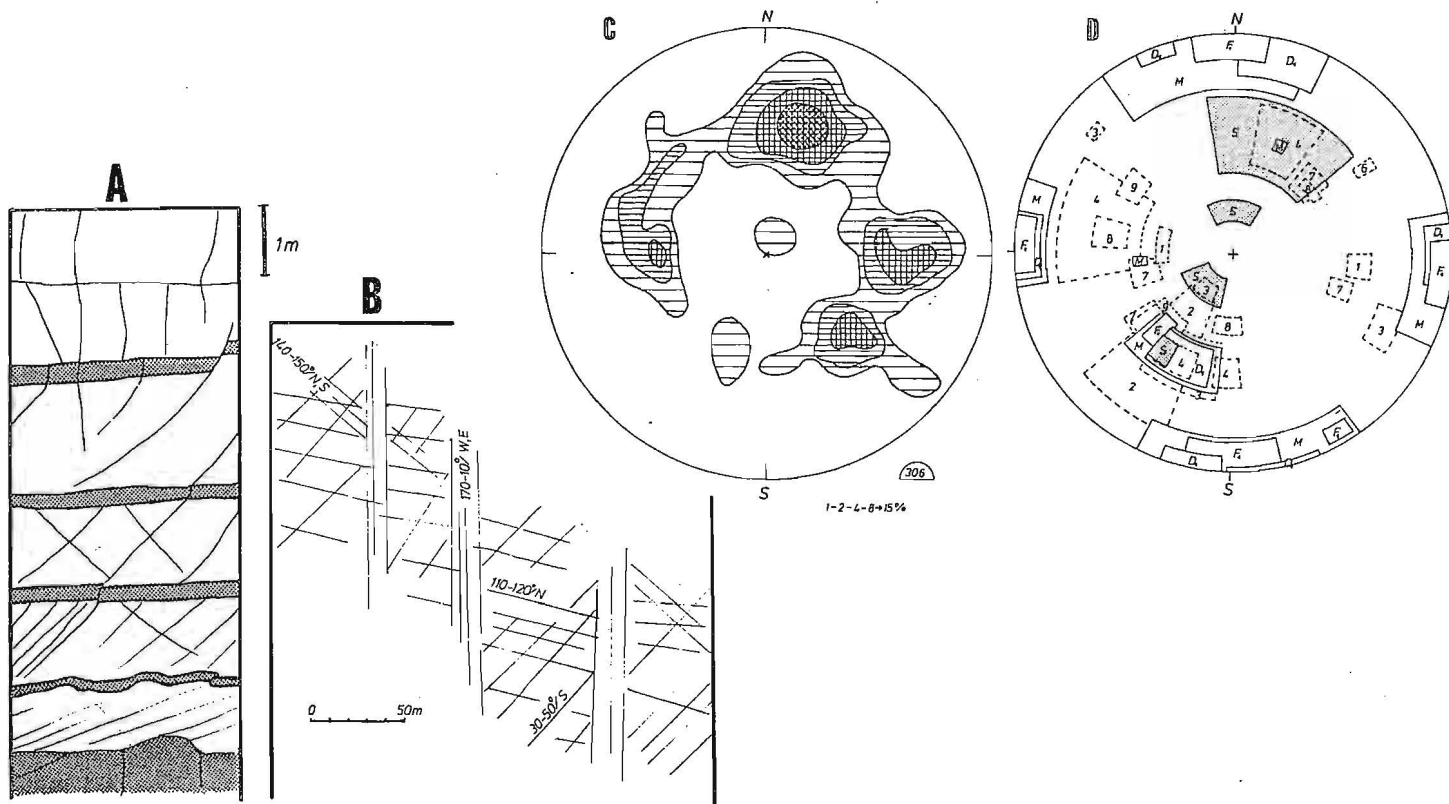


Fig. 3. Schemat rozmieszczenia i wykształcenia spękań w profilu pionowym (A) ze schematycznym planem sieci spękań ścięciowych (B) oraz diagramem spękań ścięciowych według autora (C) i diagramem rozmieszczenia maksimów spękań ścięciowych na podstawie danych K. Mysiaka, 1986 (D)

Cyfry — punkty pomiarowe, litery — maksima zbiorcze dla większych fragmentów skarp

Scheme of the distribution and development of fractures in the vertical profile (A) with the schematic plan of the net of shearing fractures (B) and the diagram of shearing fractures according to the author (C), and the diagram of the distribution of the maxima of shearing fractures according to K. Mysiak, 1986 (D)

Numbers — the points of measurement; letters — the collective maxima for the greater fragments of scarps

poziomo, lecz niemal całkowicie zanika 8–10 m nad kontaktem z serią chemiczną. W utworach ilastych statystyczną przewagę mają upady spękań ok. 40–50°. W twardych przewarstwieniach węglanowych powierzchni tych ścień zanikają lub stają się bardziej strome (powyżej 60°). Na styku serii chemicznej i nadkładu występują często spękania połogie (upad do 20°). Na diagramie (fig. 3D) widoczne są maksima *S* spękań o tym samym biegu, a różniących się kątem upadu. W tym przypadku spękania połogie i bardziej strome mogą stanowić system ścień Riedla *R* i *R'* świadczący o dyferencjalnym ruchu między serią chemiczną a nadkładem (por. str. 134). Rzadko pojawiają się jednocześnie zespoły komplementarne, chociaż w obrazie statystycznym są czasem wyraźne (fig. 3C,D).

Zespół dominujący (100–120)/(40–60)N oraz słabiej zaznaczony (40–60)/(40–60)S (fig. 3C) występują często wspólnie (fig. 3B), zazwyczaj tworzą kliważ. Oba zespoły odchylają się zgodnie z ugięciem ławic na fleksurach o biegu zbliżonym do południkowego. Charakterystyczna jest obserwowana w utworach niezaburzonych stopniowa i powtarzająca się w profilu zmienność biegu spękań zespołu głównego od 120 do 80° (por. fig. 13B). Bardzo wyraźne zespoły komplementarne (170–10)/(40–60)W,E, występujące na wszystkich diagramach, i słabiej wyrażone zespoły (140–150)/(40–60)N,S pojawiają się zwykle osobno (fig. 3B) i towarzyszą większym pęknięciom, uskokom i fleksurom o zbliżonym biegu.

USKOKI

Wyróżnione zostały uskoki zrzutowe, przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze.

U s k o k i z r z u t o w e , o amplitudzie nie przekraczającej 1 m, często występują seryjnie, a wtedy sumaryczny efekt zrzutu może być większy. Pośród uskoków normalnych stwierdzono uskoki wygasające ku górze, ku dołowi i w obu kierunkach jednocześnie (fig. 4A). Uskoki odwrócone wygasają ku górze. W górnej części skarpy występują serie drobnych uskoków szuflowatych, antytetycznych (por. fig. 10). Charakterystyczne jest zjawisko zmienności upadu powierzchni uskokowej przy przejściu przez twarde przewarstwienia węglanowe. Kąt ścinania φ (odchylenie powierzchni ścień od kierunku największego naprężenia głównego) powinien być większy dla skał bardziej podatnych i nie przekraczać 45°. Upad powierzchni dysjunkcji powstałych w wyniku oddziaływania poziomej kompresji zmniejsza się w obrębie skał twardszych (fig. 5B). Często stwierdza się występowanie uskoków odwróconych o stromiejących powierzchniach w obrębie przewarstwień węglanowych (fig. 5A). Pozwala to przypuszczać, że dysjunkcja, powstała w grawitacyjnym polu naprężeń, doznała późniejszej inwersji. Inwersję zrzutu uskoku można stwierdzić również w przypadku występowania wielokrotnych luster tektonicznych, pomiędzy którymi podgięcia warstw wskazują na kierunek przemieszczenia niezgodny z kierunkiem zrzutu (fig. 5C). Dużą wartość interpretacyjną mają uskoki z podsuniętymi ławicami węglanowymi (fig. 5D–F). Występują one przeważnie blisko stropu złoża. Zdaniem autora podsunięcia ławic powstają dzięki kontrastowi plastyczności warstw węglanowych i ilów na skutek ruchu przesuwczego z suplementarną składową kompresji. Są to zatem struktury transpresyjne. Rozwijały się one często na uskokach normalnych, co pozwoliło na rozdzielanie kolejnych epizodów tektonicznych (np. fig. 11).

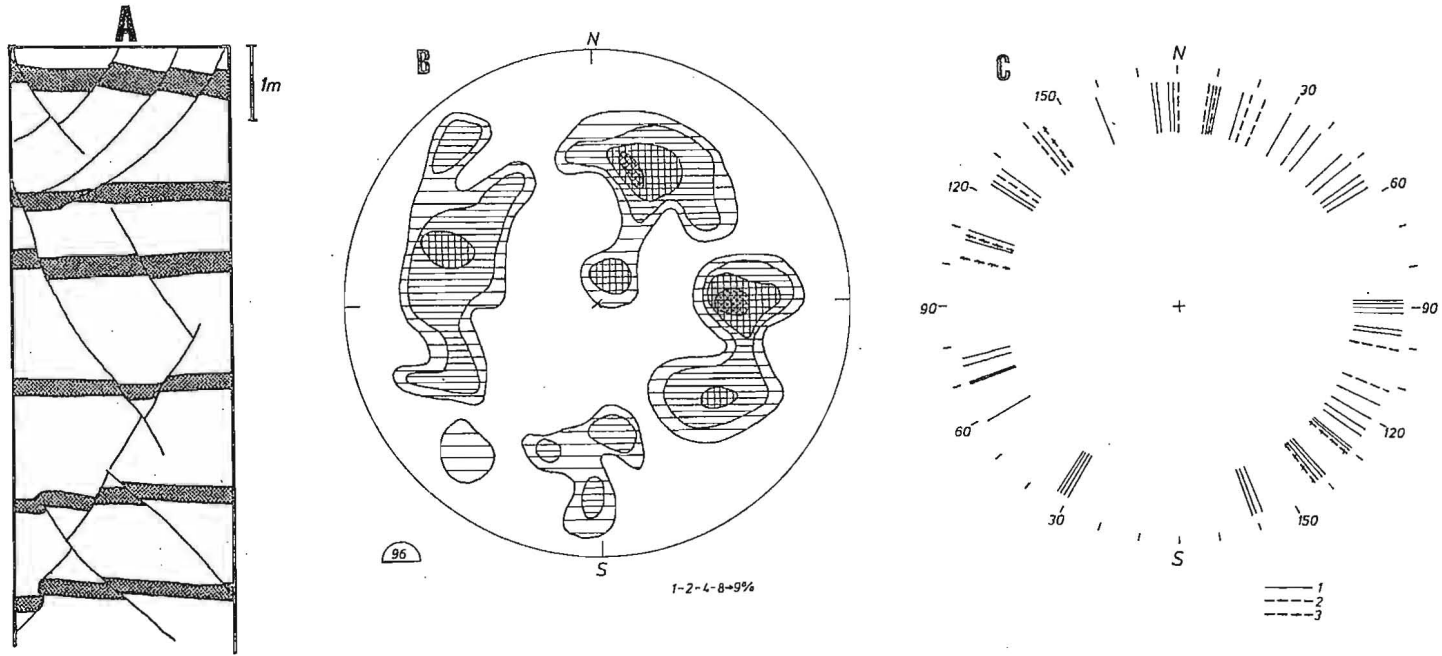


Fig. 4. Schemat rozmieszczenia i wykształcenia drobnych uskoków w profilu pionowym (A) wraz z diagramem drobnych uskoków normalnych dla skarpy V (B) i diagramem zbiorczym uskoków odwróconych dla skarp I, II, IV, V (por. fig. 1B) oraz podsunięć ławicowych dla skarpy V (C)

Linie normalne do biegu zgodne z kierunkiem upadu; 1 — uskok odwrócony; 2 — uskok odwrócony z podsunięciem ławic; 3 — uskok normalny z podsunięciem ławic

Scheme of the distribution and development of small faults in the vertical profile (A) together with the diagram of small normal faults for the scarp V (B) and with the collective diagram of reverse faults I, II, IV, V (compare with Fig. 1B) and the underthrust beds for the scarp V (C)

The lines normal to the run, concordant with the dip; 1 — reverse fault; 2 — reverse fault with underthrust beds; 3 — normal fault with underthrust beds

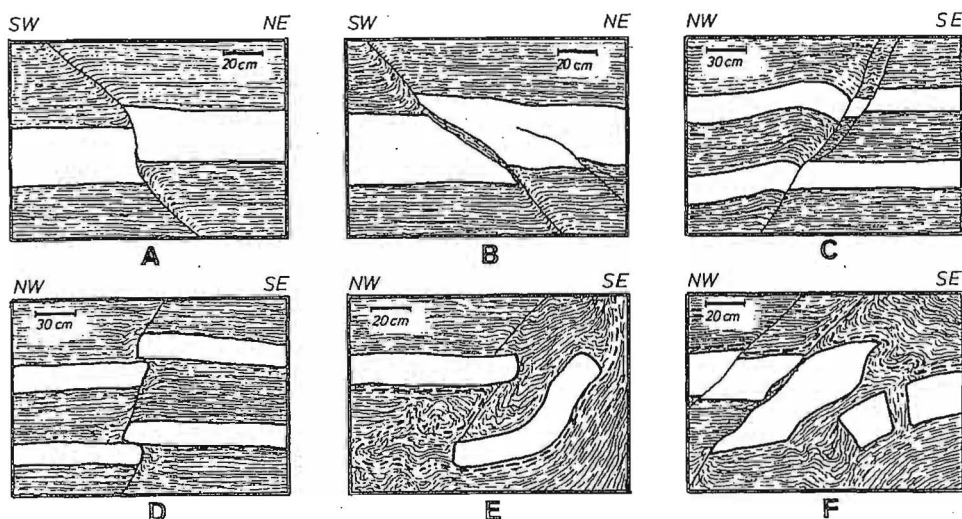


Fig. 5. Przykłady różnych typów uskoków (lokalizacja na fig 9A)
 Examples of various types of faults (localization at the Fig. 9A)

W obrazie statystycznym uskoki normalne i odwrócone powtarzają wszystkie kierunki maksymalnej frekwencji spēkań zlustrowanych (fig. 3C, 4B). Wraz ze stwierdzonym w terenie współwystępowaniem tych form jest to argument za przyjęciem ich wzajemnego pokrewieństwa. Zespoły drobnych uskoków (100–120)/(40–60)N i (30–50)/(40–60)S powtarzają główne kierunki fleksur i uskoków spągu serii chemicznej (Z.Krysiak i in., 1990), które z kolei odpowiadają walnym kierunkom strukturalnym podłoża. Powszechność występowania drobnych uskoków normalnych i ścięć o tym kierunku oraz charakter występujących na ich powierzchniach struktur ślizgowych (por. str. 131) przemawiają za możliwością reprodukcji struktur wglębnych w podatnych skałach nadkładu przy udziale czynnika sejsmicznego.

Zespół uskoków i ścięć o biegu południkowym występuje bardziej lokalnie (fig. 3B) i wykazuje zgodność kierunkową z biegiem głównego zespołu ciosu (*op.cit.*).

Uskoki odwrócone występują w miejscach silniej zaangażowanych tektonicznie. Ich biegi wykazują podobieństwo do biegu uskoków normalnych (fig. 4B,C). Podobieństwo to wraz z wcześniej wspomnianymi przykładami inwersji zrzutu uskoków przemawia za możliwością uruchomienia wcześniejszych struktur grawitacyjnych w późniejszym epizodzie kompresji. Część drobnych uskoków odwróconych, a zwłaszcza te bez podsunięć ławic, mogła powstać na skutek ugięcia warstw nad próżniami krasowymi w złożu.

Uskoki przesuwcze i zrzutowo-przesuwcze na tym terenie opisała Z.Krysiak (1985) na podstawie obserwacji poziomych rys ślizgowych w serii złożowej. Nie zostały natomiast stwierdzone odpowiadające im formy w nadkładzie, co dałoby szansę na kinematyczne powiązanie ze sobą różnych struktur. Strefy

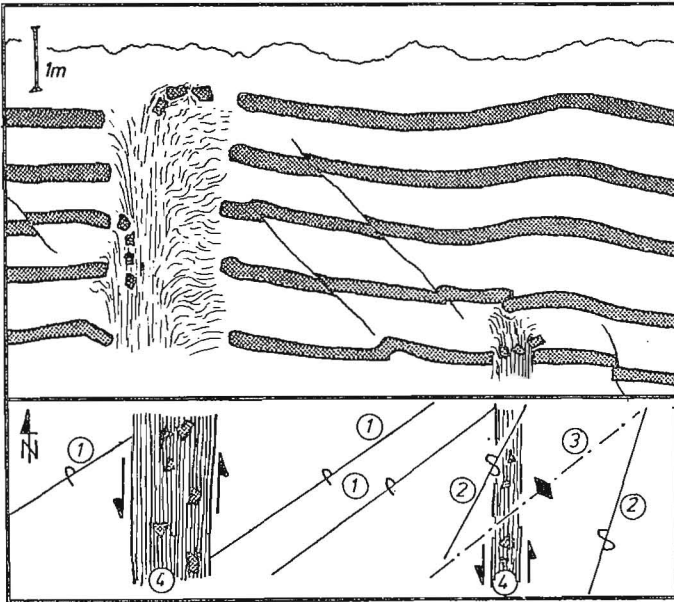


Fig. 6. Uskoki przesuwcze wraz z orientacją towarzyszących im struktur (lokalizacja na fig. 9A)
 1 — uskoki odwrócone ; 2 — podsunięcia ławic; 3 — oś antykliny; 4 — uskoki przesuwcze
 Strike-slip faults with the orientation of the accompanying structures (localization at Fig. 9A)
 1 — reverse faults; 2 — underthrust beds; 3 — axis of the anticline; 4 — strike-slip faults

sprasowanych ilów metrowej i kilkumetrowej szerokości oblekających brekcje marglu, zinterpretowane przez autora jako uskoki przesuwcze, występują seryjnie w odsłonięciach północnych skarp (fig. 9A–C; tabl. I, fig. 14; tabl. II, fig. 15). W odległości kilku metrów nad stropem złoża obserwuje się niekiedy górną granicę tych form. Największe z nich przecinają całą skarpe nadrudzia. Mimo pozornego podobieństwa omawianych form do uwałów krasowych lub stref wypłukiwania ilów, za ich przesuwczą genezę przemawiają:

- znaczne zniszczenie materiału skalnego w ich obrębie, nie uzasadnione pionowym przemieszczeniem;
- pionowe spękanie wyprasowanych ilów wewnątrz tych stref;
- znaczny wzrost liczby uskoków z podsuniętymi ławicami, uskoków odwróconych i rys ślizgowych skośnych do upadu luster po obu stronach tych form;
- częsty brak struktur grawitacyjnych w bezpośrednim sąsiedztwie;
- prawdopodobnie duży poziomy zasięg tych struktur występujących w podobny sposób w kolejnych odsłonięciach ściany północnej (fig. 9A–C).
- występowanie w złożu pionowych luster tektonicznych z rysami poziomymi pod analogiczną strefą zniszczenia w nadkładzie (pojedyncza obserwacja ze wschodniego krańca odsłonięcia).

Wielkość przemieszczeń wzdłuż uskoków przesuwczych jest trudna do oszacowania. Można jedynie przypuszczać, że — w przypadku struktur zanikających kilka metrów ponad stropem złoża — są to przesunięcia niewielkie. W związku z brakiem konkretnych powierzchni uskokowych, bieg opisanych form został wyznaczony pośrednio z orientacji towarzyszących im struktur (fig. 6) oraz korelacji między odsłonięciami, a zatem może być przybliżony. Wzdłuż dużych uskoków przesuwczych dochodzi do pionowych przemieszczeń rzędu kilku metrów. Opisano ugięcia synklynalne o wyprasowanych partiach osiowych (por. fig. 11). Prawidłowością jest występowanie uskoków przesuwczych w obszarach o intensywnych zaburzeniach położenia warstw.

STRUKTURY ŚLIZGOWE

Poza powierzchniami uskokowymi struktury ślizgowe obserwowane były w utworach ilastych na powierzchniach ścięć o niewidocznym przemieszczeniu. Przybierają one często postać gęstego prążkowania o niewyraźnym reliefie. Zastanawiać musi sposób powstawania tych struktur. Prawdopodobna wydaje się możliwość ich tworzenia w trakcie wstrząsów sejsmicznych lub eksploatacyjnych. Innym rodzajem form są rysy mające postać wyraźnych wklęsłości i wybrzuszeń, pojawiające się na powierzchniach ścięć wtórnie, plastycznie zdeformowanych. Mimo braku możliwości stwierdzenia przemieszczeń (w jednorodnych skałach ilastych), są one najprawdopodobniej zapisem transportu tektonicznego. W strefach silniej zniszczonych ("zmaslowanych") deformacja gęstej sieci powierzchni zlustrowań oraz zmienność kierunków poślizgu

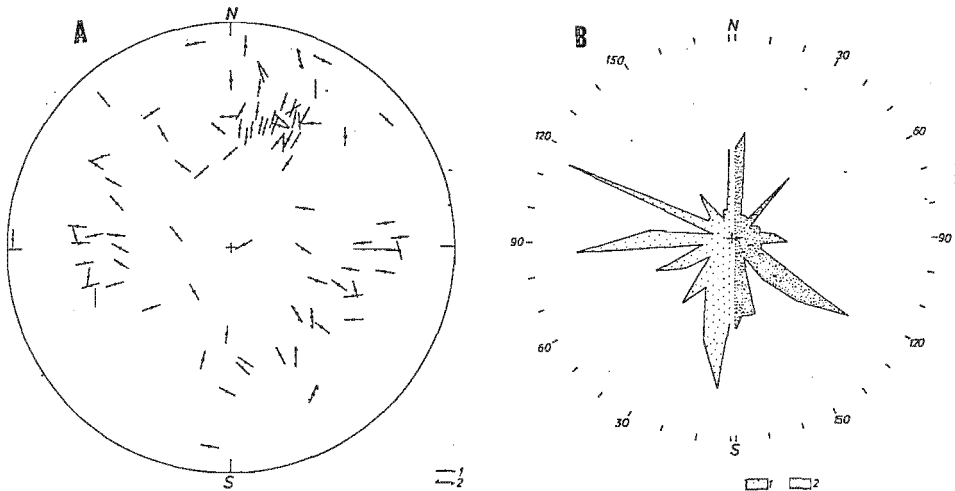


Fig. 7. Diagram rys ślizgowych (A) oraz diagram biegów (B) dla skarpy V

A: 1 — kierunek poślizgu, 2 — kierunek i zwrot poślizgu; B: 1 — kierunek spękań z rysami skośnymi do upadu luster, 2 — kierunek rys ślizgowych skośnych do upadu luster; długość kostki = 1 pomiar

Diagram of slickensides (A) and the diagram of strikes (B) for the scarp V

A: 1 — direction of the slide, 2 — direction and turn of the slide; B: 1 — direction of the fractures with slickensides oblique to the dip of the fracture, 2 — direction of the slickensides oblique to the dip of the fracture; length of cube = 1 measurement

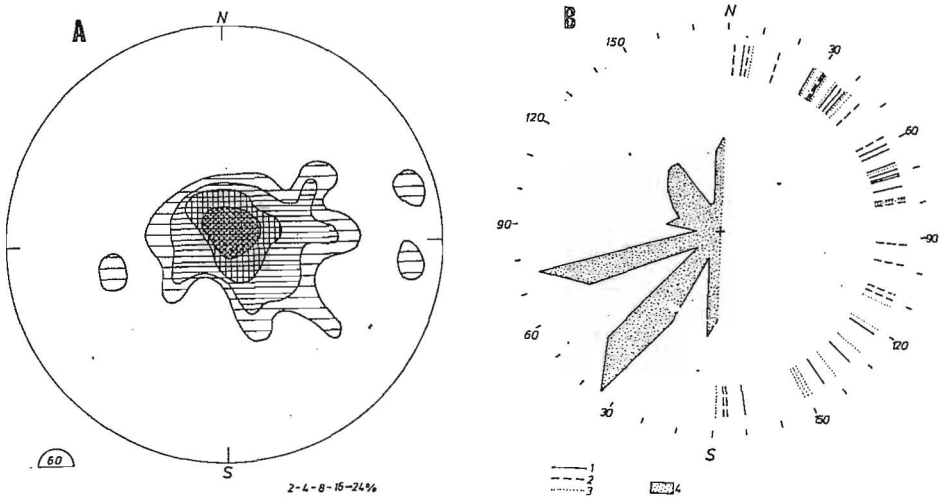


Fig. 8. Diagram położenia warstw dla skarpy V (A) oraz diagram biegu osi struktur ciągłych dla skarp I, II, IV, V (B)

1 — antykliny; 2 — synkliny; 3 — fleksury; 4 — obraz zbiorczy dla tych samych struktur

Diagram of the lay-out of the beds for the scarp V (A) and the diagram of the run of the axis of the structures for the scarps I, II, IV, V (B)

1 — anticlines; 2 — synclines; 3 — flexures; 4 — collective image for the same structures

są tak duże, że nie dają jednorodnego obrazu transportu tektonicznego. Poważną niedogodnością interpretacji jest brak tektoglifów wskazujących na zwrot ruchu poslizgowego. Stwierdzona wcześniej inwersja zrzutu uskoku nakazuje zachować ostrożność przy określaniu zwrotu ruchu z położenia skrzydeł uskoku. Z fig. 7A wynika nieznaczna ilościowa przewaga rys o biegu zgodnym z upadem luster (rys upadowych). Ich frekwencja jest największa na lustrach zespołów (90–120)/(40–60)N i (170–10)/(40–60)E,W. Nieliczne rysy poziome występują na bardziej stromych lustrach. Duża liczba rys skośnych do upadu luster (rys skośnych) przemawia za możliwością wtórnego uruchomienia dysjunktji w odmiennym od pierwotnego polu naprężeń. Fig. 7B przedstawia największy udział rys skośnych o biegu 170–10 i 120–140° oraz podrzędnie 40–50 i 80–100°, wskazujących na duże znaczenie transportu tektonicznego w kierunku południkowym i NW–SE (por. str. 135). Na tych samych zespołach luster obserwuje się obecność rys upadowych i skośnych (fig. 7A), co świadczy o lokalnym charakterze wtórnego odmłodzenia dysjunktji. W skałach podatnych istnieje możliwość powstawania rys skośnych również na skutek ugięcia ławic nad strefami subrozji, dlatego też największe znaczenie mają nieliczne rysy zapisane w skałach węglanowych.

POŁOŻENIE WARSTW

Mimo znikomego upadu regionalnego (ok. 1° w kierunku SE) w odsłonięciach nadkładu złoża często spotykany jest upad warstw przekraczający 10°, a sporadycznie

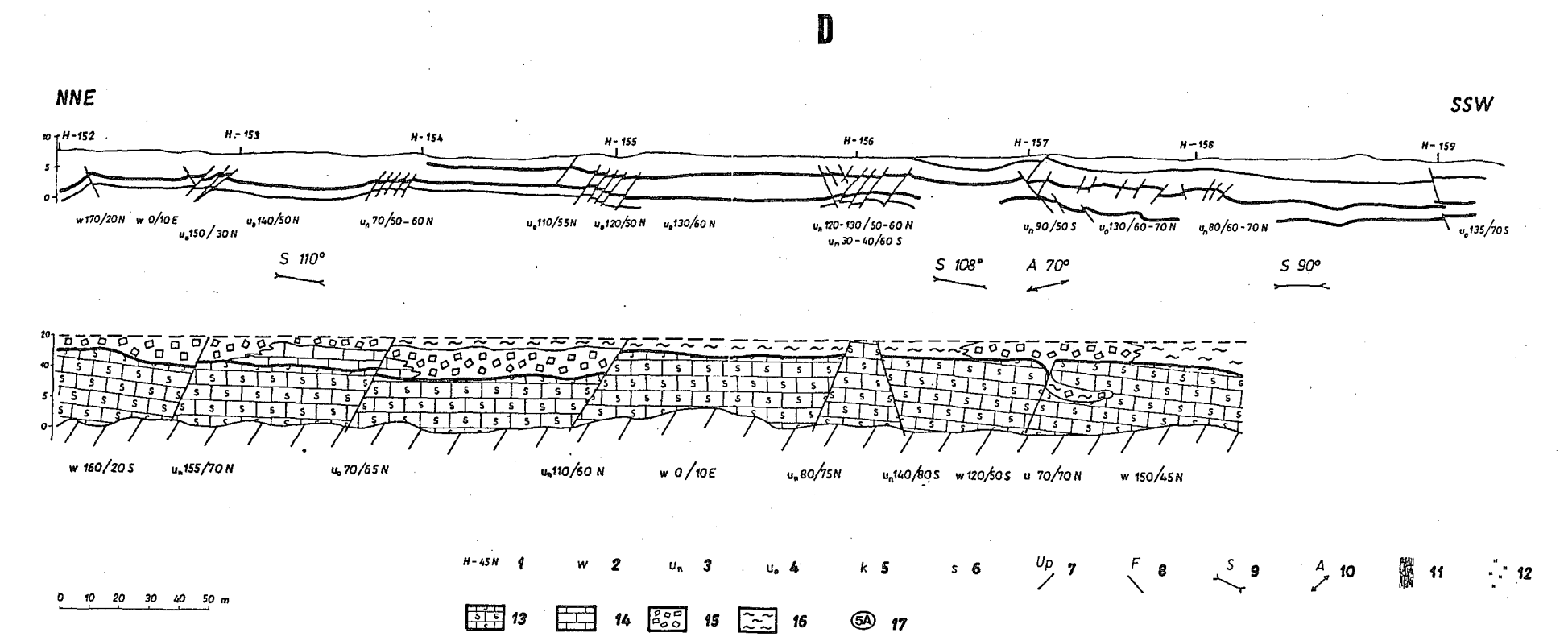
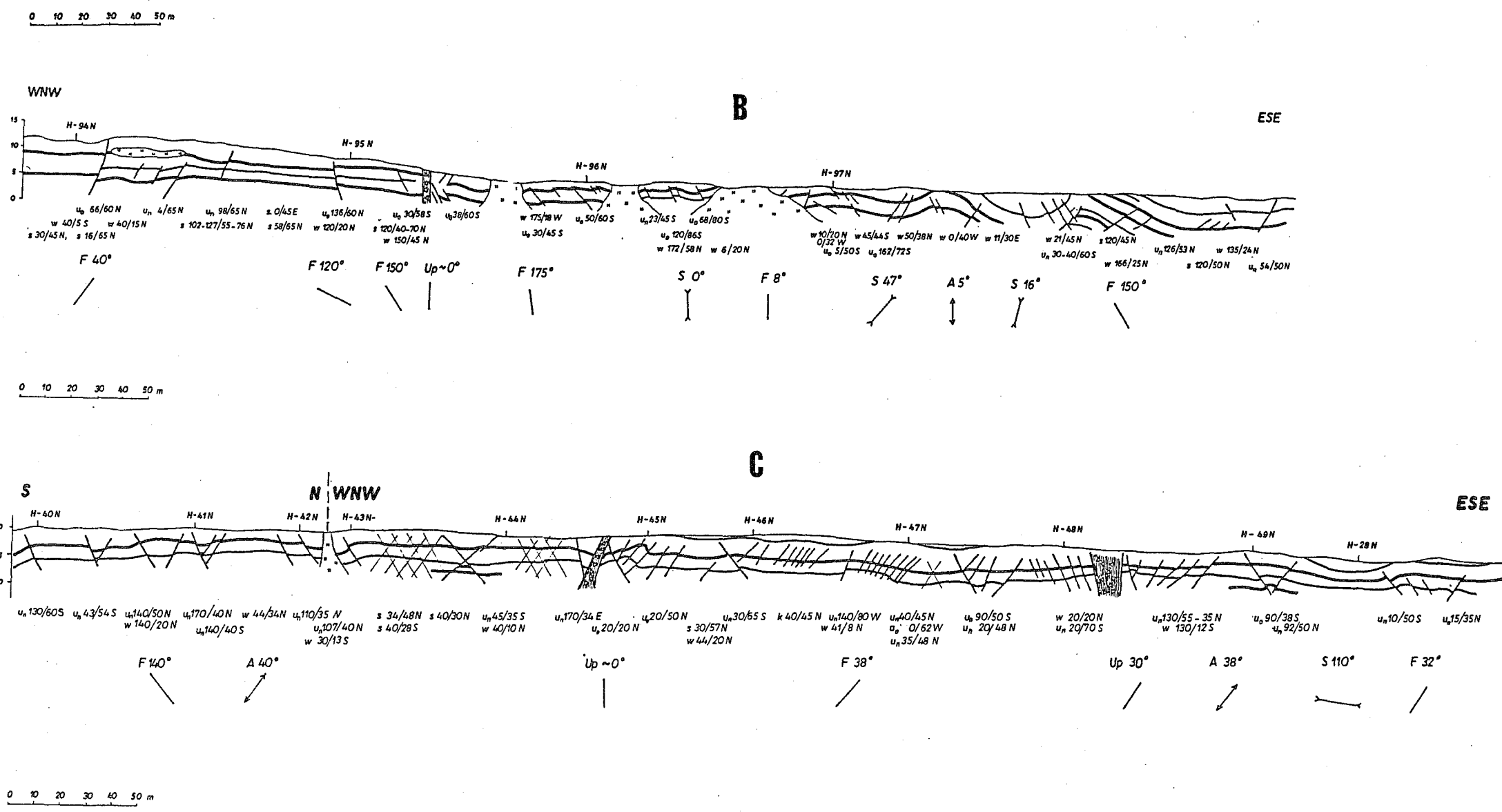
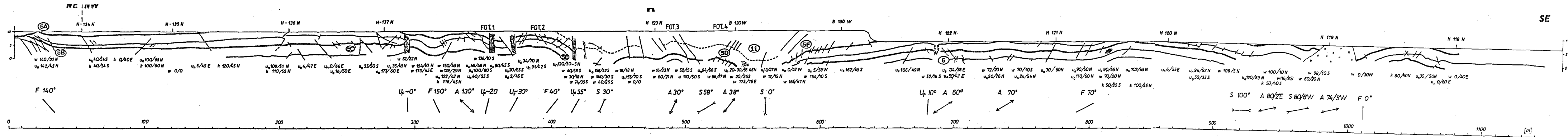


Fig. 9. Profile skarp nadkładu złoża siarki (por. fig. 1B): A — skarpy V według autora, B — skarpy IV według G. Tyraty (1989), C — skarpy II według Z. Krysiak (niepublikowane); D — profil skarpy nadkładu złoża wraz z odsonionym profilem serii złożowej dla skarpy I według Z. Krysiak (niepublikowane)
 1 — otwór studzienny; 2 — bieg i upad warstw; 3 — uskoki normalny; 4 — uskoki odwrocony; 5 — kłiważ; 6 — serie spękań ścięciowych; 7 — uskoki przesuwczy (liczba oznacza bieg uskoku); 8 — fleksura z oznaczeniem biegu; 9 — synklina z biegiem osi; 10 — antyklina z biegiem i zapadaniem osi; 11 — brekcja tektoniczna; 12 — zasłonięte fragmenty skarpy; seria złożowa: 13 wapień osiarkowane, 14 — wapień płonne, 15 — brekcje sedymentacyjne, 16 — ciemne ropy w stropie złoża; 17 — lokalizacja figur (numer figury)

Profiles of the scarp in the cover of the sulphur deposit (see Fig. 1B): A — scarp V according to the author; B — scarp IV according to G. Tyrata (1989), C — scarp II according to Z. Krysiak (unpublished), D — the profile of the scarp in the cover of the deposit with the profile of the deposit series uncovered for the scarp I according to Z. Krysiak (unpublished)
 1 — well; 2 — strike and dip of beds; 3 — normal fault; 4 — reverse fault; 5 — cleavage; 6 — series of shear fractures; 7 — strike-slip fault (number shows the strike of fault); 8 — flexure with the indication of strike; 9 — syncline with the run and the dip of the axis; 10 — anticline with the run and the dip of the axis; 11 — tectonic breccia; 12 — covered fragments of the scarp; the deposit series: 13 — sulphur-bearing limestones, 14 — barren limestones, 15 — sedimentary breccias, 16 — dark clays at the top of the deposit; 17 — localization of figures (number of figure)

- H-45N 1 w 2 u_n 3 u_n 4 k 5 s 6 Up 7 F 8 S 9 A 10 11 12
- 13 14 15 16 17

40° aż do pionu (fig. 8A). Charakterystyczny jest duży kontrast stylu tektonicznego. Z rozległymi obszarami poziomego zalegania warstw graniczą strefy silnie zaburzone o szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Podobnie duże zróżnicowanie zaznacza się w pionie — intensywne deformacje plikatywne ograniczają się do pierwszych kilkunastu metrów nad złożem.

Fleksury są ugięciami podatnych skał ilastych nad analogicznymi formami lub uskokami w serii chemicznej. Zrzut fleksur osiąga 5 m. Wzrastająca miąższość ławic ilastych w ich zrzuconych skrzydłach świadczy o synsedymencie aktywności niektórych fleksur. Przy dużym rozrzucie kierunku biegu tych form największe skupienia występują w przedziałach 30–40 i 140–150° (fig. 8B).

Obserwowana jest znaczna różnorodność form synklinalnych: występują tu synkliny szerokopromienne z towarzyszącym im zespołem drobnych struktur grawitacyjnych (uskoki normalne w skrzydłach i uskoki odwrócone w strefie osiowej) o biegu zgodnym z biegiem osi synkliny. Inne synkliny znajdujące się w obrębie obszarów zaburzonych, rozdzielają formy pozytywne. Obserwowane są również obniżenia z wyprasowanymi partiami osiowymi. Osie synklin przybierają kierunki zgodne z ortogonalnym systemem ciosowym (jak się wydaje porządkującym rozwój subrozji): 170–10, 80–110° oraz 30–45° — kierunek wspólny dla wszystkich rodzajów form ciągłych (fig. 8B).

W obserwowanej intersekcji odsłoneń antykliny nie tworzą serii fałdów. Ich wysokość nie przekracza 5, a szerokość 40 m. Zanurzenie się osi antyklin (do kilkunastu stopni) w różnych kierunkach przemawia za ich brachyantyklinalnym wykształceniem. O kompresyjnym charakterze tych form świadczą występujące w ich obrębie struktury kontrakcyjne oraz ich stosunek przestrzenny do uskoków przesuwczych (tabl. III, fig. 17). Na fig. 8B bieg osi antyklin skupia się w zakresach 30–40, 60–75 i 120–150° oraz wykazuje zastanawiającą odrębność od biegu osi synklin (poza wspomnianym kierunkiem 30–40°). Przyczyną takiego zjawiska może być różna geneza większości tych form: dla antyklin — pozioma kompresja, dla synklin — subrozja.

Zbiorczy obraz biegu osi struktur ciągłych (fig. 8B) wyróżnia się zdecydowaną przewagą kierunków 30–50 i 60–80°.

ZWIĄZKI MIĘDZY STRUKTURAMI TEKTONICZNYMI

Przegląd niektórych ważniejszych form tektonicznych północno-wschodniej skarpy prowadzony będzie od jej północno-zachodniego skraju ku południowemu wschodowi (fig. 9A). Szczególny nacisk położono na śledzenie objawów poziomych przemieszczeń oraz struktur będących świadectwem takiego ruchu w podłożu.

1. Rozpoczynająca profil odsłonięcia fleksura o biegu 140° (fig. 9A) ze wzrastającą miąższością ławic ilastych w skrzydle zrzuconym jest prawdopodobnie formą synsedymencie. Towarzyszący ugięciu zespół uskoków odwróconych nosi wszelkie cechy inwersji zrzutu (tabl. I, fig. 14; por. str. 127). Pierwotnie był to zespół uskoków normalnych i ścięć grawitacyjnych o biegu i upadzie zgodnym z wykształceniem fleksury. Struktura ta uległa następnie procesowi transpresji o zwrocie prawoskręt-

nym. Świadectwem tego są występujące w jej obrębie rysy ślizgowe skośne oraz lekkie, dekstralne skrócenie biegu głównego zespołu ścięć ($100\text{--}120^\circ$).

2. W odcinku odsłonięcia od 50 do 290 m zmieniającego kierunek z SW–NE na NW–SE warstwy leżą poziomo. Uskoki o biegu zgodnym z podstawowymi zespołami ścięć wykazują niewielkie zrzuty normalne. Jedynie w południowo-wschodniej części tej strefy widać stopniowe pojawianie się struktur o charakterze kontrakcyjnym (uskoki odwrócone, podsunięcia ławic). Sieć zlustrowanych spękań ścięciowych, wykształcona wzdłuż całego odcinka, odznacza się wyjątkową regularnością (por. fig. 3B). Obserwowane jest rytmiczne pojawianie się w odstępach 50–100 m zespołu ścięć południkowych. Strefom tym towarzyszy płynne, sinistralne skrócenie kierunku głównego zespołu ścięć od 110 do 85° . W tej części odsłonięcia brak jest stref translacyjnych, obserwowane są natomiast drobne struktury mogące świadczyć o plastycznym odkształceniu ilów i dyferencjalnych przesunięciach między ławicami (fig. 10a–e):

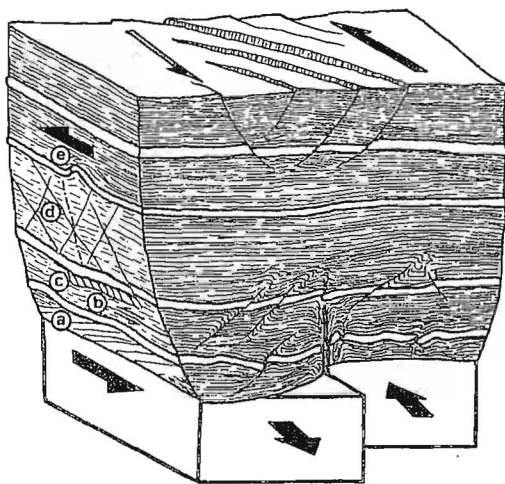


Fig. 10. Struktury w nadkładzie towarzyszące uskocom przesuwczym rozwiniętym w serii chemicznej (schemat)

a–e — objaśnione w tekście

Structures in the cover, accompanying the strike-slip faults developed in the chemical series (scheme)

a–e — explanation in the text

- a — serie spękań połączonych, mogące być zespołem niskokątowych ścięć R ;
- b — zlustrowane powierzchnie ławic ilastych;
- c — plastyczne odkształcanie zespołu klawazowego na kontakcie z warstwą mniej podatną oraz występowanie dupleksu;
- d — odchylenie płaszczyzny symetrii między ścięciami komplementarnymi o biegu 110° do 15° od pionu;
- e — pojedyncze wystąpienie fałdku ciągniętego (w warstwie marglistej) o biegu osi 78° i wergencji południowej.

Suma wymienionych zjawisk przemawia za niewielkim lewoskrętnym przemieszczeniem bloków serii złożowej w płaszczyźnie południkowej. W pobliżu strefy przesuwczej o biegu 0° (290 m) pojawiają się zespoły uskoczków odwróconych i nasunięcia

ławic o biegu $20-55^{\circ}$, podrzędnie $100-130^{\circ}$, oraz liczne rysy skośne o biegu $170-30^{\circ}$. Analogiczne formy występują na wszystkich północnych skarpach (fig. 9A-C). Orientacja zespołów uskoków odwróconych względem stref przesuwczych oraz fakt, że zanikają one wraz z oddalaniem się od tych stref może świadczyć o ich kulisowym ustawieniu i genezie nadprzesuwczej.

3. Odcinek odsłonięcia od 300 do 440 m rozpoczyna połączenie ugięć fleksuralnych tworzących synklinę. Po jej wschodniej stronie występuje duża liczba luster z rysami skośnymi do upadu. Zaznacza się wyraźna przewaga rys o biegu $120-0^{\circ}$ oraz podrzędny kierunek $70-90^{\circ}$. Poza kolejnymi dwiema strefami przesuwczymi o biegu 20 i 30° (tabl. II, fig. 15) znajduje się blok skalny poprzecinany zespołami uskoków normalnych zrotowanych zgodnie z ugięciem fleksuralnym o biegu 40° . Uskoki normalne mają bieg 120° i są prostopadłe do ograniczających ten fragment ściany uskoków przesuwczych (bieg 30 i 35°). W sąsiedztwie tych stref przesuwczych brak jest zagęszczenia struktur kontrakcyjnych, a wzdłuż nich występują kilkumetrowe przemieszczenia pionowe. Końcowy fragment odcinka — 410-440 m — jest intensywnie i nieregularnie sfałdowany oraz poprzecinany pionowymi strefami wyprasowanych iłów.

4. Na odcinku odsłonięcia od 440 do 600 m występuje obszar obniżony o ok. 6 m. Warstwy układają się tu w formy szerokopromiennych brachyfałdów o biegu osi $30-58^{\circ}$ (tabl. III, fig. 16, 17). Złożoną budowę ma synklina (bieg osi 0°) kończąca obniżony odcinek. Zespół drobnych uskoków o biegu $20-30^{\circ}$ z podsuniętymi w późniejszym etapie ławicami (tabl. III, fig. 17) wskazuje na kierunek pierwotnie oddziałującej tu ekstensji (fig. 11A). Powstanie ugięcia synklinalnego w wyniku np. subrozji serii chemicznej poprzedziło epizod deformacji transpresyjnych (fig. 11B). Partia osiowa synkliny jest prawdopodobnie zniszczona ruchem przesuwczym powodującym również transpresyjne podsunięcia ławic w skrzydłach synkliny (fig. 11C).

5. Odcinek odsłonięcia od 600 m do końca odznacza się występowaniem struktur ciągłych o biegu zbliżonym do równoleżnikowego. Obserwuje się stopniową zmianę biegu osi antyklin od 80° w SE części odsłonięcia do 30° w obrębie poprzednio opisywanego odcinka skarpy. Zjawisko to może być świadectwem rotacji osi form na skutek lewoskrętnego ruchu przesuwczego w podłożu. Kończące tę część profilu (900-980 m) asymetryczne fałdy o biegu równoleżnikowym, zgodnym z biegiem

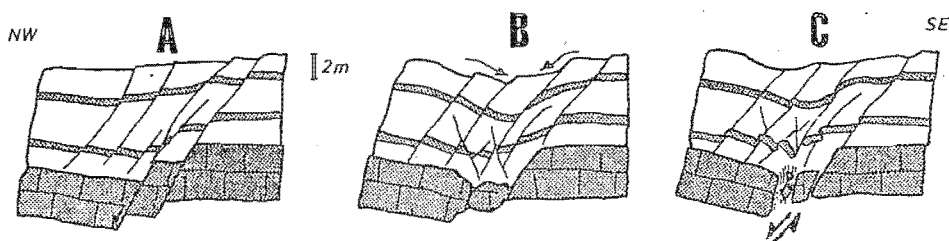


Fig. 11. Fazy rozwoju synkliny z wyprasowaną strefą osiową: A — powstanie uskoku normalnego i ugięcia fleksuralnego, B — faza subrozji, C — ruch przesuwczy z wyprasowaniem strefy osiowej obniżenia; lokalizacja na fig. 9A

Phases of the development of the syncline with the pressed-out axial zone: A — forming of the normal fault and the flexural deflection, B — subrovice phase, C — strike-slip movement with the pressed-out axial zone of the depression; localization see at Fig. 9A

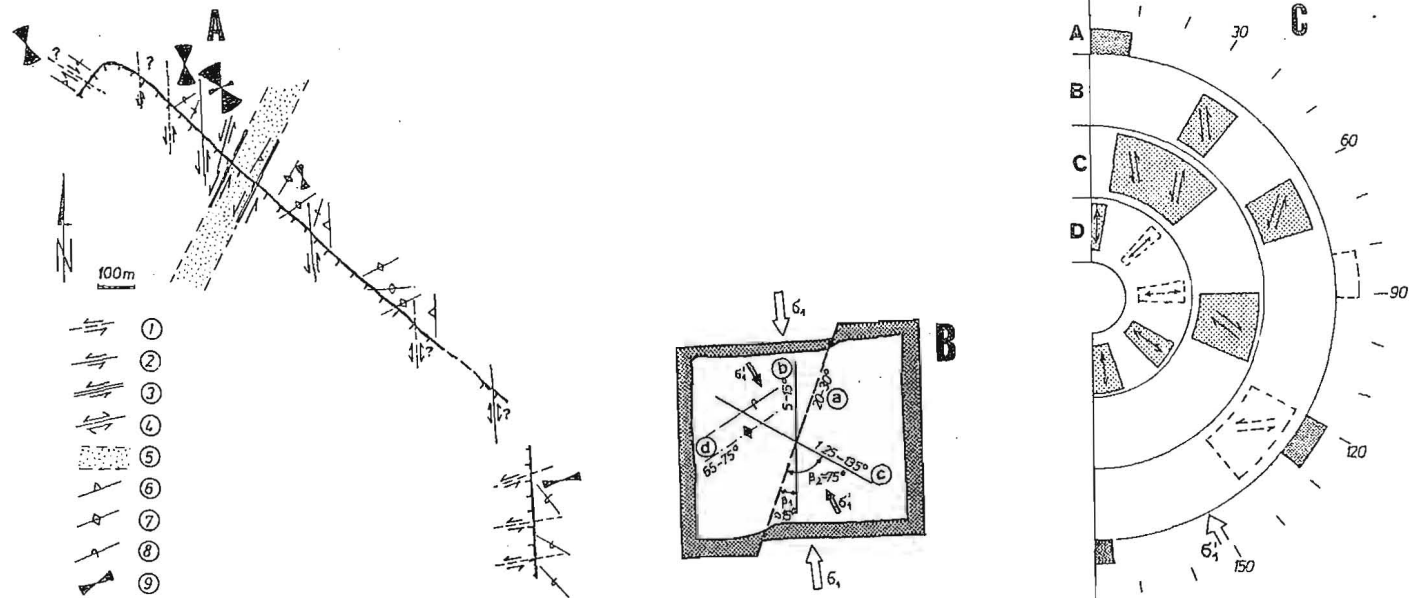


Fig. 12. A. Plan rozmieszczenia domniemanych uskoków przesuwczych serii złożowej na tle wybranych elementów tektoniki nadkładu (wzdłuż skarp I i V — por. fig. 1B)

Uskoki przesuwcze: 1 — bez wykształconej strefy zniszczenia w nadkładzie, 2 — z wykształconą strefą zniszczenia (uskokiem przesuwczym) w nadkładzie, 3 — z wykształconą szeroką strefą zniszczenia w nadkładzie, 4 — bez podstaw dla określenia zwrotu ruchu przesuwczego, 5 — główna strefa przesuwcza, 6 — fleksury, 7 — brachyantykliny, 8 — serie drobnych uskoków odwróconych, 9 — dominujące kierunki rys ślizgowych skośnych do upadu łuster

B. Teoretyczne kierunki zespołów struktur pochodnych dla założonego kierunku uskoku głównego $20-30^{\circ}$

a — uskoc główny, b — niskokątowy zespół uskoków przesuwczych, c — wysokokątowy zespół uskoków przesuwczych, d — uskoki odwrócone i antykliny

C. Maksima biegów poszczególnych struktur w nadkładzie ze wskazaniem (strzałki w obrębie wydzielonych pól) zwrotu i biegu płaszczyzny ruchu przesuwczego w podłożu, będącego przyczyną ich powstania

A — kierunki ruchu przesuwczego; biegi: B — osi antyklin, C — uskoków z podsuniętymi ławicami, D — rys ślizgowych skośnych do upadu łuster

współwystępujących uskoków normalnych, mogą oblekać antytetycznie nachylone bloki w podłożu. Dochodzą one prostopadle do osi południkowego obniżenia wyrażonego fleksurą, którego część centralną zakrywa osypisko. W sąsiedztwie obniżenia obserwowane były "zmasłowania" łańcuchów świadczące o silnym zaangażowaniu tektonicznym skały.

Z. Krysiak (1985) przedstawiła dowody na istnienie poziomych przemieszczeń (poziome rysy ślizgowe na pionowych lustrach) w serii złożowej wschodniej ściany odkrywki (fig. 9D). Warto chwilę zatrzymać się nad tym profilem, gdyż jest to jedyna znana autorowi dokumentacja pozwalająca korelować formy tektoniczne w złożu i nadkładzie. Utwory nadkładu są tu stosunkowo słabo zaburzone. Widoczny jest ścisły związek między pojedynczymi uskokami w złożu a odpowiadającymi im seriami uskoków w skałach ilastych. Zespoły uskoków mają biegi i upady zgodne z dysjunkcjami w podłożu, lecz często przeciwne zrzućy. W nadkładzie przeważają uskoki odwrócone o biegu 120–150°, co w połączeniu z nieznacznymi ugięciami łańcuchów wskazuje na kierunek lokalnej kompresji prostopadłej do tych struktur (30–50°). Pozostałe uskoki zgodne z biegiem wspomnianych rys i luster tektonicznych w złożu (70–90°) noszą cechy uskoków zrzutowo-przesuwczych. Wyrazem tego są serie uskoków o przeciwnym zrzucie w ich górnej i dolnej części, przypominające sprasowane pakiety skalne. Nieznaczna modyfikacja form tektonicznych w nadkładzie świadczy o małych przemieszczeniach poziomych w obrębie serii złożowej.

Fig. 12A przedstawia sumaryczny obraz domniemanych przejawów ruchów przesuwczych w obrębie serii chemicznej na tle ważniejszych elementów tektoniki skał nadkładu. Dyslokacje przesuwcze o biegu południkowym tworzą zespół kulisyowy względem uskoków o biegu NEN–SWS. Amplituda przemieszczeń poziomych wzdłuż uskoków południkowych i intensywność zaburzeń tektonicznych maleje wraz z oddalaniem się od uskoków NEN–SWS. Uskoki przesuwcze NEN–SWS należą do "głównej strefy przesuwczej", której w głębszym podłożu odpowiada "główny uskok przesuwczy" (por. str. 139).

A. Plan of distribution of conjectured strike-slip faults in the deposit series at the background of chosen tectonical elements of the cover (along the scarp I and V, compare Fig. 1B)

Strike-slip faults: 1 — without the developed zone of destruction in the cover, 2 — with the developed zone of destruction (strike-slip fault) in the cover, 3 — with the developed broad zone of destruction in the cover, 4 — without the base for the denomination of the turn of the strike-slip movement, 5 — main zone of the strike-slip movement, 6 — flexures, 7 — brachyantoclines, 8 — series of small reverse faults, 9 — dominant directions of oblique slickenslides

B. Theoretical directions of sets of superimposed structures for the hypothetical direction of the main fault 20–30°

a — main fault, b — low-angle set of strike-slip faults, c — high-angle set of strike-slip faults, d — reverse faults and anticlines

C. Maxima of the strikes of separate structures in the cover, showing (small arrows in the area of separated fields) of the turn and the strike of the plane of the strike-slip fault in the basement being the cause of their forming

A — directions of the strike-slip movements; strikes: B — of the axes of the anticlines, C — of the faults with underthrust beds, D — of the slickenslides oblique to the dip of the polished surfaces

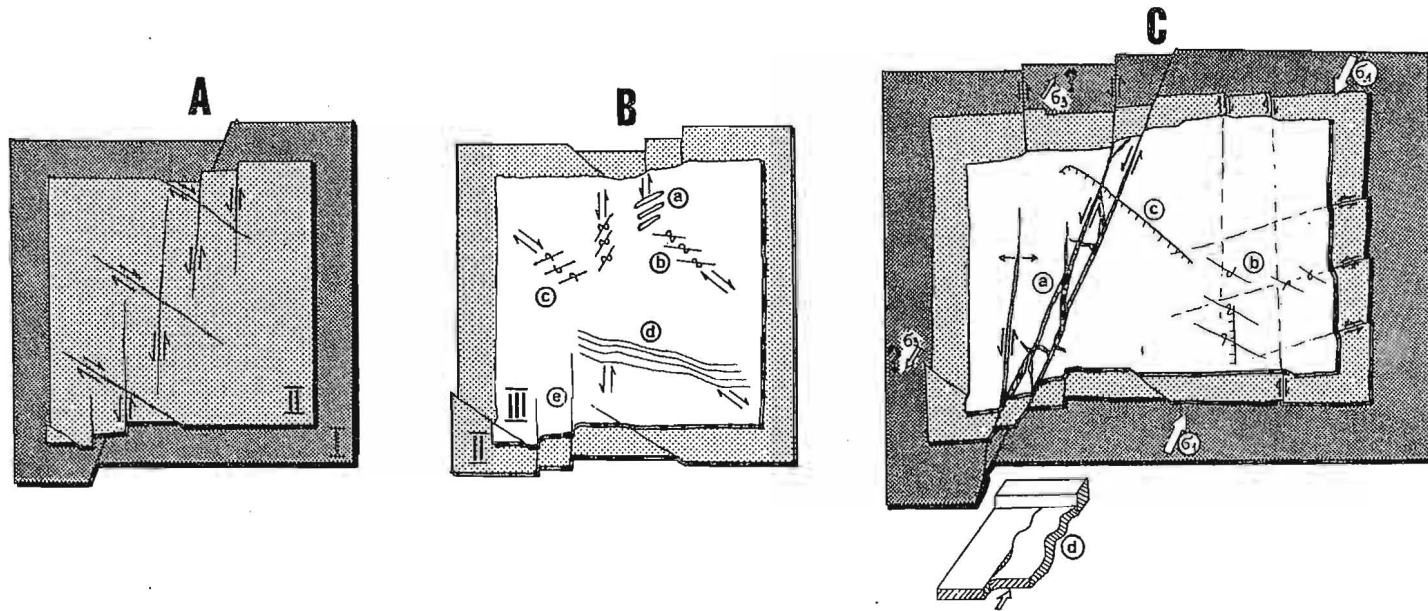


Fig. 13. A. Kulisowe uskoki przesuwcze (poziom strukturalny II) pochodne uskoku głównego (poziom strukturalny I) — schemat

B. Formy tektoniczne poziomu strukturalnego III powstające nad kulisowymi uskokami przesuwczymi

a — brachyantykliny, b — podsunięcia ławic, c — uskoki odwrócone, d — ugięcia biegu spękań, e — strefy zniszczeń (przedłużenie uskoku przesuwczych ku górze)

C. Struktury towarzyszące strefie wygasania uskoku przesuwczego

a — rozwidlona główna strefa przesuwcza, b — uskoki odwrócone i dysjunkcje sprzężone, c — orientacyjny przebieg skarp I i V, d — schemat ilustrujący powstanie kompresji równoległej do biegu uskoku przesuwczego

A. En échelon strike-slip faults (the structural horizon II) superimposed on the main fault (the structural horizon I) — the scheme

B. Tectonic forms of the structural horizon III forming over the strike-slip faults

a — brachyanticlines, b — underthrust beds, c — reverse faults, d — deflections of the strike of fractures, e — zones of destruction (prolongation of strike-slip faults upwards)

C. Structures accompanying the zone of quenching of the strike-slip fault

a — bifurcated main strike-slip zone, b — reverse faults and conjugate faults, c — orientational run of scarps I and V, d — scheme illustrating the forming of the compression parallel to the strike-slip fault

KINEMATYKA SYSTEMU USKOKÓW PRZESUWCZYCH A STRUKTURY POCHODNE

Z racji płytkiego położenia badanych utworów pod powierzchnią morfologiczną należy się zastanowić nad mechanizmem ruchów przesuwczych w partiach przypowierzchniowych, w których w przypadku braku tensji oś najmniejszego naprężenia głównego σ_3 ustawiona jest pionowo. Pojawiająca się trudność teoretyczna wynika z faktu, że do powstania uskoku przesuwczego konieczne jest pionowe położenie osi σ_2 . Narzuca to konieczność rozpatrywania mechanizmu ruchu przesuwczego na osobnych poziomach strukturalnych:

I. Najgłębszy, poziom oddziaływania regionalnego pola naprężeń — poziom głównego uskoku przesuwczego.

II. Poziom powstawania struktur pochodnych względem dyslokacji głównej — kulisowe uskoki przesuwcze serii chemicznej (może również warstw baranowskich).

III. Najpłytszy, poziom ilów pektenowych; powstają tu deformacje plikatywne i uskoki pochodne względem struktur poziomu II.

Generalnie struktury każdego wyższego poziomu są pochodną przemieszczeń zachodzących w poziomie niższym. Oprócz tego ich charakter zmienia się wraz ze wzrostem amplitudy ruchu w podłożu i przebijaniem się dyslokacji głównej ku powierzchni.

Fig. 12B przedstawia teoretyczne kierunki struktur pochodnych (por. W. Jaroszewski, 1981) dla założonego biegu uskoku głównego $20-30^\circ$. Ich rodzaj zależy m.in. od właściwości mechanicznych i głębokości zalegania utworów zdeformowanych. W warstwach głębszych o większej wytrzymałości mogą powstawać zespoły kulisowych uskóków przesuwczych ($5-15$ i $125-135^\circ$). W strefie bliżej powierzchni (σ_3 pionowe), w utworach podatnych istnieją warunki dla tworzenia się uskóków odwróconych i/lub kulisowych brachyantyklin (o biegu $65-75^\circ$).

Na fig. 12C zostały zestawione maksima frekwencji struktur występujących w nadkładzie złoża siarki (por. fig. 4C, 7B, 8B), które — zdaniem autora — są produktem ruchu przesuwczego zachodzącego w serii złożowej. Wskazane zostały zarazem kierunek i zwrot ruchu przesuwczego odpowiedzialnego za ich powstanie. Przy wyznaczaniu tych kierunków przyjęto następujące założenia:

— bieg osi antykliny powinien być prostopadły do wektora największego naprężenia pochodnego (fig. 12B — σ_1'); odstępstwa od tej reguły mogą być skutkiem późniejszego plastycznego ugięcia osi;

— biegi uskóków z podsuniętymi ławicami, będących strukturami transpresyjnymi, powinny zajmować położenia pośrednie między biegiem osi antyklin a biegiem uskoku przesuwczego;

— w przypadku uwzględnionych tu jedynie rys skośnych do upadu luster nie będą wyrażone przemieszczenia pierwotne związane zarówno z odprężeniem, jak i kompresją pochodną ruchu przesuwczego; w tym przypadku struktury ślizgowe powinny wskazywać przybliżony bieg uskóków przesuwczych odpowiedzialnych za ponowne uruchomienie luster, z ewentualnym odchyleniem w kierunku największego naprężenia pochodnego (σ_1').

W pierwszej fazie ruchu przesuwczego w głębokim podłożu (poziom strukturalny I) na skutek oddziaływania kompresji pochodnej doszło do zaciśnięcia wcześniej powstałych struktur grawitacyjnych (por. rozdział następny) w serii złożowej z jednoczesnym uruchomieniem kulisowych uskoków przesuwczych (fig. 13A). Efektem skrócenia podłoża jest znaczna ilość struktur kompresyjnych w nadkładzie złoża związanych z tą fazą ruchu. Nieduże odstępstwa biegu kulisowych uskoków przesuwczych od kierunków teoretycznych (fig. 12B) mogą wynikać z wykorzystywania przez nie starszych powierzchni nieciągłości (cios, uskoki normalne). Kierunek zespołu niskokątowego jest zgodny z głównym maksimum biegu ślizgowych rys skośnych (fig. 12C). Wzdłuż uskoków przesuwczych zespołu niskokątowego rozwinęły się pochodne im kulisowe zespoły uskoków z podsuniętymi ławicami i charakterystyczne dla podatnych deformacji ciągi brachyańtyklin (fig. 13B). Tam, gdzie amplituda ruchu jest największa (ponad uskokiem głównym poziomu I), dochodzi do przebiccia się uskoków przesuwczych poziomu II w skały nadkładu. W miejscach zanikania przesunięć poziomych obserwuje się jedynie skręcenie biegu i upadu spękań ścięciowych oraz poślizgi międzylawicowe. Zespół wysokokątowy kulisowych uskoków przesuwczych poziomu strukturalnego II jest prawie równoległy do azymutu odsłonięcia (fig. 12). Być może dlatego nie obserwowano stref przesuwczych o tym biegu w nadkładzie. Kierunek zespołu wysokokątowego ($125\text{--}135^\circ$) jest natomiast wyrażony maksimum biegu rys skośnych (fig. 12C). Z nim również związane są uskoki z podsuniętymi ławicami o biegu $90\text{--}110^\circ$.

W wyniku postępującego ruchu przesuwczego w podłożu następuje przebiccie się głównej dyslokacji ku powierzchni i dochodzi do rozdarcia wcześniej powstałych struktur (fig. 13C). Rozbieżność stanów naprężeń na poszczególnych poziomach strukturalnych sprzyja szybkiej kompensacji ruchu przesuwczego w skałach plastycznych i zanikaniu stref uskokowych ku górze. Kierunek przemieszczenia głównego ($20\text{--}30^\circ$) zaznacza się słabym maksimum skośnych rys ślizgowych. W sąsiedztwie stref zniszczenia o tym kierunku brak również znaczącego zagęszczenia struktur transpresyjnych, występują jedynie większe formy fałdowe oraz zespoły uskoków szuflowatych. W tym przypadku zespół struktur pochodnych jest odmienny niż zespół drobnych struktur pochodnych zespołom uskoków przesuwczych nisko- i wysokokątowych. Różnice te mogą wynikać z faktu, że powstawaniu kulisowych uskoków przesuwczych towarzyszy kontrakcja skał, natomiast główny uskok przesuwczy przebiega się w warstwy nadkładu później, gdy możliwości kontrakcyjne podłoża są już wyczerpane. W tym przypadku przy braku naprężeń suplementarnych cały ruch przesuwczy odbywa się w obrębie szerokich stref zniszczenia (fig. 9A, C; tabl. II, fig. 15), w których otoczeniu może panować reżim transtensyjny (uskoki szuflowate). Charakterystyczna, duża dyspersja biegu osi antyklin, uskoków odwróconych i podsunięć ławicowych może być przejawem ugięcia ich biegu wokół osi pionowej w wyniku postępującego ruchu przesuwczego w podłożu.

Powyższy schemat rozwoju zjawisk tektonicznych potwierdzają obserwacje w skar-pach północnych (fig. 9A–C). Inny jest natomiast obraz ściany wschodniej (fig. 9D) znajdującej się w odległości ok. 1 km od głównej strefy przesuwczej. Opisanie tu struktury (zob. str. 133, por. też Z. Krysiak, 1985) jednoznacznie wskazują na kierunek kompresji równoległy do biegu głównej dyslokacji przesuwczej (fig. 13C). Mogą one

reprezentować struktury drugiego rzędu, powstałe w strefie wygasania uskoku przesuwczego po jego kompresyjnej stronie (por. W. Jaroszewski, 1981). W tej odległości od głównej strefy przesuwczej nie zaznacza się obecność form pochodnych.

EWOLUCJA TEKTONICZNA

Wyodrębnione zostały następujące etapy rozwoju tektonicznego młodsze od środkowego badenu:

- faza odprężenia,
- etap ruchów przesuwczych,
- ponowna faza odprężenia.

W fazie odprężenia twory badeńskie (stanowiące północne obrzeżenie basenu sedymentacyjnego) uległy pionowym ruchom obniżającym. W serii chemicznej powstały wówczas zespoły uskoczków normalnych i fleksur, w nadkładzie natomiast utworzyły się odpowiadające im fleksury i uskoki synsedymantacyjne o biegu NW–SE. Młodoalpejska aktywność struktur laramijskich o takim biegu w okolicy Buska Zdroju opisana była przez T. Osmólskiego i in. (1978). W warunkach pełnej konsolidacji osadu przy udziale czynnika sejsmicznego powstały następnie zespoły uskoczków i spękań ścięciowych o biegu 100–120 i 30–50°. Są one reprodukcją głównych kierunków strukturalnych starszego podłoża (przedłużenie struktur paleozoicznych Gór Świętokrzyskich i strefy Kurdwanowa – Zawichostu). Jeszcze w okresie poprzedzającym ruchy przesuwcze powstał ortogonalny system ciosowy w serii chemicznej, stanowiący osnowę rozwijającego się krasu. Struktury odprężeniowe w zależności od oddalenia i orientacji względem głównej strefy przesuwczej zostały w różny sposób zmodyfikowane w kolejnym etapie deformacji.

E t a p r u c h ó w p r e s u w c z y c h. Na podstawie "piętrowej" analizy struktur pochodnych (rozdział poprzedni) został wytyczony główny uskoczek przesuwczy o biegu ok. 30° i zwrocie lewoskrętnym. Spojrzenie z perspektywy regionalnej uwiadczenia podobieństwo biegu tego uskoku do kierunku strefy Kurdwanowa – Zawichostu. Linia ta zdaniem W. Teisseyre'a (1921) ma założenia hercyńskie i jako strefa zrzutowa była aktywna zarówno w kredzie, jak i trzeciorzędzie. Współcześnie dowodzi się również istnienia przemieszczeń poziomych w jej obrębie. S. Połowicz (1978), na podstawie obserwacji zlustrowanych wypełnień szczelin w rdzeniu wiertniczym oraz planu wychodni podtrzeciorzędowych, stwierdził występowanie prawoskrętnej dyslokacji przesuwczej o amplitudzie 8 km (wzdłuż tej linii) po turonie. T. Osmólski i in. (1978) z interpretacji materiałów teledetekcyjnych wnoszą o istnieniu zespołu lewoskrętnych dyslokacji przesuwczych o biegu 30°, rozcinających pod niewielkim kątem strefę Kurdwanowa – Zawichostu. Zdaniem autora uskoki te najlepiej jest interpretować jako zespół kulisowych uskoczków niskokątowych względem dyslokacji wgłębnej o biegu zgodnym ze wspomnianą strefą i zwrocie lewoskrętnym. T. Osmólski i in. (1978) określają wiek ruchu przesuwczego na granicę badenu i sarmatu. Możliwa jest zatem inwersja zwrotu ruchu przesuwczego z prawoskrętnego (polifazy laramijskiej) na lewoskrętny (polifazy młodoalpejskiej) wzdłuż strefy Kurdwanowa – Zawichostu.

Główna dyslokacja przesuwcza wyznaczona w niniejszym artykule ma bieg i zwrot zgodny z wytyczonym przez T.Osmólskiego i in. (1978) zespołem uskoków i należy do jednego z komplementarnych zespołów ścięć odpowiadających kompresji południkowej (karpackiej). Ruch przesuwczy nastąpił po fazie odprężenia w górnym badanie oraz po pełnej konsolidacji osadów tego wieku, niezbędnej dla powstania sieci uskoków i spękań zaangażowanych następnie w deformacje przesuwcze. Autor uważa więc, że ruchy przesuwcze są młodsze od granicy baden/sarmat (co postulowali T.Osmólski i in., 1978) i miały miejsce w sarmacie lub po sarmacie — np. faza attycka (por. Z.Krysiak, 1986).

P o n o w n a f a z a o d p r ęż e n i a (związana może dopiero z ustąpieniem lądolodu) zakończyła proces rozwoju tektonicznego. Świadectwem odmłodzenia struktur w grawitacyjnym polu naprężeń jest przeważająca liczba rys ślizgowych zgodnych z upadem luster o różnym biegu oraz zespoły drobnych uskoków normalnych tnących utwory zdeformowane. Jednak w wielu przypadkach uskoki normalne mogą być przejawem wcześniejszego odprężenia lub wtórnej tensji pochodnej ruchu przesuwczego.

UWAGI KOŃCOWE

W opracowaniu tym został przedstawiony zespół struktur tektonicznych występujących w utworach ilastych znajdujących się w strefie oddziaływania wglębnej dyslokacji przesuwczej. Skonstruowanie modelu deformacji było możliwe dzięki szczegółowym badaniom drobnostrukturalnym w utworach o bardzo dobrym stopniu odsłonięcia. Dla odczytania kinematyki ruchu przesuwczego konieczna była "piętrowa" interpretacja obserwowanych zjawisk z nawiązaniem do głębszych poziomów strukturalnych.

Za typowy dla manifestacji wglębnego ruchu przesuwczego w płytko położonych utworach podatnych można uznać przytoczony zespół zjawisk:

- szybkie zanikanie deformacji w poziomie i w pionie wraz z oddalaniem się od głównego uskoku przesuwczego;
- współwystępowanie (oboczne i pionowe) struktur kompresyjnych i/lub transpresyjnych ze strukturami tensyjnymi i/lub transtensyjnymi;
- występowanie uskoków przesuwczych w postaci stref zniszczeń mających szerokość i zasięg pionowy zależny m.in. od amplitudy przemieszczenia;
- ponad głębiej położonymi uskokami przesuwczymi obserwuje się struktury pochodne — kulisowe ciągi: uskoków odwróconych, uskoków z podsuniętymi ławicami, brachyantyklin i uskoków szuflowatych; w strefach tych występuje również zagęszczenie skośnych rys ślizgowych;

— ponad niewielkimi przesunięciami w podłożu (nie zaburzającymi położenia warstw) występuje stopniowa zmienność biegu i upadu struktur (np. spękań ścięciowych) oraz mogą pojawiać się poślizgi międzylawicowe i drobne fałdki ciągnione.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rałowiecka 4
Nadesłano dnia 25 września 1991 r.

PIŚMIENNICTWO

- DOKUMENTACJA GEOLOGICZNA ZŁOŻA SIARKI RODZIMEJ "MACHÓW" W KATEGORII B+C1 P.G. KIELCE (1985) — Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GÓRECKI J. (1973) — Przyczynek do mikrotektoniki złoża siarki w Jeziórku k. Tarnobrzega. Zesz. Nauk AGH, 361, Geologia, z. 17, p. 157–162.
- JAROSZEWSKI W. (1981) — Tektonika uskóków i fałdów. Wyd. Geol. Warszawa.
- KARNKOWSKI P. (1974) — Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia (na wschód od Krakowa). W: Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- KRYSIAK Z. (1985) — Rola mechanizmów tektonicznych w procesach powstawania złoża siarki w Machowie. Prz. Geol., 33, p. 28–33, nr 1.
- KRYSIAK Z. (1986) — Metodyka badań tektonicznych polskich złóż siarki. Prz. Geol., 34, p. 361–366, nr 7.
- KRYSIAK Z., KULCZYCKA J., JAROSIŃSKI M. (1990) — Badania metodyczne i studium porównawcze tektoniki złóż Machów i Jeziórko. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KUBICA B. — O możliwości prognozowania istotnych dla podziemnego wytopienia siarki parametrów geologicznych na przedpolu eksploatacji. Biul. Inst. Geol., 309, p. 147–174.
- MYSIAK K. (1986) — Prognoza stateczności skarp kopalni Machów na podstawie obserwacji zaburzeń mikrotektonicznych. Arch. AGH. Kraków.
- NIEĆ M. (1970) — Morfologia stropu złóż siarki i jej wpływ na mikrotektonikę skał nadkładu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 40, p. 325–340, z. 2.
- OSMÓLSKI T. (1972) — Wpływ budowy geologicznej brzeżnych partii niecki działoszyckiej na rozwój procesu metasomatozy gipsów mioceńskich. Biul. Inst. Geol., 260, p. 65–188.
- OSMÓLSKI (1976) — Kras a geneza złóż siarki w Polsce. Kwart. Geol., 20, p. 559–571, nr 3.
- OSMÓLSKI T., KRYSIAK Z., WILCZYŃSKI M.S. (1978) — Nowe dane o strefie Kurdwanów – Zawichost i tektonice obszaru od Buska po Nidę i Wisłę. Kwart. Geol., 22, p. 833–850, nr 4.
- PAWŁOWSKI S. (1965) — Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika – Tarnobrzega. Przew. 38 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 8–20.
- PAWŁOWSKI S., PAWŁOWSKA K., KUBICA B. (1985) — Budowa geologiczna tarnobrzegskiego złoża siarki rodzimej. Pr. Inst. Geol., 114.
- POŁTOWICZ S., STARCZEWSKA-POPOW A. (1974) — Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tanwią a Przemyślem. Roczn. Pol. Tow. Geol., 43, p. 496–517, z. 4.
- POŁTOWICZ S. (1978) — Grawitacyjne ześlizgi fliszu brzeżnej strefy Karpat w świetle nowej tektoniki globu ziemskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 48, p. 407–444, z. 3/4.
- RÚHLE E. (1978) — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych i kredowych, skala 1:500 000. Inst. Geol. Warszawa.
- TEISSEYRE W. (1921) — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Cz. I. Kosmos, 46, p. 242–474.
- TYRAŁA G. (1989) — Tektonika i mineralogeneza złoża siarki w Machowie. Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.

Marek JAROSIŃSKI

**THE TECTONICS OF THE ARGILLACEOUS ROCKS OF THE COVER
OF THE SULPHUR DEPOSIT IN MACHÓW NEAR TARNOBRZEG
IN THE LIGHT OF THE MESOSTRUCTURAL ANALYSIS**

S u m m a r y

The formations of Upper Badenian (Pecten Beds) forming the cover of the sulphur-bearing chemical series exposed in the open-cut sulphur mine in Machów near Tarnobrzeg are the objects of present investigations (Fig. 1). In the argillaceous deposits at the distance of up to 10 m over the top of the sulphur-bearing limestone, several small scale and mesoscopic tectonical structures were observed:

- the orthogonal system of joints N-S, W-E (Fig. 2);
- the sets of slick plane shear fractures (Fig. 3) — (100–120)/(40–60)N and (40–60)/(40–60)S — existing generally in the formations of cover and (170–10)/(40–60)W, E and (140–150)/(40–60)N,S — existing locally;
- the normal faults (Fig. 4B), the primary and secondary reverse faults (Fig. 4C) and transpression faults with underthrust beds (Fig. 4C, 5D,F);
- the strike-slip faults in the form of disrupted zones with the specific set of the structures of second order (Fig. 6, 12A);
- the slide structures — the striations with seismic genesis and slickenslides on the deformed polished surfaces (Fig. 7A,B);
- the flexures — some of them synsedimentary;
- the synclines with the subrosional and tectonic genesis;
- the brachyanticlines existing in the area of maximal tectonical disturbance (Fig. 8B);

The following features give the testimonial of the fundamental importance of the transcurrent movements of the deeper basement for the forming tectonics of the cover rocks:

- the existence of strike-slip faults in the form of disrupted zones with the extent depending (among others) on the amplitude of the dislocations;
- the coexistence, together with the strike-slip faults, of the superimposed structures: reverse faults, faults with underthrust beds, listric faults, brachyanticlines; the compaction of the slickenslides oblique to the dip of the slick plane;
- the quick dwindling of the deformations in the vertical and horizontal direction in the course of the increasing distance from the strike-slip faults;
- the gradual variability of strike and dip of the shearing fractures and joints, the interbedded glides (Fig. 10), existing over small displacements in the basement (without dislocating of the lay-out of beds);
- the lateral and vertical coexistence of the transpressive structures (underthrust beds) and trans-tensive ones (listric faults).

The interpretation of the transcurrent movement was done in three structural levels (Fig. 13). The dextral strike-slip fault (structural level I) laying in the deeper basement with the strike of 20–30° was the cause of the forming of the system of superimposed strike-slip faults in the area of the deposit series (structural level II, Fig. 13A) which in turn caused the deformation of the argillaceous cover of the deposit (structural level III, Fig. 13B). In the farther phase of the development the main fault penetrated into more shallow strata, tearing the earlier formed structures and causing the formation of the listric faults (Fig. 13C). The episode of the transcurrent movement connected with the southern Carpathian compression took part in Sarmatian or later. It was preceded by the phase of relaxation favoring the formation of normal faults, jointing and the development of karst.



Fig. 14

Marek JAROSIŃSKI — Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega w świetle analizy mezostrukturalnej

TABLICA I

Fig. 14. Strefa zniszczenia uskoku przesuwczego wypełniona brekcją węglanową. Widoczne zwężenie się tej strefy ku górze aż do jej zupełnego zaniku. W górnej części skarpy zespół uskoków szuflowatych. Wysokość skarpy 10 m; lokalizacja na fig. 9A

Zone of destruction connected with the strike-slip fault, filled with the carbonate breccia. The narrowing of this zone upwards till the disappearance can be noted. The set of listric faults can be seen in the upper part of the scarp. The height of the scarp is 10 m; see Fig. 9A for localization

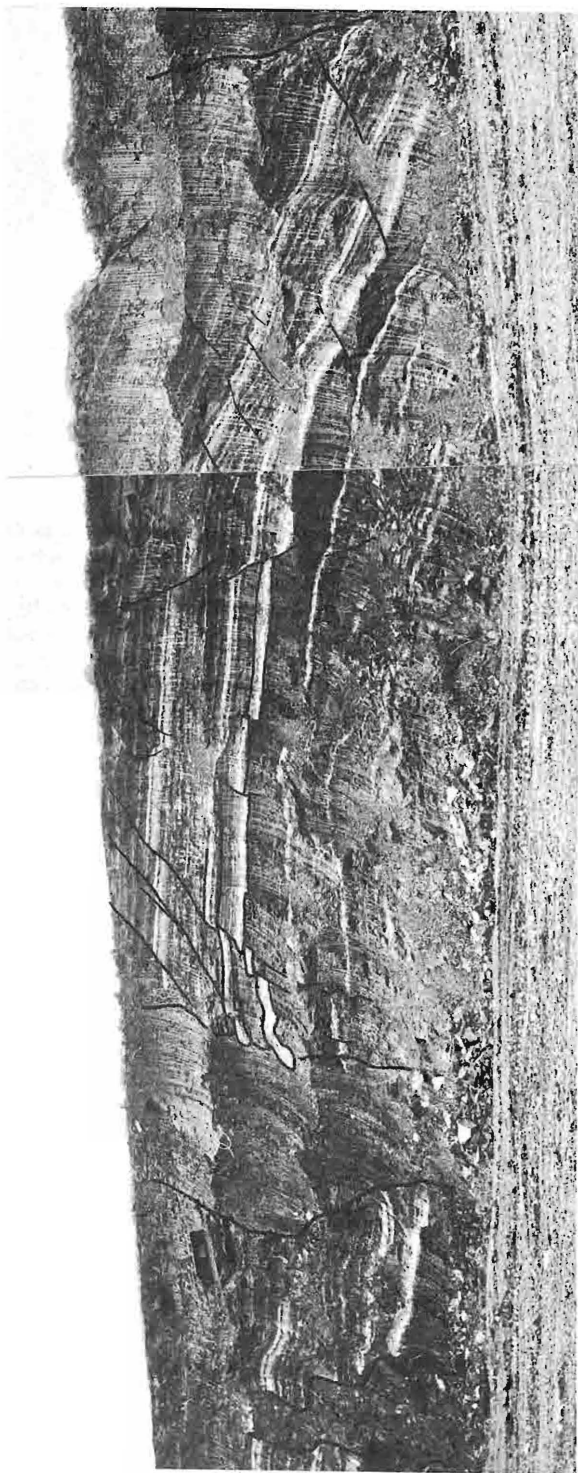


Fig. 15

Marek JAROSIŃSKI — Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega w świetle analizy mezostrukturalnej

TABLICA II

Fig. 15. Szerokie strefy przesuwcze z kilkumetrowym przemieszczeniem pionowym. Oddzielają te strefy blok skalny porożcinany jest zespołami uskoków normalnych, których powierzchnie przemieszczone są poślizgami międzylawicowymi oraz zrotowane ugięciem fleksuralnym. Po lewej stronie widoczne lekkie podsunięcia ławic na uskokach normalnych. Wysokość skarpy 10 m; lokalizacja na fig. 9A

Figure shows the broad strike-slip zones with the vertical displacement of several meters. The block separating these zones is cut by sets of normal faults, the planes of which are displaced by the interbedded glide and bent by the flexural deflexion. Slight underthrusting of beds can be seen on the normal faults on the left side. The height of the scarp is 10 m; see Fig. 9A for the localization

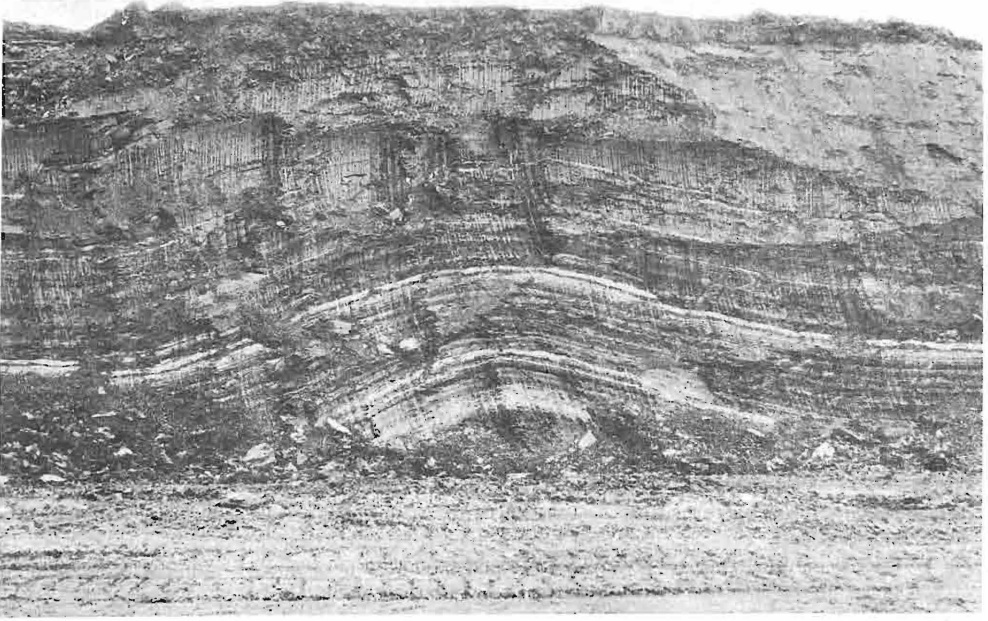


Fig. 16

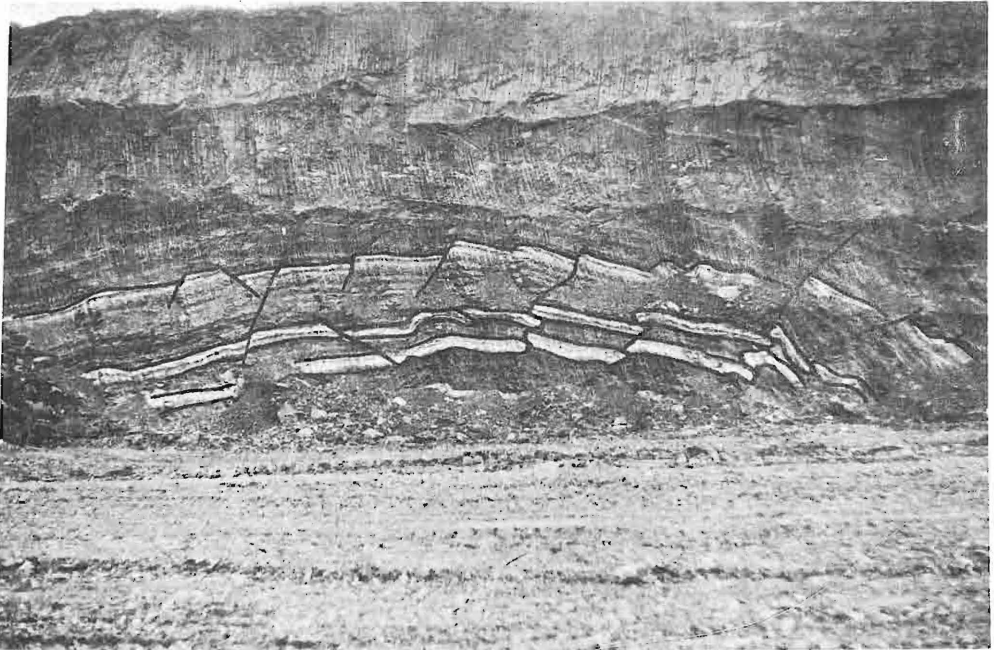


Fig. 17

Marek JAROSIŃSKI — Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzega w świetle analizy mezostrukturalnej

TABLICA III

- Fig. 16. Antyklinalne ugięcie ławic — bieg osi 30° , szerokość 20 m, wysokość 3 m; lokalizacja na fig. 9A
Anticlinal deflection of layers can be seen — the run of axis is 30° , breadth — 20 m, height — 3 m; see Fig. 9A for the localization
- Fig. 17. Szeroka antyklina (bieg osi 38°) rozcięta zespołem uskoków normalnych — (20-30)/(45-55)S — z wtórnie podsuniętymi ławicami; wysokość skarpy 10 m; lokalizacja na fig. 9A
The figures shows the broad anticline (the run of axis is 38°) cut by the set of normal faults — (20-30)/(45-55)S — with secondary underthrust beds; height of scarp — 10 m; see Fig. 9A for the localization