

Wojciech WŁODARSKI<sup>1</sup>

## ANALIZA STRUKTURALNO-KINEMATYCZNA KOMPLEKSU DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH W STREFIE ROWU KLECZEWA (ELEWACJA KONIŃSKA, WSCHODNIA WIELKOPOLSKA)

**Abstrakt.** Przedmiotem artykułu jest analiza strukturalno-kinematyczna kompleksu deformacji glaciektonicznych, wyodrębniającego się jako osobne piętro strukturalne w strefie rowu Kleczewa (elewacja konińska). Analiza makrostrukturalna pozwoliła zdefiniować trzy podjednostki strukturalne A, B i C. Analiza strukturalno-kinematyczna mezostruktur wykazała znaczące różnice w rozwoju strukturalnym poszczególnych podjednostek. Podjednostkę strukturalną A reprezentują głównie fałdy i nasunięcia, rozwijające się w polu kompresji horyzontalnej przed czołem nasuwającego się lądolodu zlodowacenia odry. Deformacjom podlegały głównie osady starsze od zlodowacenia odry, tj. iły formacji poznańskiej miocenu górnego, węgle brunatne formacji poznańskiej miocenu środkowego a podrzędnie gliny T1 zlodowacenia południowopolskiego. Niewielki udział w deformacjach miały dolne partie serii glaci-

fluwialnej z Józwiną z fazy anaglacjalnej zlodowacenia odry. Podjednostka strukturalna B obejmuje wyższe partie serii glacifluwialnej z Józwiną, które przykrywają, a miejscami rozcinają erozyjnie, struktury podjednostki A. Osady podjednostki B są pocięte uskoka-  
mi normalnymi powstałymi w efekcie pionowych przemieszczeń podścielających je struktur podjednostki A. Podjednostka strukturalna C jest reprezentowana głównie przez struktury wskazujące na ścinanie proste w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej w warunkach subglacialnych. Obejmuje ona glinę T2 zlodowacenia odry oraz strefy kontaktu z podłożem. Pod względem mezostruktur glina T2 reprezentuje melanż typu *block in matrix*. Podrzedną rolę w rozwoju strukturalnym podjednostki C odgrywała ekstensja horyzontalna w efekcie aktywizacji makrostruktur podłoża w trakcie rozpadu lądolodu zlodowacenia odry.

**Słowa kluczowe:** geologia strukturalna, glaciektonika, zlodowacenie odry, elewacja konińska.

### WSTĘP

W artykule przedstawiono wyniki analizy strukturalno-kinematycznej kompleksu deformacji glaciektonicznych. Przeprowadzona rekonstrukcja pól odkształceń i paleonaprężeń zmierza do wykazania, że w czasie pojedynczego cyklu glacialnego rozwijały się różnorodne struktury deformacyjne związane z dynamicznym, a następnie statycznym oddziaływaniem lądolodu na osady. Podstawę analizy stanowi bogaty materiał obserwacyjny zebrany z odkrywek Kopalni Węgla Brunatnego Konin SA w Kleczewie w latach 1998–2003. Odkrywki zlokalizowano w strefie młodolpejskiego rowu Kleczewa (w jego północnej części) na elewacji konińskiej. Materiał badawczy obejmuje dane dotyczące orientacji: 134 powierzchni nasunięć I i II rzędu, 60 uskoków normalnych, 1556 drobnych spękań ścięciowych oraz 133 spękań cioso-

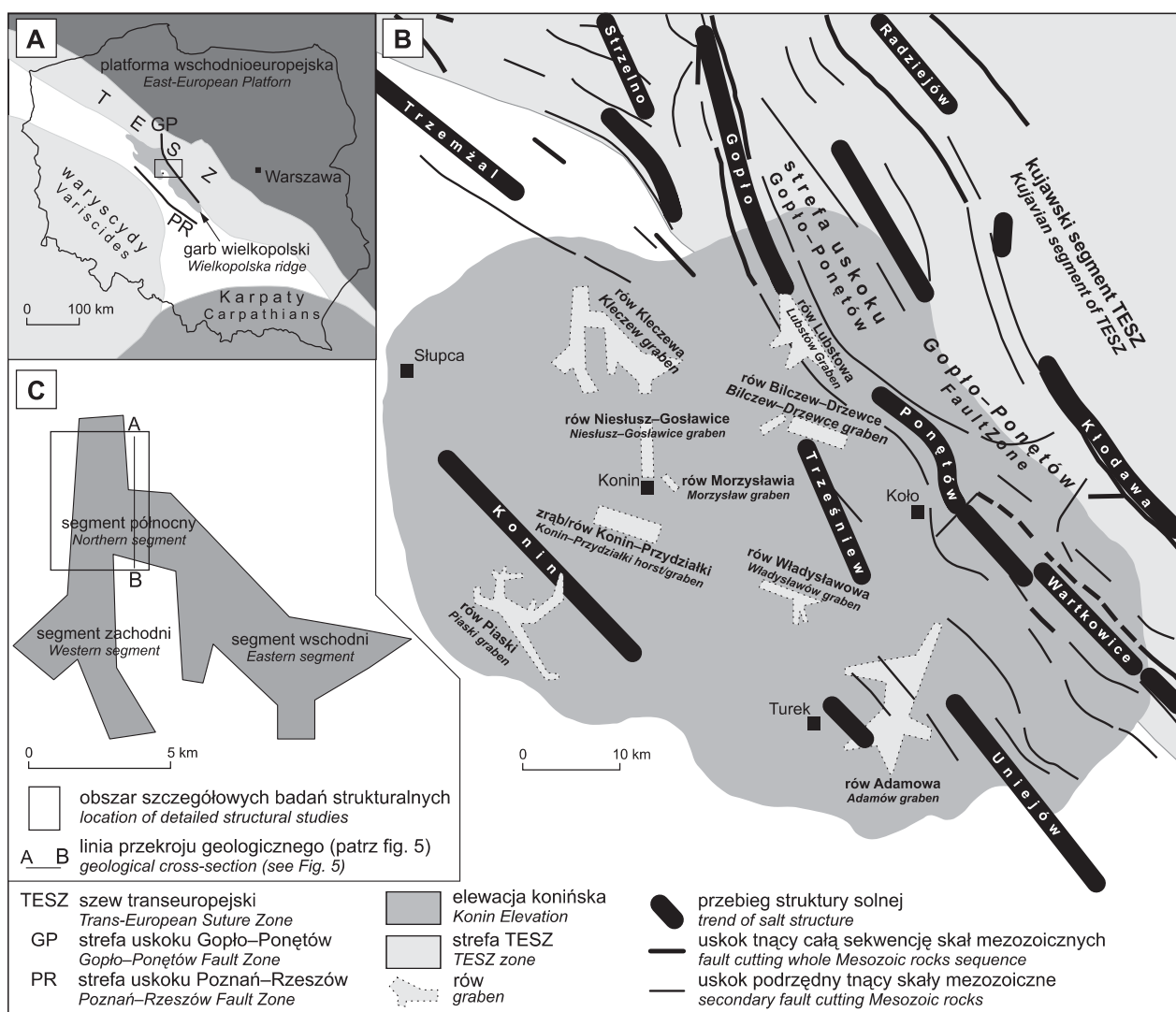
wych. Przeanalizowano również 1451 profili otworów wiertniczych poszukiwawczych i hydrogeologicznych, rozmieszczonych na obszarze badań w siatce o wymiarach 200 × 200 m. Na ich podstawie wykonano mapy strukturalne głównych jednostek litostratygraficznych neogenu i czwartorzędu, występujących w obrębie kompleksu deformacji glaciektonicznych lub bezpośrednio go podścielających. Dodatkowo profile otworów stały się podstawą do wykonania uproszczonego przekroju geologicznego przez północną część rowu Kleczewa. Przy analizie kinematycznej mezostruktur odwołano się głównie do paleodynamiki lądolodu zlodowacenia odry na badanym obszarze, w niewielkim zaś stopniu uwzględniono architekturę alpejskich struktur bezpośredniego podłoża.

<sup>1</sup> Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań; e-mail: wojtekw@amu.edu.pl

## SYTUACJA GEOLOGICZNA

Kompleks deformacji glaciektonicznych jest wykształcony w obrębie słabo utwardzonych osadów kenozoicznych, datowanych na miocen środkowy–złodowacenie odry. Kompleks ten występuje w strefie rowu Kleczewa, w północnej części elewacji konińskiej. Elewacja konińska stanowi część tzw. garbu wielkopolskiego (Marek, 1977) i jest zlokalizowana w strefie przykrawędziowej środkowego kujawskiego segmentu szwu transeuropejskiego (TESZ) (fig. 1A, B). Została ona zdefiniowana przez Krygowskiego (1952) jako obszar płytkiego zalegania stropu utworów mezozoiku, głównie margli i geiz mastrychtu dolnego. Elewacja konińska jest ograniczona od północnego wschodu

przez strefę uskoku Gopło–Ponętów, a od południowego zachodu przez strefę uskoku Poznań–Rzeszów (Marek, 1977; Dadlez, 1998). Strefy te są związane z głębokimi rozłamami śródkorupowymi lub rozłamami sięgającymi do górnego płaszcza (Dadlez, 1998; Guterch, Grad, 2000; Grad, Guterch, 2006). Przejawiały one aktywność tektoniczną o charakterze przesuwczym zarówno w trakcie ruchów waryscyjskich, jak i alpejskich, aż po okres inwersji tektonicznej strefy TESZ podczas mastrychtu i paleogenu (Dadlez, 1998). Przypuszcza się, że w przypadku strefy uskoku Poznań–Rzeszów taka aktywność może zachodzić do dnia dzisiejszego (Stec, Siata, 1999).



**Fig. 1. Pozycja geologiczna obszaru badań**

**A.** Ogólny szkic tektoniczny obszaru Polski (według Dadleza, 1998; zmodyfikowany); czarna ramka – położenie elewacji konińskiej. **B.** Szkic strukturalny elewacji konińskiej zestawiony na podstawie opracowań Marka (1977) oraz Widery (1998). **C.** Geometria rowu Kleczewa; czarna ramka – miejsce szczegółowych badań strukturalnych; linia A–B – przebieg przekroju geologicznego (patrz figura 5)

### Geological setting of the study area

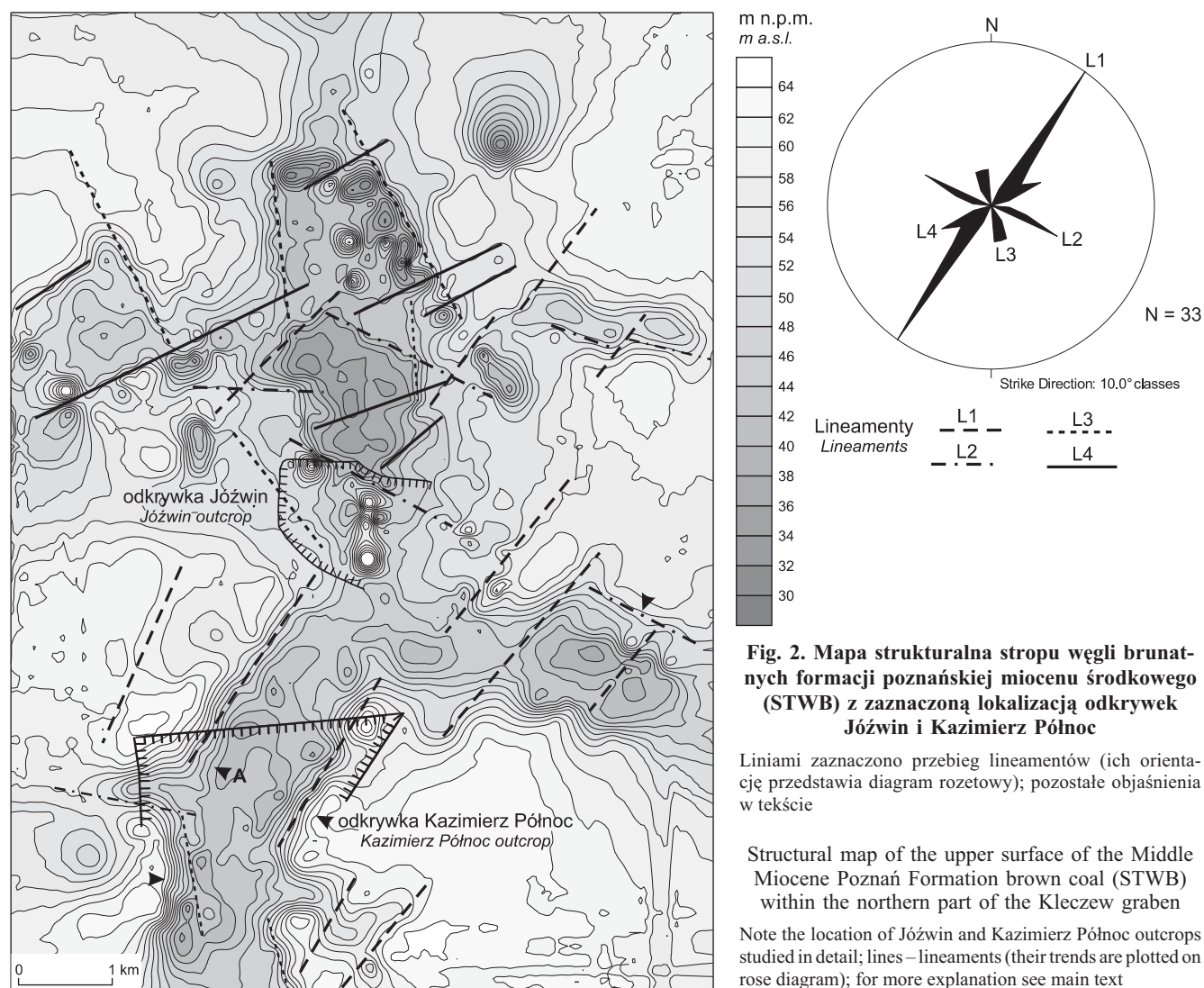
**A.** Tectonic sketch of Poland (after Dadlez, 1998; modified) showing location of the Konin Elevation (see black frame). **B.** Structural sketch of the Konin Elevation, compiled from structural maps and sketches after Marek (1977) and Widera (1998). **C.** Sketch map of the Kleczew graben; black frame – location of detailed structural studies; A–B line – location of geological cross-section (see Figure 5)

Szczegółowy obraz strukturalny stropu utworów mezozoiku elewacji konińskiej przedstawiony przez Wierę (1998) pokazuje, że rzędna zalegania stropu waha się od 116 m n.p.m. w okolicach Turku do 180 m p.p.m. w rowie Lubstowa, przy wartości średniej około 60 m n.p.m. Tak duże zróżnicowanie morfologiczne tej powierzchni wynika częściowo z obecności w jej obrębie szeregu lokalnych struktur o charakterze rowów i zrębów, w tym również rowu Kleczewa. Struktury te rozciągają się głównie w kierunkach WNW–ESE, NW–SE, N–S do NNE–SSW, a podrzecznie w kierunku WSW–ENE (fig. 1B). Ich orientacja oraz przestrzenne rozmieszczenie nie wykazują bezpośredniego związku ze strukturami głębszego podłoża, to znaczy z osiami struktur solnych czy uskokiemi tnącymi całą sekwencję skał mezozoicznych. Wyjątek stanowi rów Lubstowa, który rozciąga się w bezpośrednim przedłużeniu struktury solnej Gopła.

Rów Kleczewa reprezentuje dość złożoną strukturę, w której obrębie można wydzielić trzy segmenty: wschodni o rozciągłości NW–SE, zachodni o rozciągłości NNE–SSW oraz segment północny o rozciągłości WNW–ESE (fig. 1C). Segment północny stanowi element łączący segmenty zachodni i wschodni.

Intensywna subsydencja w obrębie rowu Kleczewa zaznaczyła się szczególnie w trakcie sedimentacji węgla brunatnych i iłów formacji poznańskiej w okresie od miocenu środkowego do górnego (Widera, 1998). O ile subsydencję w miocenie środkowym warunkowała tektonika, o tyle w miocenie górnym mogła być podyktowana samą tylko kompaktacją węgla brunatnych. Osady plejstocenu nie wykazują żadnych znaczących zmian miąższości, które wskazywałyby na subsydencję rowu Kleczewa w tym okresie. Nie można jednak wykluczyć pewnej aktywności tektonicznej tego rowu w plejstocenie, w świetle opisanych w literaturze przykładów pionowych przemieszczeń osadów miocenu i plejstocenu w obrębie sąsiednich rowów i zrębów elewacji konińskiej (Widera, 1998; Stankowski, 2000).

Analizę strukturalno-kinematyczną kompleksu deformacji glacitektonicznych przeprowadzono na podstawie makro- i mezostuktur, które były rejestrowane w ścianach dwóch odkrywek Kopalni Węgla Brunatnego Konin SA – Józwin i Kazimierz Północ. Obydwie odkrywki są położone w północnej części strefy rowu Kleczewa (fig. 1C, 2).



## ARCHITEKTURA KOMPLEKSU DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

## CHARAKTERYSTYKA MAKROSTRUKTURALNA

Kompleks deformacji glacitektonicznych wyraźnie wyodrębnia się w budowie geologicznej utworów neogenu i czwartorzędu w strefie rowu Kleczewa. Obejmuje on zdeformowane w różnym stopniu osady kilku jednostek litostratygraficznych: przede wszystkim piaski, mułki i ropy formacji poznańskiej miocenu górnego; następnie gliny lodowcowe T1 zlodowacenia południowopolskiego; piaski, mułki i żwiry tzw. serii glaciłfuwalnej z Józwiną (faza anaglacjalna zlodowacenia odry); wreszcie gliny lodowcowe T2 zlodowacenia odry (Włodarski, 2000). Miejscami w deformacjach kompleksu biorą także węgle brunatne formacji poznańskiej miocenu środkowego. Geometria powierzchni spągowych i stropowych jednostek litostratygraficznych występujących w obrębie kompleksu różni się znacząco od geometrii jednostek podłoża i nadkładu. Dobrze ilustrują to następujące mapy strukturalne:

- stropu węgla brunatnych formacji poznańskiej miocenu środkowego, a tym samym spągu ilów formacji poznańskiej miocenu górnego (STWB) (fig. 2);
- stropu ilów formacji poznańskiej miocenu górnego (STIP) (fig. 4A);
- spągu glin lodowcowych T2 zlodowacenia odry wraz z przylegającą doń strefą kontaktową (SPT2) (fig. 4B).

Dodatkowo zagadnienie to przedstawia uproszczony przekrój geologiczny wykonany na bazie wymienionych map strukturalnych oraz bezpośrednich obserwacji terenowych (fig. 5).

Powierzchnia strukturalna stropu węgla brunatnych formacji poznańskiej miocenu środkowego (STWB) charakteryzuje się obecnością szeregu połączonych ze sobą obniżień (fig. 2). Są to formy wyraźnie wydłużone o zmiennej szerokości – od kilkudziesięciu metrów do około 2 km. Ich dłuższe osie przebiegają w kierunkach NNE–SSW, WNW–ESE oraz N–S. Obniżenia są ograniczone kopalnymi skarpami, których wysokość zmienia się od około 10 do 24 m. Niektóre skarpy układają się w prostolinijne lineamenty o długości kilku kilometrów. Pod względem rozciągłości lineamenty te można pogrupować w cztery zespoły. Wśród nich dominują zespoły L1 o rozciągłości NE–SW oraz L2 o rozciągłości WNW–ESE. Podrzedną rolę odgrywają zespoły L3 i L4 o rozciągłościach odpowiednio NNW–SSE i WSW–ENE.

Niektóre skarpy i obniżenia występujące w południowej i środkowej części badanego obszaru mają bardziej regularny przebieg (fig. 2 – strzałki). Struktury te rozciągają się w kierunkach od NNE–SSW do NE–SW oraz WNW–ESE. Ich orientacja jest zgodna z ogólnym planem strukturalnym segmentu zachodniego i północnego rowu Kleczewa (por. fig. 1C). W odkrywcę Kazimierz Północ przeprowadzono bezpośrednie obserwacje ukształtowania powierzchni jednej ze skarpy, odsłoniętej w efekcie wypreparowania stropu węgla brunatnych w trakcie prac górniczych. Jest to skarpa ograniczająca od zachodu wydłużone obniżenie o rozciągłości NNE–SSW (fig. 2 – strzałka A). Na powierzchni tej skarpy występuje szereg podrzędnych skarpy o wysokości od 2 do

4–5 m (fig. 3A). Rozciągają się one w kierunkach N–S do NNE–SSW czyli mniej więcej równoległe do przebiegu skarpy nadrzędnej. W ścianach odkrywki rozcinających skarpy podrzędnej można zaobserwować, że skarpy podrzędne mają związek z fleksurami lub strefami uskoków normalnych (fig. 3B). Wzdłuż tych struktur strop węgla brunatnych jest zrzucany zgodnie z kierunkiem nachylenia skarpy nadrzędnej.

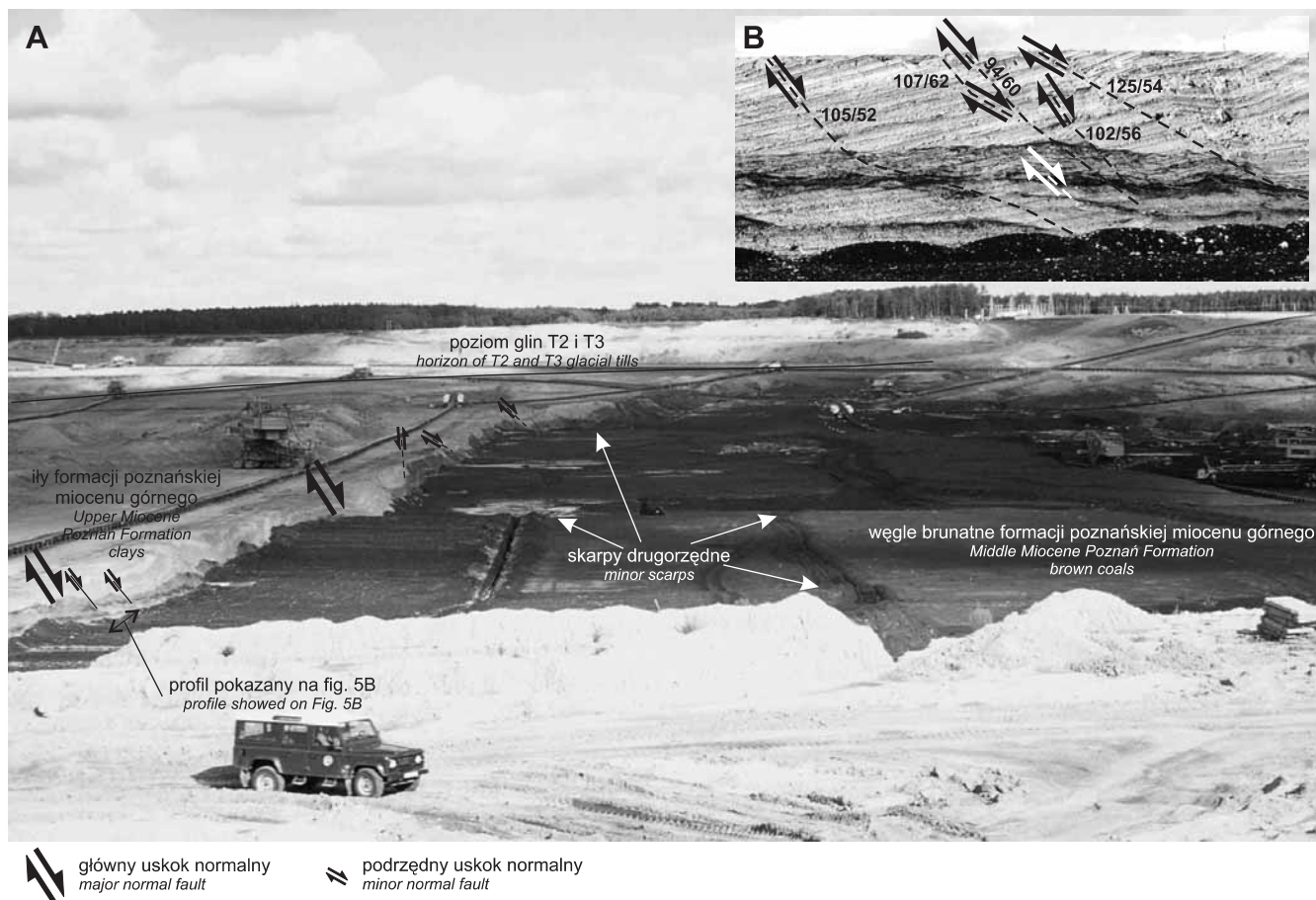
Zupełnie odmienne jest ukształtowanie powierzchni stropu ilów formacji poznańskiej miocenu górnego (STIP) (fig. 4A). Widoczne tutaj struktury pozytywne i negatywne reprezentują w planie formy owalne lub wydłużone. Struktury te występują pojedynczo lub współtworzą ciągi struktur. Ich średnia amplituda wynosi około 20 m. Dłuższe osie struktur bądź ich ciągów mają przebieg WNW–ESE lub NNE–SSW do NE–SW. Interesująco przedstawia się relacja między przebiegiem niektórych ciągów struktur pozytywnych a lokalizacją elementów morfologicznych STWB. Dotyczy to dużego ciągu struktur pozytywnych STIP rozciągającego się w poprzek badanego obszaru w kierunku WNW–ESE. Część środkowa i południowo-wschodnia tego ciągu nawiązują do przebiegu lineamentów zespołu L2 czytelnym na powierzchni STWB (fig. 4A – strzałki A i B).

Bezpośrednie obserwacje terenowe wskazują, że ropy formacji poznańskiej w obrębie makrostruktur pozytywnych charakteryzuje wysoki stopień zdeformowania, związany z rozwojem struktur fałdowo-nasuwczych (Włodarski, 2000). W wielu przypadkach w obręb tych struktur zostały włączone również węgle brunatne, gliny lodowcowe T1 oraz dolne części serii glaciłfuwalnej z Józwiną. W rzeczywistości makrostruktury pozytywne STIP odzwierciedlają bardziej złożone struktury pod względem litostratygraficznym, niż to wynika z analizy otworów wiertniczych. W dalszej części pracy powierzchnia strukturalna STIP oraz jej makrostruktury będą rozumiane w tym szerszym znaczeniu.

Powierzchnia strukturalna spągu glin lodowcowych T2 zlodowacenia odry wraz z przylegającą doń strefą kontaktową (SPT2) wykazuje wyraźne podobieństwo do ukształtowania powierzchni STIP (fig. 4B, 5). Występujące w jej obrębie struktury pozytywne i negatywne osiągają amplitudę dochodzącą do 20–30 m. Ich osie są zorientowane w kierunkach W–E do WNW–ESE, NNE–SSW oraz NNW–SSE, z tym że dominuje kierunek W–E do WNW–ESE. Również w przypadku tej powierzchni obserwuje się zgodny przebieg niektórych struktur lub ich ciągów względem lineamentów STWB (fig. 4B – strzałki A, B). Część struktur pozytywnych SPT2 jest zlokalizowana bezpośrednio nad drugorzędnymi obniżeniami STWB. Tego typu „inwersja” jest dobrze czytelna w przypadku ciągu struktur pozytywnych SPT2 rozciągającego się w kierunku NNW–SSE, w północnej części analizowanego obszaru (fig. 4B – strzałka C). W tym miejscu na powierzchni STWB występuje ciąg niewielkich, ale głębokich obniżień.

Gлина lodowcowa T2, obserwowana w mezoskali, wykazuje dość wysoki stopień zdeformowania, głównie w postaci drobnych spękań ścięciowych (Włodarski, 2003). Miejscami intensywne deformacje sięgają w obręb najwyższych części osadów bezpośrednio podścielających glinę T2 (Włodarski,





**Fig. 3. Odkrywka Kazimierz Północ, zlokalizowana w zachodnim segmencie rowu Kleczewa**

A. Widok ogólny w kierunku wschodnim, w poprzek głównej skarpy zachodniej STWB oznaczonej na figurze 2 strzałką A; na powierzchni STWB zaznaczają się drugorzędne skarpy morfologiczne o przebiegu NNE–SSW. B. Uskoki normalne tnące węgle i iły formacji poznańskiej bezpośrednio powyżej jednej z drugorzędnych skarpy

Kazimierz Północ outcrop located within western segment of the Kleczew graben

A. General view to the east across the western major scarp of the STWB indicated on Figure 2 by arrow A; note the characteristic minor scarps on the upper surface of the STWB which trend NNE–SSW. B. Normal faults cutting the brown coal and clays of the Poznań Formation exposed in the profile located directly above one of the minor scarps

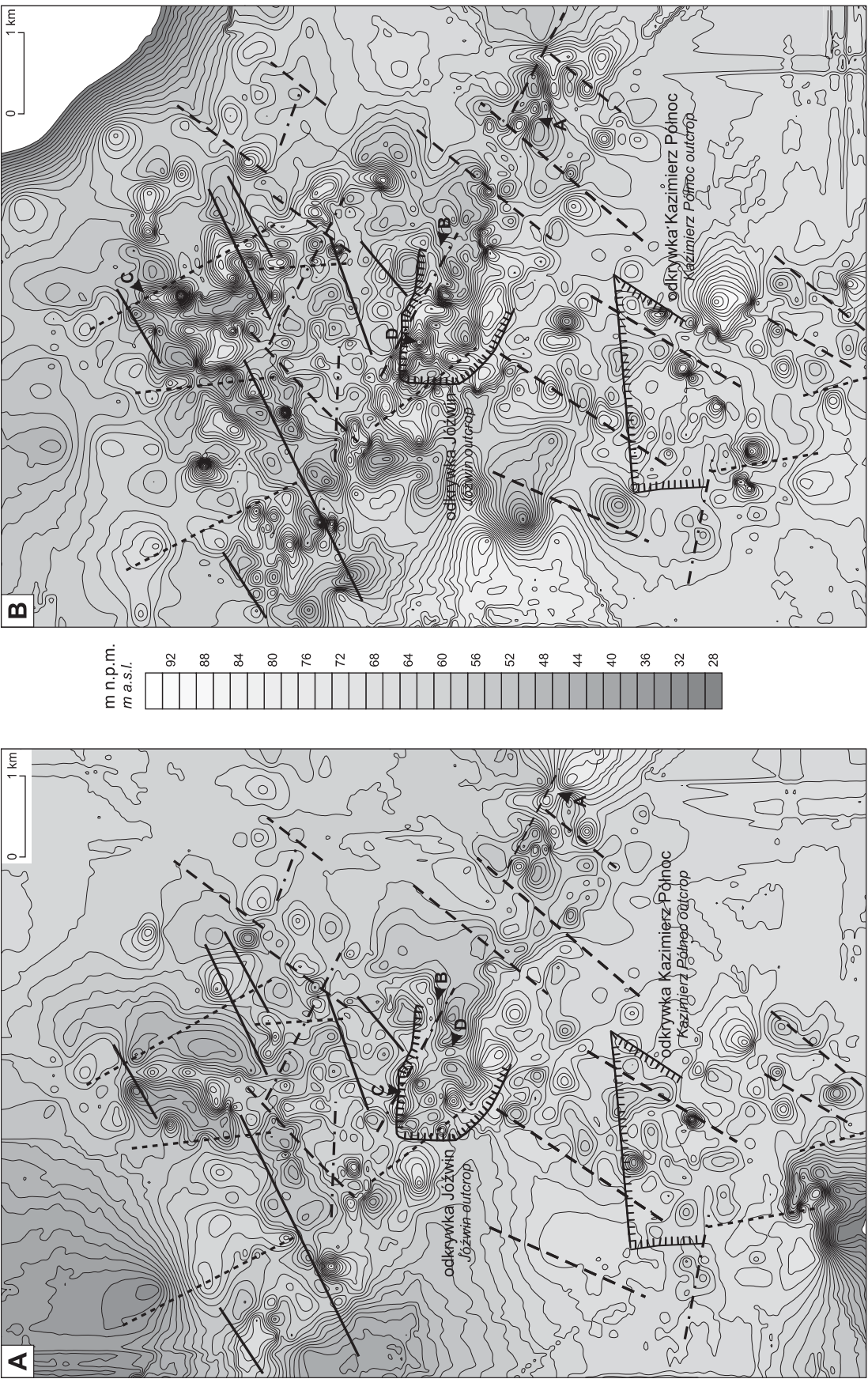
2000). Wykształcone w takich przypadkach strefy kontaktów deformacyjnych mają miąższość od kilkudziesięciu centymetrów do 2–4 m.

Strop gliny T2 zlodowacenia odry, a tym samym spąg gliny T3 zlodowacenia warty (STT2), nie został uchwyciony w profilach otworów wiertniczych. Przyczyną tego jest duże podobieństwo litologiczne obu glin lodowcowych oraz charakter kontaktu między nimi. Obserwacje terenowe wykazały, że gliny te często zalegają bezpośrednio jedna nad drugą bez przewarstwień piaszczysto-żwirowych. Ma to miejsce szczególnie w obrębie odkrywki Józwin. W takim przypadku jedynym wyznacznikiem stropu gliny T2 jest zwiększony udział porwaków podłoża oraz piaszczysto-żwirowe wypełnienia kanałów subglacialnych. Powierzchnia stropu gliny T2 jest wyrównana (fig. 5).

Przewarstwienia piaszczysto-żwirowe oddzielające poziomy glin lodowcowych napotymano w odkrywce Kazimierz Północ (Włodarski, 2003), a także w nowo eksploatowanej

odkrywce Józwin 2B, zlokalizowanej na północ od odkrywki Józwin (Zabielski, Gałązka, 2004). Przewarstwienia te mają niewielką miąższość – od kilku do 20–30 cm. Zalegają one mniej lub bardziej poziomo, jednak nie tworzą jednego ciągłego horyzontu. Ich maksymalna rozciągłość wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów.

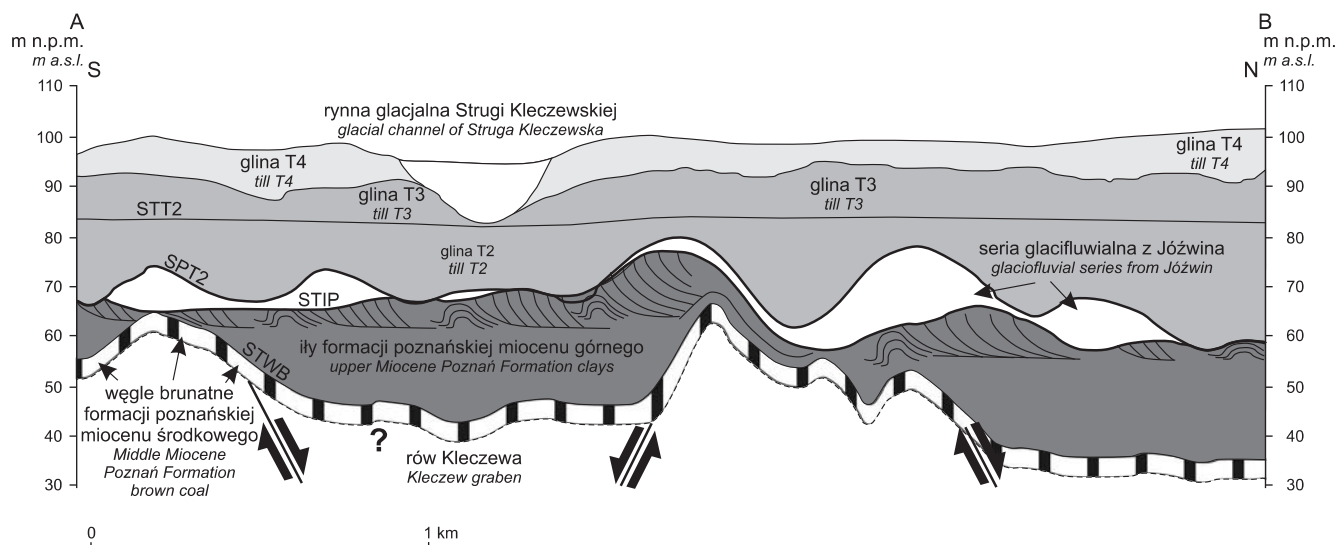
Powierzchnie strukturalne STIP oraz SPT2 kontaktują się bezpośrednio lub też są rozdzielone osadami reprezentującymi górną część serii glacyfluwalnej z Józwiną ze zlodowacenia odry (fig. 5). Z bezpośrednich obserwacji wynika, że osady te są słabo lub niezdeformowane w przeciwieństwie do osadów dolnej części serii glacyfluwalnej z Józwiną występujących w obrębie makrostruktur pozytywnych STIP (fig. 6). Jednostki sedymentacyjne górnej części pozostają w pierwotnej pozycji lub są wychylone pod niewielkim kątem, rzędu 20–30°, i są w mezoskali pocięte uskokami normalnymi, uskoki wysokokątowo odwróconymi oraz spękaniem ciosowymi (fig. 6). Kontakt między jednostkami sedymentacyjnymi



**Fig. 4. Mapy strukturalne powierzchni stropu ilów formacji poznańskiej miocenu górnego (STIP) (A) oraz spągu poziomu gliny T2 zlodowacenia odry (STT2) (B)**  
Dodatkowo zaznaczono lokalizację odkrywek Józwin i Kazimierz Północ oraz przebieg lineamentów czytelnych na powierzchni strukturalnej STWB (objaśnienia lineamentów na [figurze 2](#)); dodatkowe objaśnienia w tekście

Structural maps of both the upper surface of the Upper Miocene Poznań Formation clays (STIP) (A) and the bottom surface of the Odranian glacial till T2 (STT2) (B)  
Note the location of Józwin and Kazimierz Północ outcrops studied in detail and lineaments defined on the STWB structural surface (see [Figure 2](#)) for more explanation see main text



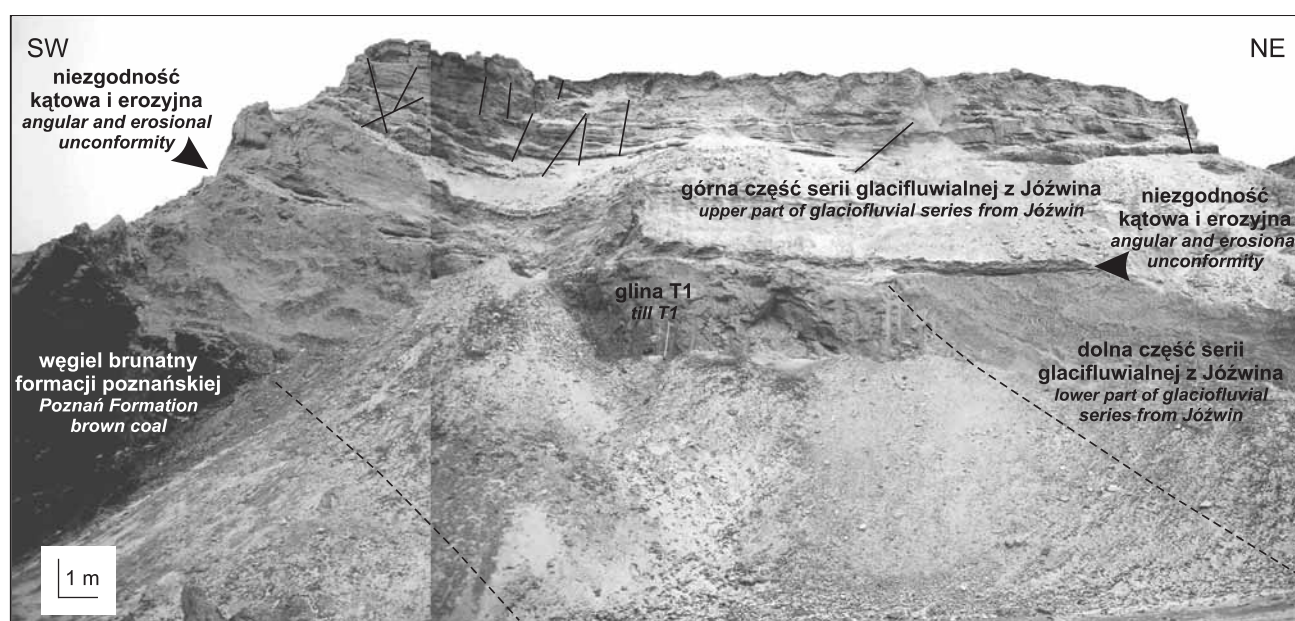


**Fig. 5. Uproszczony przekrój geologiczny przez północny segment rowu Kleczewa i obszary przyległe**

Przebieg przekroju zaznaczono na [figurze 2C](#)

Simplified cross-section trough the northern segment of the Kleczew graben and adjacent areas

Cross-section location is given on the [Figure 2C](#)



**Fig. 6. Niezgodność kąтова między osadami dolnej i górnej części serii glacifluwialnej z Józwin (odkrywka Józwin, listopad, 2001)**

Osady dolnej części są wychylone pod dużymi kątami, jednocześnie w pozycji zgodnej z nachyleniem skrzydła w jądrze fałdu zbudowanego z węgla brunatnych; osady górnej części w pozycji (sub)horyzontalnej są pocięte licznymi uskoki normalnymi (linie czarne ciągłe)

Angular unconformity between the lower and the upper part of the glaciofluvial series from Józwin (Józwin outcrop, November, 2001)

Note that the lower part is steeply dipping and concordant with the limb in fold core composed of brown coal; the upper part in (sub)horizontal position is dissected by numerous normal faults (black solid lines)

dolnej i górnej części serii glacyfluwialnej z Józwiną ma charakter przejściowy lub jest wykształcony w postaci niezgodności kątovej (fig. 6). Często występuje tutaj zjawisko erozyjnego rozcięcia makrostruktur pozytywnych STIP. W jednym przypadku zaobserwowano obecność cokołów erozyjnych (Włodarski, 2000).

Gliny lodowcowe T1 zlodowacenia południowopolskiego występują zazwyczaj we wtórnej pozycji (fig. 6), czyli w obrębie struktur fałdowo-nasuwczych związanych z makrostrukturami STIP. Tworzą one cienkie płyty o miąższości maksymalnej do 4 m i rozciągłości kilkunastu–kilkudziesięciu metrów. Tylko w niektórych przypadkach obserwowano gliny T1 leżące bezpośrednio pod gliną T2. Makroskopowe podobieństwo między tym glinami wykluczyło możliwość wykonania odrębnej mapy strukturalnej spągu lub stropu gliny T1 opartej na analizie profili otworów wiertniczych.

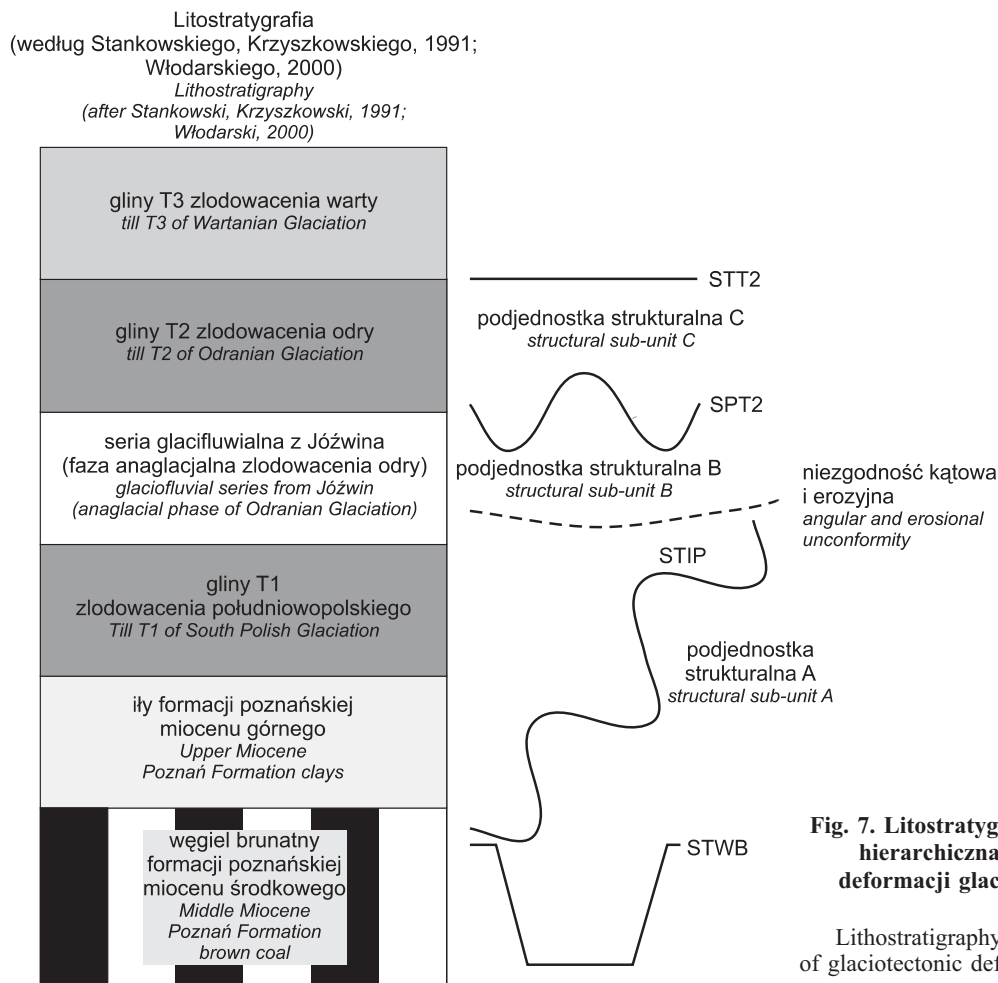
### INTERPRETACJA

Z przedstawionej powyżej charakterystyki powierzchni strukturalnych wyłania się piętrowy układ makrostruktur, w którym geometria makrostruktur STWB i STT2 całkowicie odbiega od geometrii wzajemnie podobnych makrostruktur

STIP i SPT2 (fig. 5). Przebieg i geometria dużej części makrostruktur STWB są zgodne z ogólnym planem strukturalnym północnej części rowu Kleczewa. Stąd też regularne skarpy oznaczone strzałkami na figurze 2 mogą odzwierciedlać przebieg stref uskoków ograniczających segmenty zachodni i północny rowu Kleczewa. Wskazują na to również tektoniczne uwarunkowania morfologii jednej z głównych skarp STWB, obserwowane w odkrywcze Kazimierz Północ (fig. 3).

W świetle przedstawionej powyżej charakterystyki makrostruktur można wysunąć wniosek, że analizowany kompleks deformacji glacitektonicznych ma charakter osobnego piętra strukturalnego z dobrze zdefiniowanymi granicami dolną i górną. Dolna granica w zasadniczym przebiegu nie schodzi poniżej powierzchni strukturalnej STWB poza miejscami, gdzie węgle brunatne są włączone w obręb struktur fałdowo-nasuwczych (makrostruktury pozytywne STIP). Górna granica jest zdefiniowana przez powierzchnię strukturalną STT2.

Ze względu na zróżnicowany stopień i charakter mezoskalowych deformacji utworów neogenu i czwartorzędu, rozdzielonych powierzchniami strukturalnymi STIP oraz SPT2, istnieje możliwość wydzielenia trzech podjednostek strukturalnych A, B i C (fig. 7). Podjednostki te stanowią elementy składowe analizowanego kompleksu deformacji glacitekto-





nicznych. Podjednostka strukturalna A jest zawarta między spagiem kompleksu deformacji glaciektonicznych a powierzchnią strukturalną STIP. Podjednostkę B ograniczają

powierzchnie STIP oraz SPT2. Podjednostka C obejmuje w całości poziom gliny T2 oraz strefy kontaktu deformacyjnego tej gliny z osadami podłoża.

## ANALIZA MEZOSTRUKTUR DEFORMACYJNYCH

Szczegółowymi badaniami mezostrukturalnymi zostały objęte podjednostki strukturalne A i C. Przedstawiono również przybliżony obraz strukturalny podjednostki B. W przypadku podjednostki A badania prowadzono w obrębie makrostruktury pozytywnej STIP o rozciągłości WNW–ESE (fig. 4A, strzałka C). Badania mezostruktur podjednostki C prowadzono w obrębie makrostruktury pozytywnej STT2 (fig. 4B, strzałka D). Jedynie mezostruktury podjednostki B zostały rozpoznane nad makrostrukturą STIP o orientacji NE–SW (fig. 4A, strzałka D). Przy charakterystyce niektórych mezostruktur uwzględniono ich podział na mezostruktury I i II rzędu. Podział ten jest podziałem roboczym, stosowanym w praktyce terenowych badań strukturalnych.

Orientacje powierzchni analizowanych mezostruktur zestawiono na diagramach rozetowych lub projekcjach stereograficznych równopowierzchniowych na dolną półkulę. Wykorzystano w tym celu oprogramowanie StereoNett, wersja 2.46 (Duyster, 2000). Dodatkowo, w programie Tectonics FP (Reiter, 2001) wykonano analizę uskoków i towarzyszących im rys ślizgowych na podstawie tzw. diagramu Angeliera.

### PODJDENOSTKA STRUKTURALNA A

W obrębie podjednostki strukturalnej A dominują fałdy oraz nasunięcia. Strukturalnym towarzyszą uskoki normalne, uskoki odwrócone i drobne ścięcia typu Riedla czy C–S.

Fałdy mają zróżnicowaną geometrię. Dominują fałdy stojące oraz pochylone, często z drugorzędnymi fałdami ciągnionymi w obrębie skrzydeł północnych (fig. 8A). W niektórych przypadkach struktury te przybierają formy obalone. Amplituda fałdów waha się w zakresie od kilku do kilkunastu metrów, natomiast długość fali jest rzędu kilkudziesięciu metrów. Głównym trzonem tych struktur są ility formacji poznańskiej, podrzędnie zaś węgle brunatne (fig. 8B). W jednym przypadku zaobserwowano ciągłe przejście fałdu stojącego w nasunięcie I rzędu wzdłuż jego rozciągłości. Osie fałdów mają głównie przebieg WNW–ESE, na co wskazuje projekcja stereograficzna normalnych do warstwowania w przykładowym fałdzie zbudowanym z węgla brunatnych (fig. 8B, por. projekcje stereograficzne fałdów na fig. 10).

Nasunięcia tworzą struktury nieciągłe I i II rzędu. Nasunięcia I rzędu rzadko występują pojedynczo. Najczęściej współtworzą one systemy nasunięć o podobnej wergencji. Jeden z takich systemów został szczegółowo rozpoznany na profilu przedstawionym na figurze 9 (ściana piątego poziomu kopalnianego). Zaobserwowano tam szereg nasunięć I rzędu, ograniczonych od dołu powierzchnią tzw. nasunięcia spagowego. Nasunął natomiast nasunięcia stropowego, które ograniczałoby od góry poszczególne nasunięcia I rzędu. Tym samym analizowany system nasunięć ma charakter stożka im-

brykacyjnego (Boyer, Elliott, 1982). Powierzchnia nasunięcia spagowego jest nieregularna i zaznacza się w obrębie dolnych partii iłów formacji poznańskiej, bezpośrednio wzdłuż kontaktu ility–węgle brunatne, a miejscami sięga kilka metrów niżej – w obręb samych węgli (fig. 9 – ściana szóstego poziomu kopalnianego). Powierzchnie nasunięć I rzędu oddzielają od siebie łuski, które charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym. Trzy łuski zbudowane z węgla brunatnych występują na przemian z łuskami składającymi się z iłów formacji poznańskiej i glin T1.

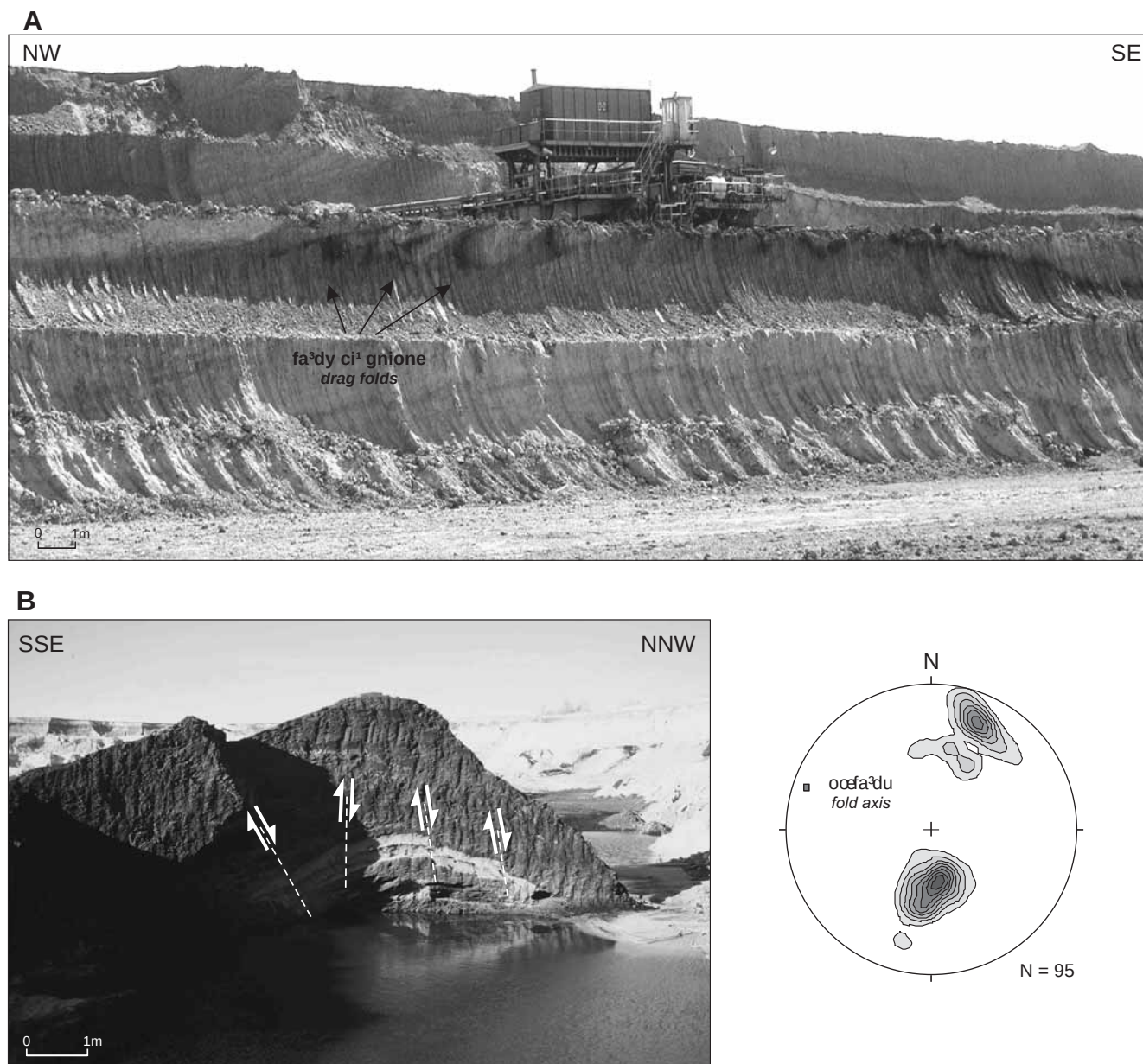
Prace kartograficzne wykonane na powierzchni czwartego i piątego poziomu kopalnianego (fig. 9) pozwoliły uchwycić przestrzenne ułożenie uskoków i nasunięć I rzędu obserwowanych w profilu. Wynikiem tych prac jest uproszczony szkic strukturalny przedstawiony na figurze 10. Ze szkicu wyłania się złożony obraz architektury nasunięć I rzędu.

Szczegółowe pomiary orientacji nasunięć I rzędu pozwalają wyróżnić w ich obrębie dwa zespoły. Jeden zespół nasunięć o orientacji WNW–ESE i maksymalnym nachyleniu 60–80° ku NNE wyraźnie dominuje. Podrzedną rolę odgrywają nasunięcia drugiego zespołu o rozciągłości NE–SW do ENE–WSW i maksymalnym nachyleniu 40–65° ku NW–NNW. Należy podkreślić, że kąty nachylenia poszczególnych nasunięć maleją w kierunku powierzchni nasunięcia spagowego.

Nasunięcia II rzędu towarzyszą nasunięciom I rzędu, bądź występują w obrębie samych łusek. W pierwszym przypadku zwykle mają one charakter nasunięć schodkowych o bardziej złożonej geometrii typu: spłaszczenie–rampa–spłaszczenie (Rauch, 2003). Wysokość rampy, mierzona prostopadle do powierzchni spłaszczeń, waha się od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m. Rampy są zgodnie nachylone względem sąsiadujących nasunięć I rzędu pod kątem 20–40°. Nasunięcia II rzędu układają się w dwa zespoły o dominujących kierunkach rozciągłości ENE–WSW i WNW–ESE, a podrzędnie NNE–SSW do NE–SW i W–E (fig. 10). Podobnie jak w przypadku nasunięć I rzędu, również i tutaj wartości kąta upadu są zróżnicowane w zależności od zespołu. W zespole o rozciągłości WNW–ESE kąty upadu zawierają się w przedziale 48–75° ku NNE, natomiast dla zespołu ENE–WSW typowe są kąty 35–70° ku NNW.

Analizowane nasunięcia I i II rzędu wskazują na dwa główne kierunki kompresji horyzontalnej, tj. NNE–SSW oraz NW–SE do NNW–SSE. Wysokie wartości maksymalnego nachylenia powierzchni nasunięć, szczególnie wśród nasunięć I rzędu o rozciągłości WNW–ESE, można wiązać z silnym skróceniem horyzontalnym.

Uskoki normalne reprezentują podrzędny typ mezostruktur w obrębie podjednostki strukturalnej A. Występują one w obrębie fałdów (fig. 8B) lub towarzyszą nasunięciom I rzędu (patrz fig. 13A). W tym drugim przypadku zapadają one



**Fig. 8. Fałdy w obrębie podjednostki A**

**A.** Szerokopromienny fałd wykształcony w ilach formacji poznańskiej miocenu górnego (odkrywka Kazimierz Północ, czerwiec 2003). W obrębie skrzydła lewego (północnego) obecne są drugorzędne fałdy ciążnione. **B.** Fałd średniopromienny zbudowany z węgla brunatnych formacji poznańskiej miocenu środkowego (zrekonstruowaną orientację osi fałdu przedstawia diagram konturowy normalnych do uławicenia) (odkrywka Józwin, listopad 2001). Na obu skrzydłach obecne są uskoki normalne tnące warstwę piasku

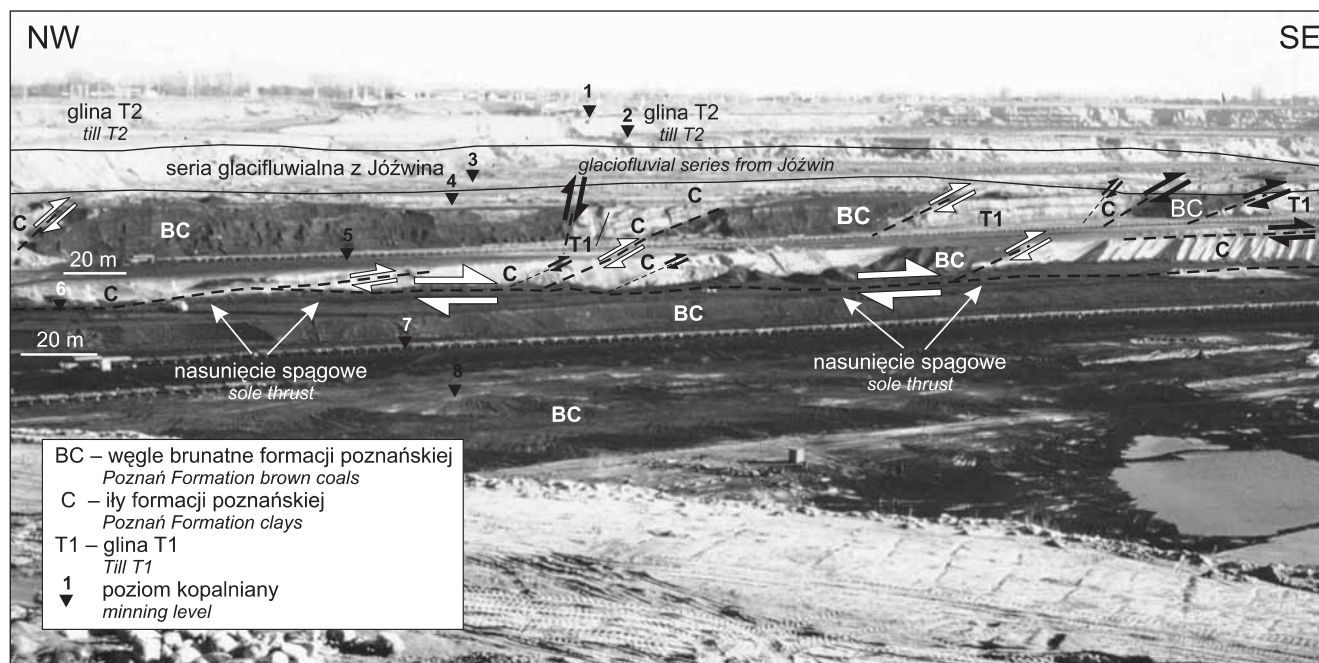
#### Folds within structural sub-unit A

**A.** Gentle fold developed within Poznań Formation Upper Miocene clays (Kazimierz Północ outcrop, June, 2003). The limb on the left represents more complex internal structure related to drag folds and minor trusts occurrence. **B.** Close fold composed of the Middle Miocene Poznań Formation brown coal (Józwin outcrop, November, 2001). Note the stereographic plot showing orientation of fold axis reconstructed on the basis of contoured normals to bedding in brown coal. Within two opposite fold limbs, the brown coal beds are dissected by normal faults

w przeciwnym kierunku niż sąsiadujące nasunięcia. Odwzorowano to na zbiorczej projekcji stereograficznej uskoków normalnych (fig. 11). Struktury te grupują się w dwa główne zespoły uskoków o rozciągłości N-S do NNW-SSE oraz W-E do NE-SW (fig. 10, 11). Zapadają one głównie pod zmiennym kątem od 60 do 85° ku E-ENE i SSE-SE. Usko-

ków sprzężonych o przeciwnych kierunkach zapadania jest tutaj niewiele. Architektura uskoków normalnych wskazuje na ekstensję horyzontalną zorientowaną w kierunkach E-W do WSW-ENE oraz N-S do NW-SE.

Uskok przesuwczy został wykartowany na powierzchni IV poziomu kopalnianego jako nieciągłość, wzdłuż której



**Fig. 9.** System nasunięć złożony z kilku łusek o odmiennej, powtarzalnej litologii (odkrywka Józwin, listopad 2001)

Na uwagę zasługuje powtarzalna sekwencja warstw węgla brunatnego formacji poznańskiej miocenu środkowego, ilów formacji poznańskiej miocenu górniego oraz gliny T1 ze zlodowaceń południowopolskich

Thrust system composed of several thrust sheets from the Józwin outcrop (November, 2001)

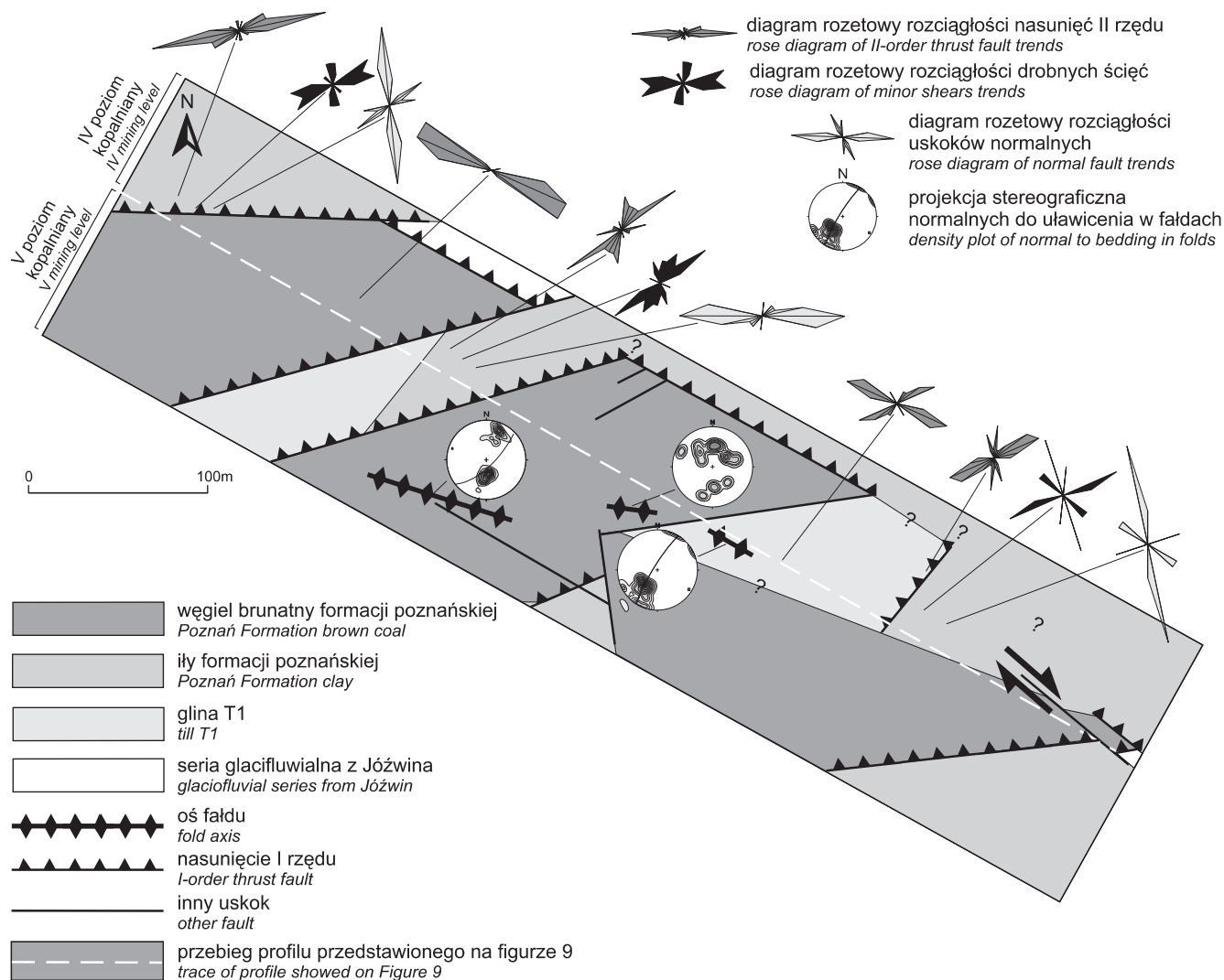
Note the alternate layers of the Middle Miocene Poznań Formation brown coals, Upper Miocene Poznań Formation clays as well as the glacial tills T1 of the South Polish Glaciations

fragmenty łuski węglowej uległy wzajemnemu przesunięciu (fig. 10). Wielkość ślizgu biegowego oszacowano na kilkanaście metrów. Rozciągłość tego uskoku ma orientację NW–SE.

Powierzchnie analizowanych nasunięć i uskoków normalnych w wielu przypadkach mają charakter luster tektonicznych. Dotyczy to szczególnie struktur, które rozwinęły się w obrębie ilów formacji poznańskiej oraz wzdłuż ilastych przewarstwień w węglach brunatnych. Dodatkowo na kontaktach ilów formacji poznańskiej z piaskami serii glaciofluwialnej z Józwin pojawiają się rysy ślizgowe (fig. 12 A). Ich orientacja jest nie tylko równoległa czy prostopadła do rozciągłości nasunięć i uskoków normalnych, ale również skośna. Pozwala to wskazywać na bardziej złożoną kinematykę uskokowania o charakterze zrzutowo-przesuwczym. Pozostaje kwestia otwartą, czy był to proces pierwotny, czy należy go wiązać z wtórną reaktywacją nasunięć i uskoków normalnych w odmiennym polu odkształceń/paleonaprężeń. Prezentowany na figurze 12B tzw. diagram Angeliera pokazuje projekcję stereograficzną nasunięć II rzędu wraz z rysami ślizgowymi. Te ostatnie mają przebieg wyraźnie skośny względem kierunku zapadania nasunięć. Zakładając dla tego przypadku dwuetapowy rozwój uskokowania, w pierwszym etapie mogły rozwinąć się nasunięcia w polu kompresji horyzontalnej na kierunku W–E, w drugim etapie mogło dojść do reaktywacji tych nasunięć jako uskoków inwersyjno-przesuwczych w polu kompresji horyzontalnej działającej w kierunku NNE–SSW.

W wielu miejscach bezpośrednio poniżej nasunięć I rzędu wykształciły się strefy bardziej penetratywnych odkształceń ścięciowych, nierzadko o charakterze mezoskalowych melanżów typu C–S (fig. 13). Melanże tego typu należy rozumieć jako strefy intensywnego ścinania prostego, w których rozwijająca się gęsta sieć drobnych ścięć nawiązuje swoją geometrią do foliacji typu C–S znanej z mylonitów, a także do ścięć Riedla obserwowanych powszechnie w strefach kruchych uskoków (Kusky, Bradley, 1999) (fig. 13C). Mezoskalowy melanż typu C–S, przedstawiony na figurze 13 A i B, jest wykształcony poniżej nasunięcia o rozciągłości W–E. Na uwagę zasługują liczne porwaki tektoniczne węgla brunatnych tkwiące w obrębie ilów formacji poznańskiej. Zaobserwowano tutaj ścięcia typu R, C i S (fig. 13B, C), które reprezentują ścięcia syntetyczne względem kinematyki ścinania prostego wzdłuż nadrzędnych powierzchni nasunięć ograniczających melanż. Ścięcia typu R są ustawione konsekwentnie pod kątem około 15° względem nadrzędnych powierzchni nasunięć. Z kolei ścięcia typu S są nachylone pod kątem 15–30°, ale w pozycji obsekwentnej. Neutralną pozycję wykazują ścięcia typu C. Są one nachylone pod kątem zbliżonym do kąta nadrzędnych powierzchni nasunięć. Ścięcia typu C i S oraz powierzchnie nasunięć II rzędu towarzyszące temu melanżowi (ścięcia typu Y) rozciągają się w kierunku WNW–ESE i są równoległe do biegu nadrzędnych nasunięć (fig. 13B). Podobnie jest z lineacją intersekcyjną z przecięcia się tych drobnych ścięć, która dodatkowo występuje w pozycji horyzontalnej.





**Fig. 10.** Szkic strukturalny IV i V poziomu kopalnianego odkrywki Józwin opracowany na podstawie szczegółowej analizy strukturalnej profilu pokazanego na figurze 9 oraz wykartowanych uskoków i nasunięć I rzędu

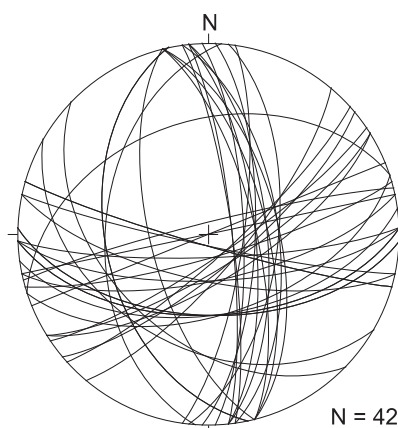
Diagramy rozetowe przedstawiają orientację nasunięć II rzędu, drobnych ścięć oraz uskoków normalnych w poszczególnych łuskach. Projekcje stereograficzne odnoszą się do orientacji uławicenia w wybranych fałdach. Na każdej projekcji zaznaczono orientację osi fałdu

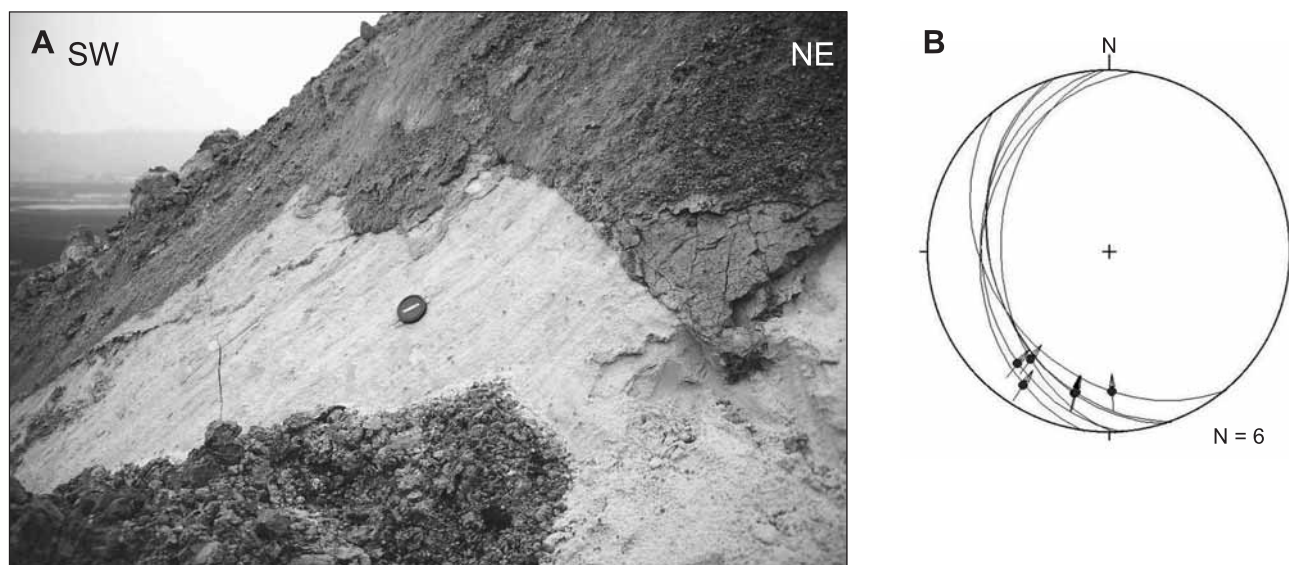
Structural sketch of glaciotectonic deformations observed within IV and V mining level of the Józwin outcrop obtained from both the detailed structural analysis of the profile showed on Figure 9 and the mapping of I-order faults and thrusts

Rose and density diagrams show orientation of the II-order thrust faults, minor shears and normal faults measured within individual thrust sheets

**Fig. 11.** Projekcja stereograficzna uskoków normalnych zaobserwowanych w obrębie podjednostki strukturalnej A

Stereographic projection of the normal faults within the A structural sub-unit





**Fig. 12. A. Powierzchnia uskoku normalnego z rysami ślizgowymi o przebiegu prostopadłym do biegu uskoku (odkrywka Józwin, czerwiec, 2000). B. Diagram Angeliere przedstawiający projekcję nasunięć z rysami ślizgowymi**

**A.** Normal fault surface with straight striaes oriented perpendicularly to the fault strike (Józwin outcrop, June, 2000).

**B.** Angelier diagram showing stereographic plot of fault-striae data from thrust faults

Jedynie ścięcia typu R wykazują odmienny kierunek rozciągłości. Można zatem wskazać na podobieństwo między kinematyką ścinania prostego w obrębie melanżu a ścinaniem wzdłuż otaczających go nasunięć. W obydwu przypadkach było to ścinanie o zwrocie góra ku SSE. Zaprezentowany przykład zgodnej kinematyki ścinania nie jest odosobniony dla podjednostki strukturalnej A, choć zaobserwowano również przypadki bardziej dyskusyjne. Na przykład na [figurze 14](#) przedstawiono mezoskalowy melanż typu C–S, w całości wykształcony w obrębie węgla brunatnych, bezpośrednio poniżej nasunięcia I rzędu. Nasunięcie to oddziela węgle brunatne od gliny T1. Rozciąga się w kierunku NNE–SSW. Dodatkowo obecne są nasunięcia II rzędu, o podobnej orientacji co nasunięcie I rzędu, które przecinają analizowany melanż. Liczne ścięcia występujące w obrębie melanżu tworzą gęstą sieć o anastomozującym układzie. W obrębie tych ścięć zaznaczają się jasnoszare przewarstwienia ilów, które wewnętrznie są również pościnałe. Ścięcia układają się w dwa zespoły: zespół ścięć typu S o rozciągłości NW–SE oraz zespół ścięć typu C' (R) o rozciągłości WSW–ENE. Jak widać z projekcji stereograficznej ([fig. 14](#)) lineacja intersekcyjna z przecięcia się powierzchni ścięć jest nachylona pod kątem kilkunastu czy kilkudziesięciu stopni ku SSW. Jest to kierunek zgodny z rozciągłością nasunięć I i II rzędu, a różnice wynoszą kilka–kilkanaście stopni. Powyższe obserwacje wskazują na bardziej złożoną kinematykę ścinania prostego w obrębie tego melanżu, o zwrocie góra ku ESE, przy czym wektor ścinania był zorientowany skośnie względem rozciągłości nadrzędnych nasunięć. Tym samym przemieszczenia wzdłuż nasunięć mogły mieć charakter inwersyjno-przesuwczy.

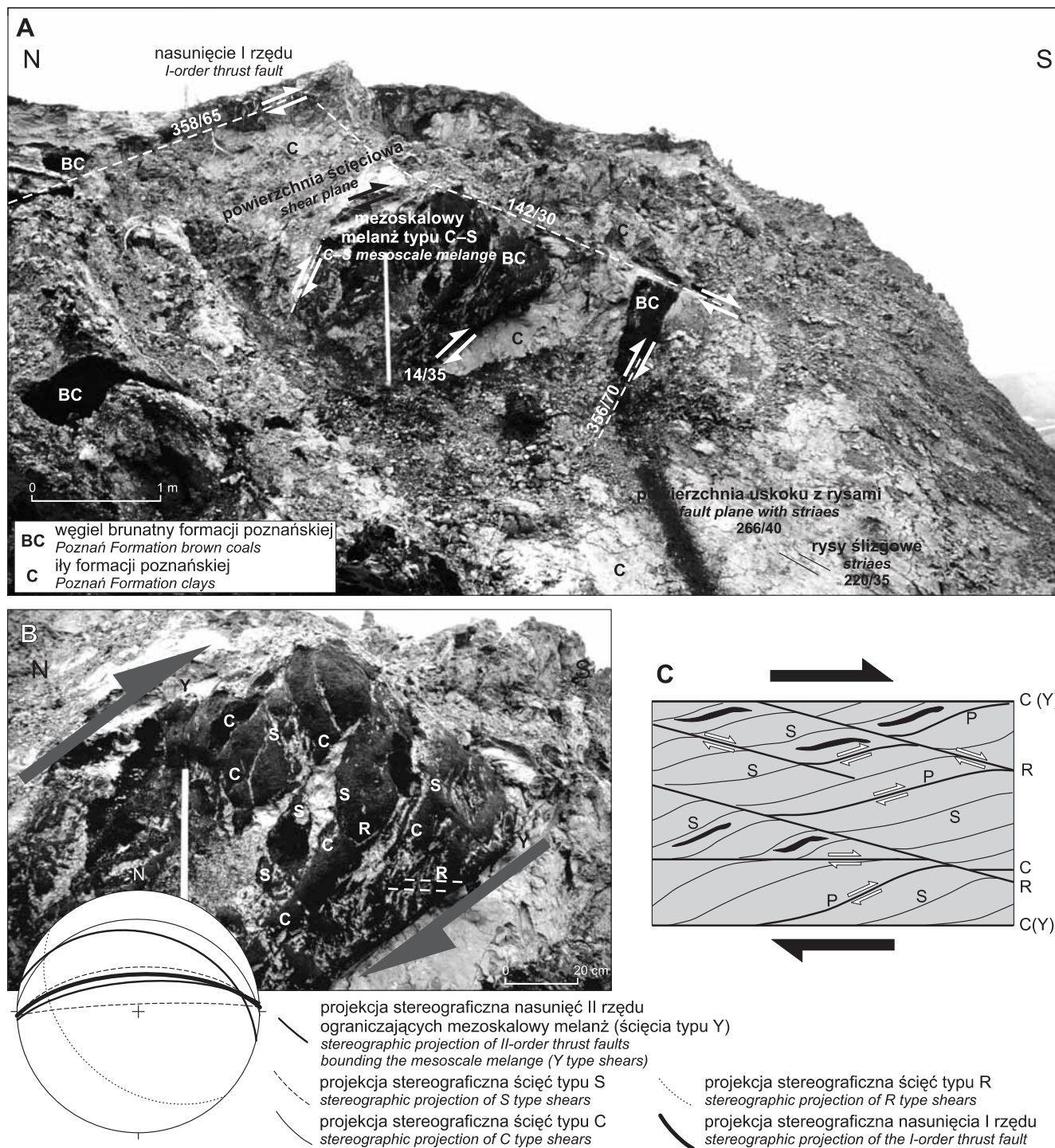
Zbiorcze zestawienie orientacji wszystkich przeanalizowanych powierzchni drobnych ścięć budujących mezoskalowe melanże typu C–S pozwala pogrupować je w dwa systemy ([fig. 10](#)). Pierwszy obejmuje ścięcia o rozciągłości od ENE–WSW do

WNW–ESE i kinematyce ścinania typu góra ku S. Z kolei drugi system reprezentuje ścięcia o rozciągłości od N–S do NNE–SSW i kinematyce ścinania typu góra ku E. Podobnie jak w przedstawionych powyżej przykładach, kinematyka ścinania jest zgodna z kinematyką nasunięć I i II rzędu. Określenie wzajemnej superpozycji między ścięciami obydwu systemów na tym etapie badań nie było możliwe.

#### PODJEDNOSTKA STRUKTURALNA B

W obrębie podjednostki strukturalnej B dominują uskoki normalne, a podrzędnie występują uskoki wysokokątowe odwrócone ([fig. 6](#)). Reprezentują one zarówno mezostruktury I, jak i II rzędu. Dodatkowo zaobserwowano obecność spękań ciosowych. Uskoki I rzędu często układają się w charakterystyczne systemy wachlarzowe, których geometria nawiązuje do makrostruktur podjednostki strukturalnej A. Uskoki normalne są nachylone zgodnie z nachyleniem makrostruktur podjednostki A, natomiast uskoki wysokokątowe odwrócone przyjmują nachylenie w kierunku przeciwnym. Architektura uskoku normalnych była analizowana tylko w jednym przypadku, bezpośrednio ponad jedną z makrostruktur pozytywnych STIP o osi NE–SW ([fig. 4A](#), strzałka D). Zaobserwowano tam występowanie pięciu zespołów uskoku oznaczonych jako Z1, Z2, Z3, Z4 oraz Z5 ([fig. 15](#)). Ze względu na podobne kierunki rozciągłości oraz przeciwstawne upady, uskoki zespołów Z1, Z2 oraz Z3 i Z4 można zestawić w grupy uskoku sprzężonych – G1 i G2. Uskoki grupy G1 rozciągają się w kierunku N–S, natomiast uskoki grupy G2 w kierunku ENE–WSW. Uskoki zespołu Z5 nie mają sprzężonego odpowiednika. Rozciągają się one w kierunku WNW–ESE. Analizowane uskoki zapadają zwykle pod kątem około 60°, wyższe kąty – rzędu 80° – zaobserwowano jedynie w zespole Z5.





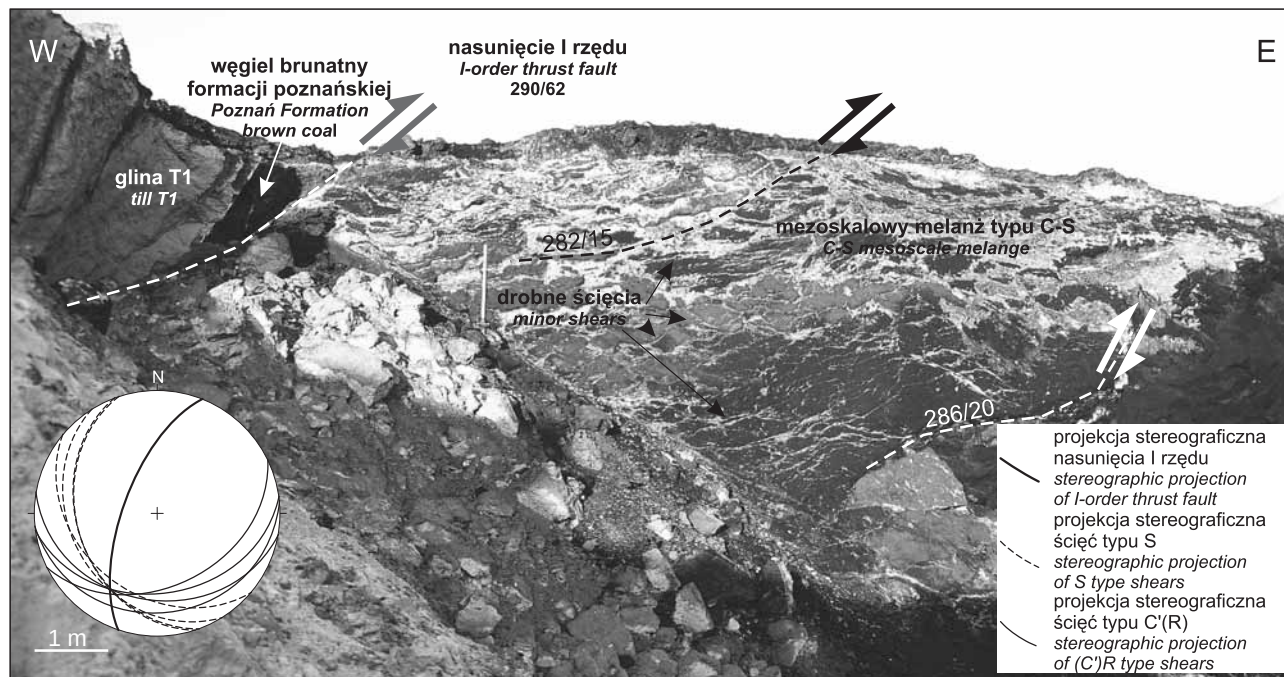
**Fig. 13.** Przykład strefy bardziej penetratywnych odkształceń ścięciowych poniżej nasunięcia I rzędu o rozciągłości W-E (odkrywka Józwin, listopad 2001)

**A.** Mezoskalowy melanz typu C-S. **B.** Gęsta sieć anastomozujących ścięć tnących ropy formacji poznańskiej miocenu górnego i węgle brunatne miocenu środkowego. Architektura ścięć typu C, S, R oraz Y widocznych na figurze prezentuje dodatkowo projekcja stereograficzna. **C.** Układ ścięć typu C(Y), S, P oraz C'(R) wzorcowy dla mezoskalowych melanz typu C-S (według Kusky, Bradley, 1999)

Example of more penetrative shears zone beneath the E-W-trending I-order thrust fault  
(Józwin outcrop, November, 2001)

**A.** C-S type mesoscale melange. **B.** Anastomosing shears densely cutting layers of the Upper Miocene Poznań Formation clays and the Middle Miocene Poznań Formation brown coals. The spatial arrangement of the C, S, R and Y type of shears visible in the photograph is additionally showed on the stereographic projection. **C.** Kinematic framework of C(Y), S, P and R shears as typical for the C-S mesoscale melanges (after Kusky, Bradley, 1999)



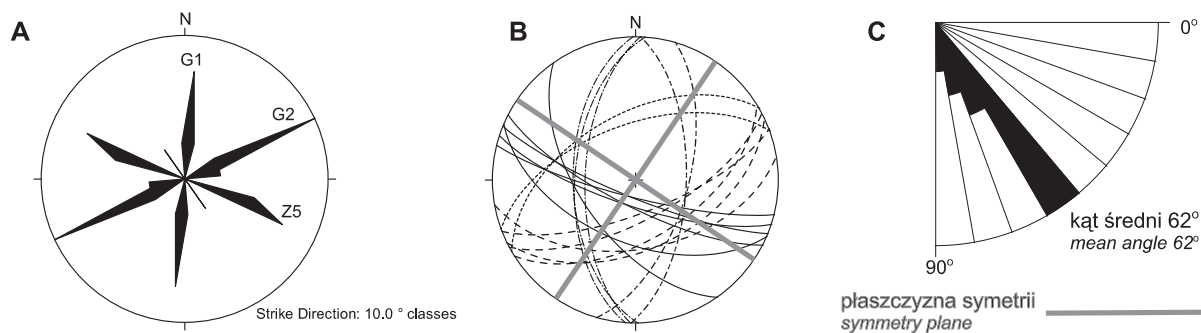


**Fig. 14.** Mezoskalowy melanz typu C–S wykształcony w obrębie węgla brunatnych formacji poznańskiej miocenu środkowego, poniżej nasunięcia I rzędu (odkrywką Józwin, grudzień, 2001)

Na projekcji stereograficznej odwzorowano orientację drobnych ścięć oraz nasunięcia I rzędu

C–S type mesoscale melange within the Middle Miocene Poznań Formation brown coals, underneath the I-order thrust fault (Józwin outcrop, December, 2001)

Stereographic projection shows orientation of minor shears and I-order thrust fault



Elementy architektury uskoków *Elements of the fault architecture:*

| Zespół uskoków lub jego pojedynczy ekwiwalent<br><i>Fault set or its single equivalent</i> | Grupa uskoków sprzężonych<br><i>Group of conjugate faults</i> |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|
| — · — · — · — · — · — · — Z1                                                               | G1                                                            |
| — · — · — · — · — · — · — Z2                                                               |                                                               |
| — · — · — · — · — · — · — Z3                                                               | G2                                                            |
| — · — · — · — · — · — · — Z4                                                               |                                                               |
| — · — · — · — · — · — · — Z5                                                               |                                                               |

**Fig. 15.** Architektura uskoków normalnych podjednostki strukturalnej B

A. Diagram rozetowy rozciągłości uskoków. B. Projekcja stereograficzna powierzchni uskoków oraz płaszczyzn symetrii. C. Diagram rozetowy kąta zapadania powierzchni uskoków

Architecture of normal faults in structural sub-unit B

A. Rose diagram of strike of faults. B. Stereographic plot of faults and symmetry planes. C. Rose diagram of dip of fault planes

Architektura uskoków normalnych grup G1 i G2 charakteryzuje się symetrią rombowa. Można tutaj wyróżnić dwie płaszczyzny symetrii wzdłuż dwusiecznych kątów ostrego i rozwartego, zawartych między średnimi kierunkami rozciągłości grup uskoków sprzężonych G1 i G2. Tak wyznaczone płaszczyzny symetrii mają orientację NW–SE oraz NE–SW. Płaszczyzna symetrii o przebiegu NW–SE jest prawie równoległa do przebiegu uskoków zespołu Z5, a różnica wynosi około 10°. Jeśli uznać to za efekt błędu pomiarowego bądź niepełnej statystycznie reprezentatywności mierzonych uskoków, to można uskoki zespołu Z5 traktować jako element wspólny względem architektury pozostałych uskoków o symetrii rombowej. Mając na uwadze poślizgowy model uskokowania Rechesa (Reches, 1983; Johnson, 1995; Włodarski, Jaskulski, 2009 – w tym tomie) można dla tak zorientowanych uskoków zrekonstruować jedno wspólne pole odkształceń. Składowe tego pola mogą być reprezentowane przez dwie osie ekstensji horyzontalnej i jedną oś kompresji o kierunku pionowym. Oś maksymalnej ekstensji mogła być zorientowana w kierunku NW–SE, oś słabszej ekstensji – w kierunku NE–SW.

#### PODJDENOSTKA STRUKTURALNA C

Podjednostka strukturalna C w całości obejmuje poziom gliny T2 zlodowacenia odry wraz z przylegającą bezpośrednio strefą kontaktu z osadami podłoża. Można wyróżnić tu trzy typy kontaktów: erozyjny, deformacyjny w małej skali oraz deformacyjny w dużej skali.

Kontakt erozyjny wyraża się jako ostro zarysowana powierzchnia nieciągłości między spagiem gliny T2 a osadami podłoża, które najczęściej są reprezentowane przez piaski gruboziarniste i żwiry serii glacyfluwialnej z Józwin. Niekiedy również kontakt tego typu spotyka się na łożach formacji poznańskiej. Powierzchnia spągowa gliny T2 jest w miarę wygładzona, gdzieś tam tylko zaznaczają się niewielkie undulacje o amplitudzie kilku czy kilkunastu centymetrów.

Mają one zwykle nieregularne kształty. Na uwagę zasługują żebra gliniaste o regularnym przebiegu w kierunku NNE–SSW (fig. 16). Amplituda tych struktur zmienia się od kilku do kilkunastu centymetrów. W osadach zalegających bezpośrednio poniżej undulacji i żebier gliniastych nie zaobserwowano żadnych śladów deformacji.

Kontakt deformacyjny w małej skali jest zdefiniowany przez obecność stref bardziej penetratywnych odkształceń ścięciowych, które podobnie jak w obrębie podjednostki strukturalnej A, mogą mieć charakter mezoskalowych melanży typu C–S (fig. 17). Miąższość takich stref wynosi średnio kilkadziesiąt centymetrów. Są one szczególnie rozwinięte na kontakcie gliny T2 z piaskami drobnoziarnistymi i mułkami serii glacyfluwialnej z Józwin. Inwentarz struktur ścięciowych charakterystyczny dla mezoskalowych melanży typu C–S uzupełniają drobne struktury fałdków ciągniętych (fig. 17A), fałdków z płynięcia i dajek piaszczystych (fig. 17B) oraz struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego. Te ostatnie są reprezentowane przez struktury typu pograżów symetrycznych (*load cast*), pograżów asymetrycznych z płynięcia (*flow cast*) i poduszek symetrycznych (*load balls*) (Włodarski, 2000, 2003). W wielu przypadkach w obrębie mezoskalowych melanży typu C–S doszło do całkowitego zatarcia pierwotnych kontaktów sedymentacyjnych między warstwami piasków i mułków. W wyniku tego piaski tworzą mniej lub bardziej nieregularne soczewy w obrębie homogenicznego mułu. Soczewy mają często postać asymetrycznych budin, ograniczonych drobnymi ścięciami typu C–S i C\*(R)–S (Kusky, Bradley, 1999) (fig. 17B). Orientacja powierzchni drobnych ścięć jest zróżnicowana, niemniej jednak wskazuje na ścinanie proste w płaszczyźnie subhoryzontalnej o zwrocie góra ku S (fig. 17C).

Kontakt deformacyjny w dużej skali o miąższości około 4 m zaobserwowano w strefie przegubowej makrostruktury pozytywnej SPT2 o rozciągłości WNW–ESE (fig. 4, strzałka D). Jest on zdefiniowany przez szereg nasunięć schodkowych o geometrii typu spłaszczenie–rampa–spłaszczenie (fig. 18). Nasunięcia są wykształcone w obrębie piasków średnio- i drobnoziarnistych serii glacyfluwialnej z Józwin. Niektóre z nich mają charakter powierzchni nadrzędnych w stosunku do pozostałych nasunięć. Wysokość ramp, mierzona prostopadle do powierzchni spłaszczeń, waha się od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m. Rampy są nachylone pod kątem 14–28° ku N–NW. Powierzchnie nasunięć nadrzędnych, a miejscami również i podrzędnych, są ograniczone od dołu wspólną powierzchnią nasunięcia spągowego, a od góry – powierzchnią nasunięcia stropowego. Powyższe cechy geometryczne wskazują na obecność duplesu kontrakcyjnego (Boyer, Elliott, 1982). Powierzchnia nasunięcia spągowego ma przebieg horyzontalny i oddziela opisywaną strefę kontaktu deformacyjnego od niezaburzonych piasków serii glacyfluwialnej z Józwin. Z kolei powierzchnia nasunięcia stropowego także w pozycji horyzontalnej jest zarazem powierzchnią spągową gliny T2. Orientacja nasunięć wskazuje na zmienny kierunek kompresji horyzontalnej od N–S do NW–SE.

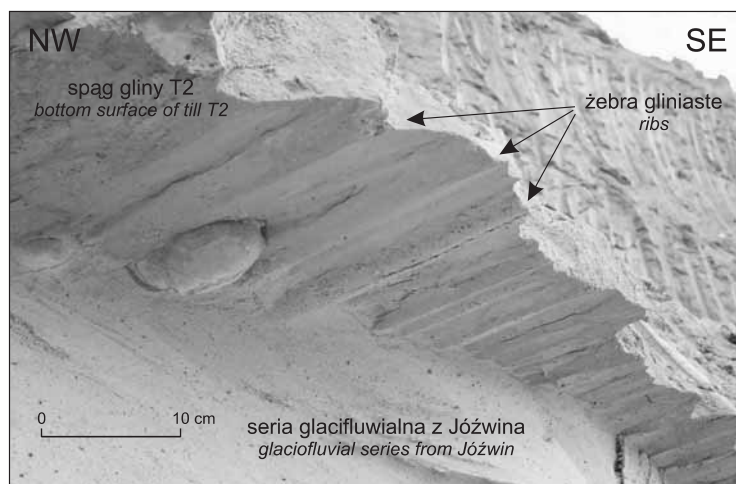


Fig. 16. Struktury żebier gliniastych na powierzchni spągu gliny T2 zlodowacenia odry (odkrywka Józwin, lipiec, 1998)

Ribs on the bottom surface of the glacial till T2 of Odranian age (Józwin outcrop, July, 1998)



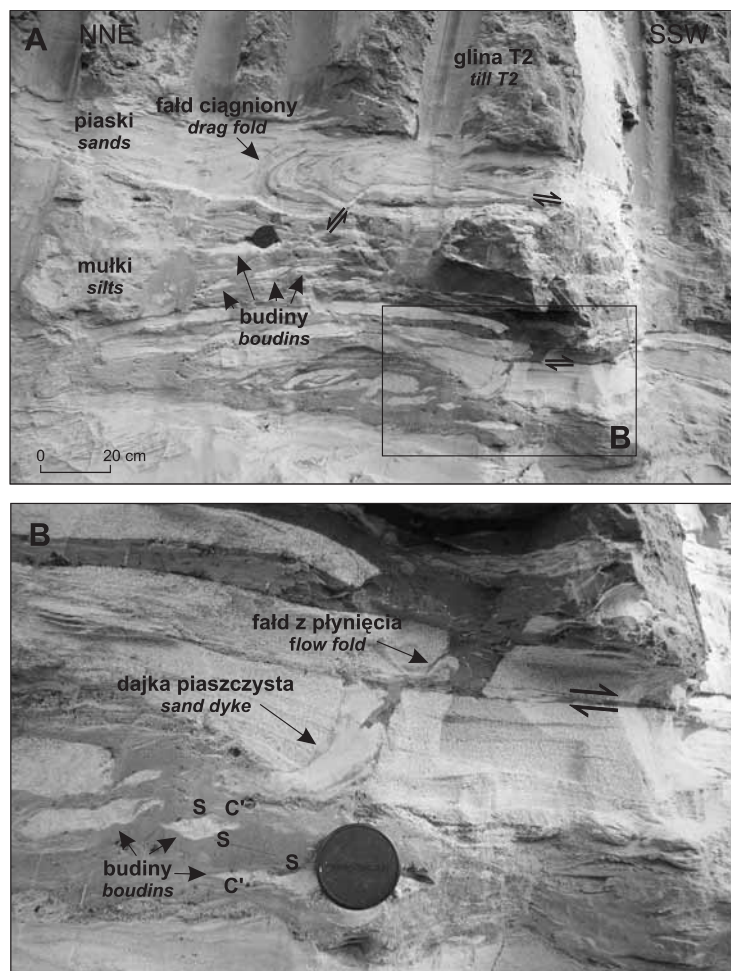


Fig. 17. A. Mezoskalowy melanż typu C-S na kontakcie między górną częścią serii glaciofluwialnej z Józwin (piaski i mulki) a gliną T2 (odkrywka Józwin, czerwiec, 1999). B. Powiększony fragmentu melanżu (patrz ramka na figurze A). C. Projekcja stereograficzna drobnych ścięć melanżu

A. C-S type mesoscale melange at the contact between the upper part of the glaciofluvial series from Józwin (sands and silts) and the glacial till T2 (Józwin outcrop, June, 1999). B. Detailed photo of melange fragment (see frame on Figure A). C. Stereographic projection of minor shears in melange

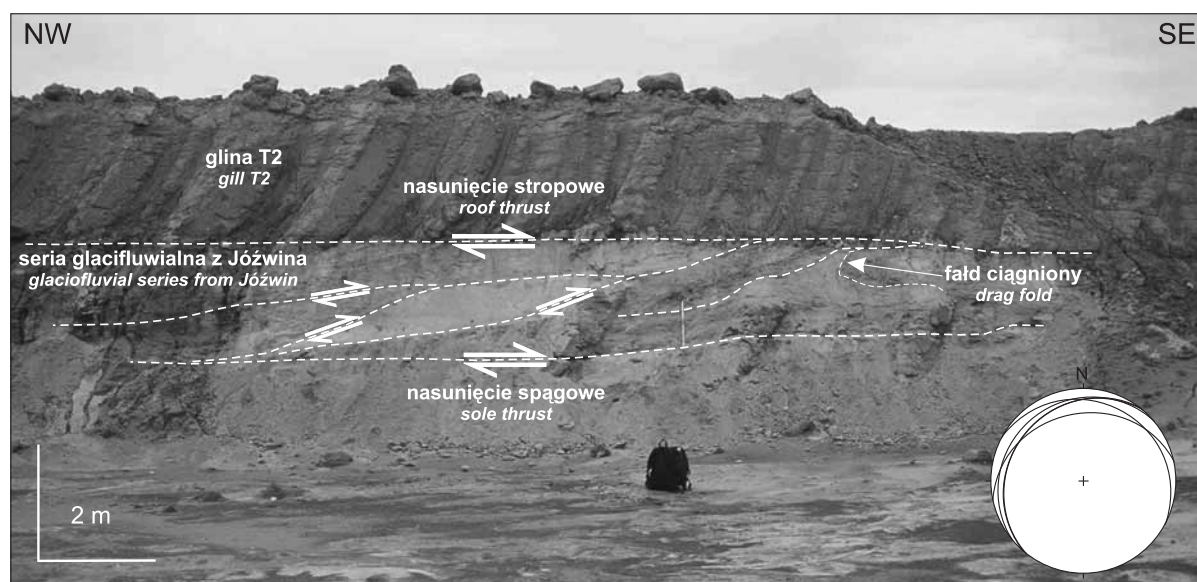


Fig. 18. System nasunięć o geometrii typu spłaszczenie-rampa-spłaszczenie, ograniczony powierzchniami nasunięć spągowego i stropowego (odkrywka Józwin, sierpień, 2000)

Na projekcji stereograficznej przedstawiono orientację nasunięć

System of thrust faults having flat-ramp-flat geometry, bounded by floor thrust and roof thrust (Józwin outcrop, August, 2000)  
Stereographic projection shows orientation of thrust faults



Glina lodowcowa T2 jest osadem o strukturze masywnej, w obrębie której występują duże „inkluzje” oraz gęsta sieć spękań.

„Inkluzje” są reprezentowane przez porwaki podłoża (aloklasty) oraz wypełnienia małych kanałów subglacialnych (autoklasty). Aloklasty to fragmenty piasków, mułków, a niekiedy i żwirów serii glacyfluwialnej z Józwiną. Podrzednie spotyka się piaski, mułki czy ily formacji poznańskiej, a także węgle brunatne. Aloklasty zostały inkorporowane przez łodolód, a następnie wytopione razem z gliną lodowcową. Kształt „inkluzji” oraz stopień i charakter wewnętrznej deformacji jest różny. Ich miąższość maksymalna dochodzi do 3–4 m. W niektórych „inkluzjach” obserwuje się dobrze zachowane pierwotne struktury sedimentacyjne o dość przypadkowym ułożeniu i kącie nachylenia. Wiele osadów budujących „inkluzje” charakteryzuje wysoki stopień przeobrażenia strukturalnego, a w efekcie częściowe lub całkowite zatarcie pierwotnych struktur sedimentacyjnych. Zaobserwowano tutaj fałdy z płynięcia, fałdy ciągnięte, drobne ścięcia, uskoki normalne czy nawet brekcję hydrokataklastyczną (Włodarski, 2003). Fałdy często mają charakter fałdów dysharmonijnych. Duża krzywizna ich osi powoduje, że w niektórych intersekcjach mają one postać fałdów futerałowych z charakterystycznym dla nich koncentrycznym ułożeniem lamin.

Na figurze 19 przedstawiono dwa przykłady „inkluzji” zdeformowanych w efekcie fałdowania z płynięcia. Są one zbudowane z piasków i mułków serii glacyfluwialnej z Józwiną. W obydwu przypadkach fałdy częściowo determinują kształt zewnętrzny „inkluzji”.

„Inkluzja” z figury 19A ma wyraźnie asymetryczny kształt, co wskazuje na jej wergencję ku ESE. Wergencję w tym samym kierunku wykazują również fałdy obalone czytelne w jej obrębie. Na uwagę zasługuje brak jakichkolwiek powierzchni ścięciowych oraz dysharmonijny charakter tych fałdów.

„Inkluzja” przedstawiona na figurze 19B stanowi złożoną strukturę fałdu leżącego, którego strefa przegubowa jest silnie pocięta uskokami i spękaniem pionowymi. Uskoki mają charakter raczej połączonych powierzchni, układających się wachlarzowo względem przegubu fałdu. Wzdłuż jednego z tych uskoki doszło do znacznego przesunięcia górnej części fałdu względem jego dolnej części. Wielkość ślizgu całkowitego wynosi około 1 m. Pod względem orientacji analizowane uskoki charakteryzują się dużym rozrzutem kierunku rozciągłości, od N–S do WSW–ENE. Przebiegają one skośnie lub równolegle względem ogólnego kierunku rozciągłości lamin w fałdzie (NE–SW), a prawdopodobnie również względem osi fałdu. Spękania pionowe mają przebieg NNW–SSE, NNE–SSW oraz WNW–ESE. Powierzchnia spękania o orientacji NNW–SSE jest prostopadła do ogólnego kierunku rozciągłości lamin w fałdzie, natomiast pozostałe powierzchnie są ułożone skośnie. Ze względu na kontekst strukturalny, spękania pionowe można z dużym prawdopodobieństwem uznać za spękania ciosowe. Tym samym, powierzchnię spękania o rozciągłości NNW–SSE można traktować jako cios ekstensyjny. Nie jest jasne, czy pozostałe powierzchnie spękań reprezentują przykład ciosu ścięciowego.

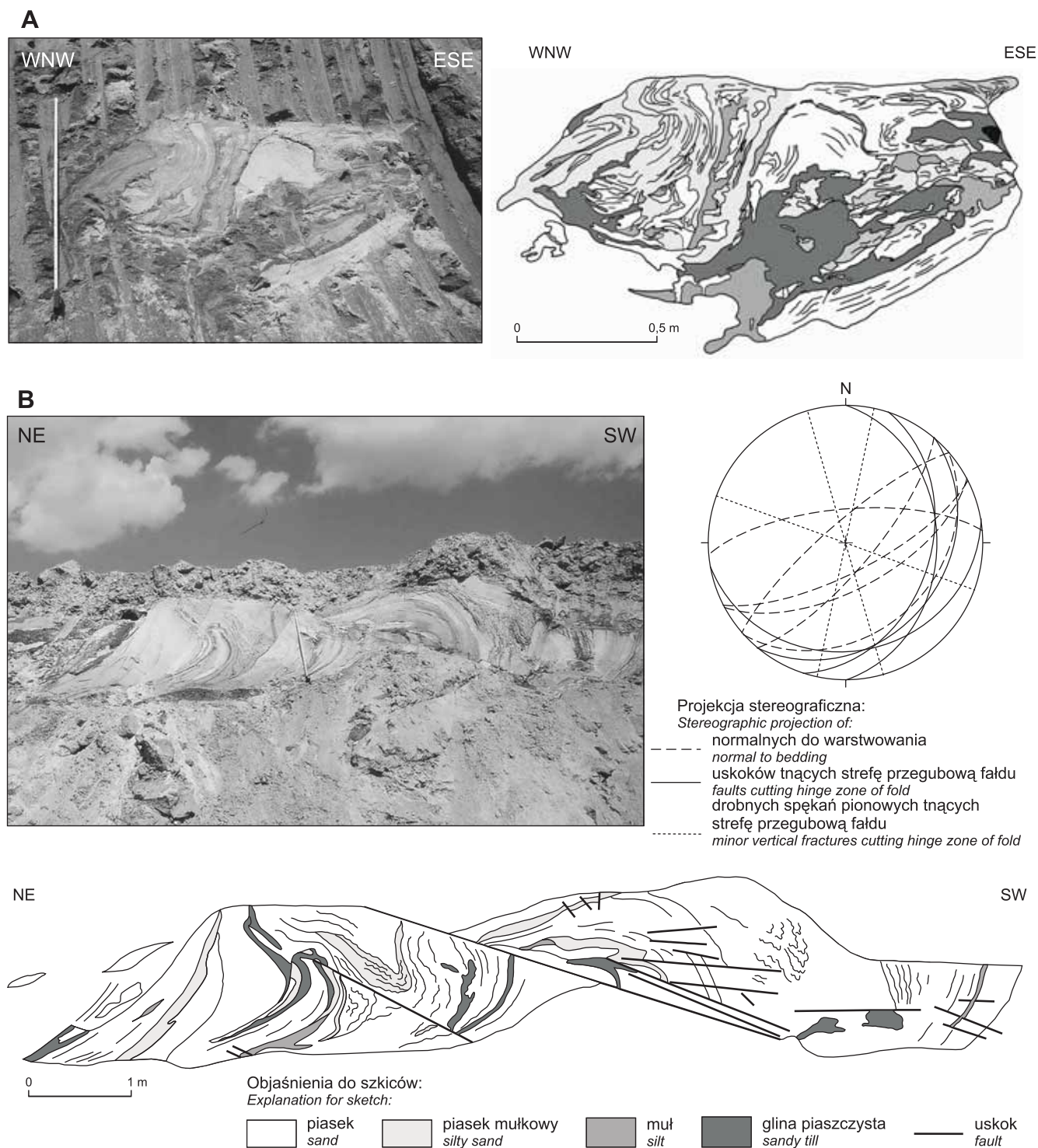
Analizowane powyżej „inkluzje” o wyraźnie podkreślonej wergencji są przykładem fałdów ciągniętych rozwijających się w warunkach poziomo działającej pary sił ścinających. Kieru-

nek wergencji fałdów, a także orientacja uskoki i spękań ciosowych tnących strefę przegubową jednego z analizowanych fałdów, wskazują na złożoną pod względem kierunkowym kinematykę ścinania prostego o zwrocie góra ku ESE–SSE.

Spękania są mezostrukturami dominującymi w obrębie gliny T2. Wśród nich można umownie wyróżnić dwa główne rodzaje – wysokokątowe spękania I rzędu oraz drobne spękania rytmiczne. Podstawą takiego podziału była przede wszystkim rozciągłość spękań mierzona wzdłuż upadu oraz stopień ich penetratywności w obrębie gliny. Powierzchnie wszystkich analizowanych spękań były płaskie, niemniej jednak o różnym stopniu szorstkości. Powierzchnie oddzielności o przełamie muszlowym nie zostały tutaj uwzględnione.

Wysokokątowe spękania I rzędu stanowią struktury planarne o rozciągłości co najmniej jednego metra, zapadające pod kątem większym niż 80° (fig. 20). Odstępy poziome między spękaniem wynoszą zazwyczaj kilka czy kilkanaście metrów. Wysokokątowe spękania I rzędu przecinają niezgodnie powierzchnie drobnych spękań rytmicznych (fig. 21). Ze względu na masywną strukturę glin lodowcowych praktycznie nie udało się rozpoznać śladów przesunięcia fragmentów gliny wzdłuż powierzchni spękań, co pozwoliłoby je zaliczyć do uskoki. Tego typu przesunięcia obserwowano jedynie w kilku przypadkach, kiedy spękania przecinały poziom gliny T2 i kontynuowały się w obrębie słabo zaburzonych piasków i żwirów serii glacyfluwialnej z Józwiną (podjednostka strukturalna B). Obserwowane tutaj przesunięcia powierzchni spagowej gliny T2 dochodziły maksymalnie do kilku metrów, zwykle zaś do kilkunastu czy kilkudziesięciu centymetrów. Architektura wysokokątowych spękań I rzędu jest dość złożona i zdefiniowana przez pięć zespołów spękań, oznaczonych jako S1, S2, S3, S4 i S5 (fig. 20). Pod względem reprezentatywności dominują zespoły S2, S4 i S5 o rozciągłościach: W–E, NNW–SSE oraz N–S. Drugorzędną rolę odgrywają zespoły S1 i S3 o rozciągłościach: NW–SE i NE–SW. Analizowane spękania mają charakter spękań systematycznych. Architektura ich przestrzennego ułożenia cechuje się symetrią rombowa, wykazując jednocześnie duże podobieństwo z opisanym w literaturze przestrzennym ułożeniem spękań ciosowych katetalnych i subkatetalnych rozwijających się w fałdowanych warstwach (Hancock, 1985; Aleksandrowski, 1989; Kokkalas i in., 2003). Obserwuje się tutaj charakterystyczne dla ciosu relacje kątowe między kierunkami rozciągłości spękań poszczególnych zespołów a przebiegiem osi makrostruktury SPT2 znajdującej się w podłożu (kierunek WNW–ESE) (fig. 20, patrz również fig. 4 – strzałka D). W takim kontekście spękania zespołów S1, S2 i S3 można zdefiniować jako cios podłużny (typy bc i hk0<sub>b</sub>) natomiast spękania zespołów S4 i S5 jako cios poprzeczny (typ hk0<sub>a</sub>) (Książkiewicz, 1968; Tokarski, 1975; Hancock, 1985; Aleksandrowski, 1989).

Drobne spękania rytmiczne reprezentują struktury planarne, tworzące gęstą sieć. Odstępy pionowe i poziome między powierzchniami spękań wynoszą średnio 10–15 cm (fig. 21). Rozciągłości poszczególnych spękań praktycznie nie przekraczają jednego metra. Zapadają one pod zmiennym kątem – od kilku do 80°. Należy jednak podkreślić, że niemal w każdym obserwowanym przypadku drobne spękania wysokokątowe są ograniczone przez powierzchnie spękań niskokątowych.

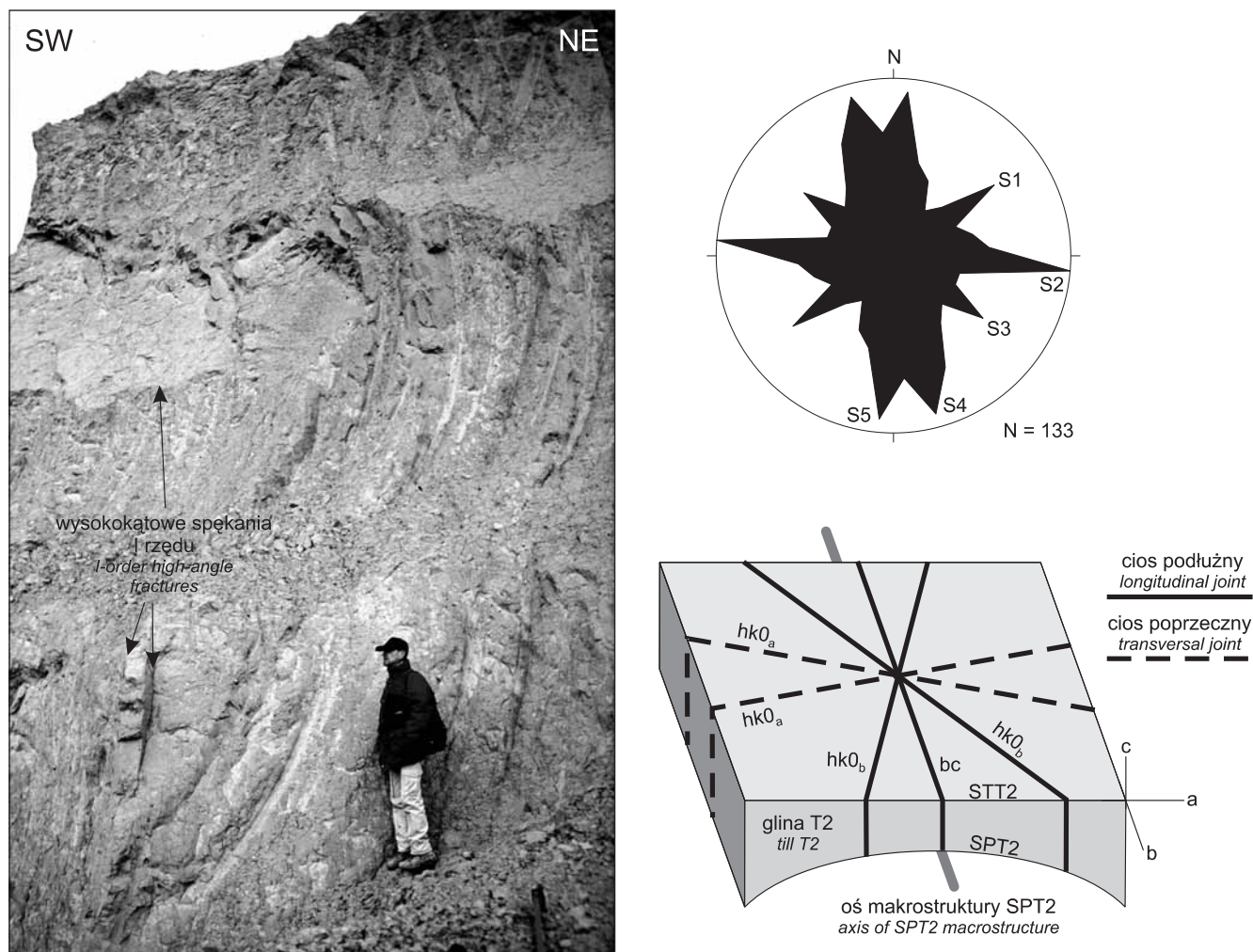


**Fig. 19. Przykłady „inkluzji” zdeformowanych w efekcie faldowania z płynięcia, zbudowanych z piasków i mułków serii glaciefluvialnej z Józwiną**

**A.** Fałd dysharmoniczny o wergencji ku ESE (odslonięcie Józwin, lipiec, 1999). **B.** Fałd leżący ze zuskokowaną i spękaną strefą przegubową (odslonięcie Józwin, czerwiec, 2000). Na projekcji stereograficznej przedstawiono orientację uskoków, spękań oraz niektórych sfaldowanych warstw

Examples of deformed inclusions related to flow folding, composed of sands and silts of glaciofluvial series from Józwin

**A.** Disharmonic fold showing vergence towards ESE (Józwin outcrop, July, 1999). **B.** Recumbent fold with faulted and fractured hinge zone (Józwin outcrop, June, 2000). Lower-hemisphere equal area stereographic projection show orientation of faults, small fractures and some folded strata



**Fig. 20. Wysokokątowe spękania I rzędu w obrębie gliny T2 zlodowacenia odry oraz ich architektura w odniesieniu do osi makrostruktury STT2 w podłożu**

Objaśnienia w tekście

High-angle I-order fractures within glacial till T2 of the Odranian age and their architecture related to the axis of STT2 macrostructure in basement

For explanation see main text



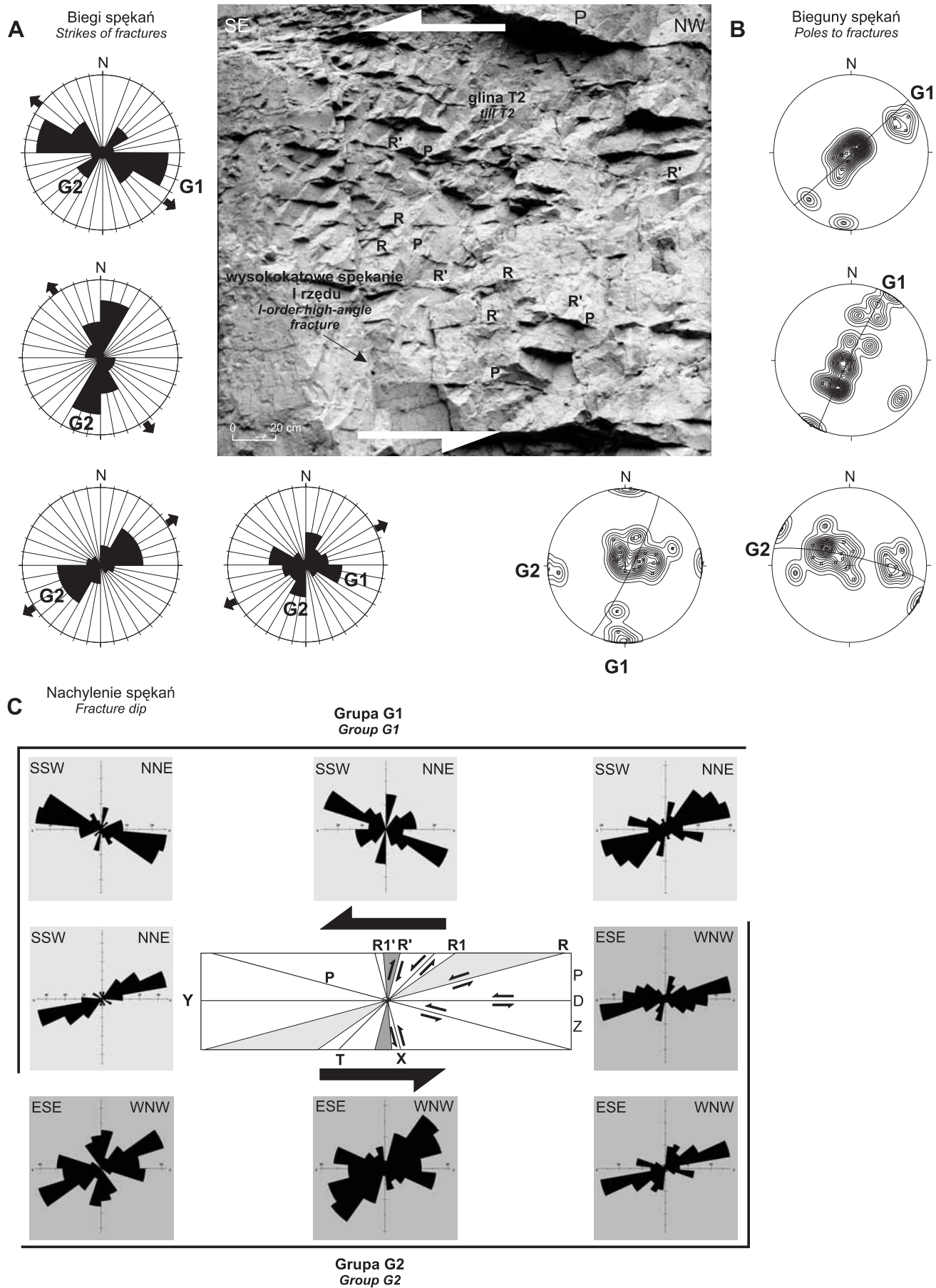
**Fig. 21. Architektura drobnych spękań rytmicznych tnących glinę T2 zlodowacenia odry na podstawie danych z wybranych stanowisk pomiarowych**

A. Diagramy rozetowe rozciągłości spękań. B. Projekcje stereograficzne biegunów spękań (diagramy konturowe). C. Diagramy rozetowe kątów zapadania spękań. Układ ścieg typu Riedla (R, R'), ścieg typu P oraz spękań typu T, wzorcowy dla strefy ścinania prostego (PDZ) (według Arboleya, Engelder, 1995; Davis i in., 2000).

Architecture of regularly spaced minor fractures cutting of glacial till T2 of the Odranian age presented on the basis of data obtained from selected sampling sites

A. Rose diagrams of strike of fractures. B. Stereographic plots of poles to fractures (contour diagrams). C. Rose diagrams of dip of fractures. Note the kinematic framework of Riedel (R, R'), P shears and T fractures as typical for simple shearing along the principal displacement zone (PDZ) (adapted after Arboleya, Engelder, 1995; Davis *et al.*, 2000)





Architektura spękań jest niezwykle złożona, choć uporządkowana. Wskazują na to diagramy rozetowe rozciągłości spękań, z których wynika, że struktury te wyraźnie grupują się wokół dwóch mniej więcej stałych kierunków. Pozwala to wstępnie wyróżnić dwie grupy drobnych spękań oznaczonych jako G1 i G2 (fig. 21A). Spękania grupy G1 mają orientację WNW–ESE do NW–SE, natomiast spękania grupy G2 – NNE–SSW do NE–SW. Rozkład biegunów spękań odwzorowanych na projekcjach stereograficznych jest typu pasowego (fig. 21B). Pasy mają prostoliniowy przebieg w kierunkach prostopadłych do rozciągłości spękań danej grupy. Wyraźne zagęszczenie biegunów spękań obserwuje się w środkowej części diagramu, co wskazuje na liczebną dominację spękań niskokątowych względem wysokokątowych. Spękania przynależne do poszczególnych grup można dodatkowo podzielić na zespoły spękań ze względu na kierunek i kąt ich nachylenia. Ilustrują to przykładowe diagramy rozetowe (fig. 21C). W obrębie grupy G1 największą liczebnością charakteryzują się zespoły spękań niskokątowych nachylonych zarówno ku NNE–NE, jak i ku SSW–SW. Ich kąty zapadania mieszczą się w szerokim zakresie, od kilku do około 30°. Pozostałe zespoły spękań nie są tak liczne. Niemal w każdym analizowanym stanowisku można wyróżnić zespoły spękań wysokokątowych, nachylonych pod kątem 70–85°, prawie zawsze ku SSW–SW. Spękania tego typu, ale nachylone w stronę przeciwną, były obserwowane dużo rzadziej. Osobny zespół stanowią spękania nachylone pod kątem około 45°, zawsze ku SSW–SW. W wielu przypadkach spękania te słabo wyróżniają się na diagramach rozetowych jako osobne maksimum względem spękań niskokątowych. Grupa G2 jest wyraźnie zdominowana przez spękania niskokątowe, nachylone właściwie tylko w kierunku ESE–SE. Spękania pozostałych zespołów stanowią podrzędny element ich architektury. Dotyczy to spękań niskokątowych nachylonych pod kątem od kilku do 40° ku WNW–NW, spękań wysokokątowych o nachy-

leniu w zakresie 65–90° ku ESE–SE oraz spękań nachylonych pod kątem około 45°. Te ostatnie praktycznie nie wyodrębniają się na diagramach rozetowych jako osobne maksimum. Na uwagę zasługuje fakt, że spękania niskokątowe oraz wysokokątowe w obydwu analizowanych grupach, nachylone odpowiednio w kierunku SSW–SW oraz ESE–SE, pozostają względem siebie pod kątem około 60°.

Przedstawiona powyżej architektura drobnych spękań, w odniesieniu do ich poszczególnych grup, wykazuje duże podobieństwo do architektury ścięć opisywanych ze stref ścinania prostego (fig. 21C) (Tchalenko, 1970; Arboleya, Engelder, 1995; Davis i in., 2000). Ścięcia tego typu mają ściśle ustaloną pozycję i kinematykę względem tzw. nadrzędnych powierzchni ścinania (PDZ) (fig. 21C). Wspomniane wcześniej spękania nisko- i wysokokątowe, ustawione względem siebie pod kątem około 60°, mogą reprezentować sprzężone ścięcia typu Riedla tj. R i R'. Z kolei zespoły spękań niskokątowych nachylonych w kierunku NNE–NE i WNW–NW mogą odzwierciedlać ścięcia typu P. Słabo wyróżniające się spękania nachylone pod kątem około 45° ku SSW–SW i ku ESE–SE można traktować jako spękania ekstensyjne typu T. Ze względu na masywną strukturę gliny lodowcowej T2 nie udało się określić charakteru przemieszczeń wzdłuż spękań poszczególnych zespołów, a tym samym zweryfikować ich zgodności z przyjętą kinematyką ścinania wzdłuż ścięć typu R, R' oraz P. Biorąc pod uwagę kinematykę odkształceń omówionych wcześniej „inkluzji”, można z dużym prawdopodobieństwem uznać, że analizowane spękania są zapisem ścinania prostego. Kąty pod jakimi są nachylone spękania poszczególnych zespołów wskazują, że ścinanie to mogło zachodzić w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. Spękania grupy G1 wskazują na kinematykę ścinania o zwrocie góra ku SSW–SW, natomiast spękania grupy G2 na kinematykę ścinania o zwrocie góra ku ESE–SE.

## DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Mezostuktury podjednostek strukturalnych A, B i C wskazują na odrębne mechanizmy deformacji.

W podjednostce strukturalnej A dominują fałdy oraz nasunięcia (fig. 8, 9). Geometria nasunięć I rzędu, a w szczególności maksymalne kąty pod jakimi są one nachylone, wskazują na silne bądź bardzo silne skrócenie horyzontalne, szczególnie w kierunku NNE–SSW (fig. 10). Nasunięcia tworzą zazwyczaj systemy o charakterze stożków imbrykacyjnych, a tym samym są pozbawione wspólnej powierzchni nasunięcia stropowego ograniczającego je od góry (fig. 9). Jest prawdopodobne, że w trakcie rozwoju poszczególnych nasunięć deformowane osady znajdowały się w pozycji przypowierzchniowej, a więc nie były przykryte lądolodem. Opisywane w literaturze nasunięcia współtworzące stożki imbrykacyjne przecinają powierzchnię topograficzną lub kończą się w płytkiej strefie przypowierzchniowej (Boyer, Elliott, 1982). W analizowanym przypadku nasunięcia przecinały ówczesną powierzchnię topograficzną. Może za tym przemawiać ekstensja

horyzontalna zapisana w obrazie strukturalnym uskoków normalnych zapadających w przeciwnym kierunku niż powierzchnie sąsiadujących nasunięć (fig. 11). Podobny kierunek horyzontalnej ekstensji w stosunku do kompresji w analizowanym układzie struktur nakazuje, aby ekstensję traktować jako wtórne zjawisko o lokalnym charakterze. Ekstensja horyzontalna, a w jej efekcie uskoki normalne mogły rozwijać się w strefach czołowych poszczególnych nasunięć w trakcie ich wynurzania na ówczesną powierzchnię topograficzną. Podobne zjawiska były opisywane m.in. w strefach czołowych pryzm akrecyjnych (Cowan, 1985; Herbst, Neubauer, 2000) oraz w obrębie nasunięć w dystalnych częściach osuwisk (Martinsen, Bakken, 1990). Są one również typowe dla strefy marginalnej lodowców dolinnych (Herbst, Neubauer, 2000), a także są znane ze struktur glacytektonicznych Wzgórz Ostrzeszowskich (Rotnicki, 1976). Architektura i geometria mezostuktur podjednostki A wskazuje, że deformacje miały miejsce przed czołem nasuwającego się lądolodu.

Podjednostka strukturalna B jest wykształcona w postaci zuskokowanych osadów serii glacyfluwialnej z Józwiną (fig. 6). Dominują uskoki normalne nad wysokokątowymi uskokami odwróconymi. Ich architektura charakteryzuje się symetrią rombowa (fig. 15). Zrekonstruowane osie odkształceń horyzontalnych ekstensyjnych są ustawione prostopadle i równolegle względem makrostruktury pozytywnej STIP znajdującej się w bezpośrednim podłożu analizowanej podjednostki B (fig. 4A – strzałka D). Taka relacja pozwala wiązać proces uskokowania z aktywnością makrostruktury pozytywnej STIP o charakterze przemieszczeń pionowych (Hafner, 1951). Ze względu na niewielkie wychylenie jednostek sedymentacyjnych serii glacyfluwialnej z Józwiną przemieszczenia te nie mogły być duże. Fakt zgodnego przebiegu osi zrekonstruowanej pośredniej ekstensji horyzontalnej względem osi makrostruktury STIP wskazuje, że ta ostatnia może charakteryzować się znacznymi undulacjami (Price, Cosgrove, 1990). Zjawiska deformacji odnoszące się do podjednostki strukturalnej B mogły rozwijać się jeszcze przed czołem nasuwającego się lądolodu. Dodatkowo mogą za tym przemawiać ślady erozyjnego rozcinania makrostruktur pozytywnych STIP przez osady podjednostki B.

Podjednostka strukturalna C jest zdominowana przez struktury odkształceń ciągłych oraz dyskretnych, wskazujących na ścinanie proste w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. Dotyczy to zarówno gliny T2 zlodowacenia odry, jak i stref kontaktów deformacyjnych tej gliny z osadami podłoża. W obydwu przypadkach inwentarz klasycznych struktur ścięciowych uzupełniają struktury świadczące o wysokiej podatności osadów w związku z ich nasyceniem wodą porową (fig. 17).

Nasunięcia, które obserwowano w obrębie strefy kontaktu deformacyjnego w dużej skali, wskazują na kompresję horyzontalną (fig. 18). Niemniej jednak, kompresja ta stanowi element dodatkowy w stosunku do ścinania prostego w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. Nasunięcia w tym przypadku mają geometrię typu spłaszczenie–rampa–spłaszczenie, są ograniczone od góry i od dołu powierzchniami nasunięć spagowego i stropowego, tym samym współtworzą strukturę dupleksu kontrakcyjnego. W przeciwieństwie do stożków imbrakcyjnych opisanych z podjednostki A, struktury dupleksu rozwijają się zwykle w efekcie tzw. nasunięć śródwartwowych (Boyer, Elliott, 1982; Mastella, 1988). Nasunięcia śródwartwowe są rozumiane jako rozległe strefy ścinania prostego o dowolnej pozycji, wykształcone na różnych głębokościach sekwencji osadowej. W trakcie procesu dupleksowania nasunięcia śródwartwowe odgrywają rolę powierzchni nasunięć spagowego i stropowego. Rozwój dupleksów może być dodatkowo stymulowany przez duże różnice podatności osadów oddzielonych nasunięciami śródwartwowymi (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Dla analizowanego tutaj przypadku, górnym nasunięciem śródwartwowym o dużej rozciągłości, spełniającym kryterium powierzchni granicznej między ośrodkami o dużych różnicach podatności, mogła być powierzchnia kontaktu między stopą aktywnego lądolodu a słabo utwardzonymi osadami podłoża.

W obrębie gliny T2 są obecne dwa typy struktur wskaźnikowych charakteryzujących ścinanie proste w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. Z jednej strony są to zdeformowane „in-

kluzje” osadów podłoża (fig. 19), z drugiej zaś strony – drobne spękania rytmiczne o geometrii ścięć typu Riedla ( $R$ ,  $R'$ ),  $T$  oraz  $P$  (fig. 21). Obraz mezostrukturalny gliny T2 wskazuje na wyraźne analogie do klasycznych melanży typu *block in matrix* (Cowan, 1985). Analogie te opierają się na dwóch głównych elementach.

Po pierwsze, rozciągłość lateralna gliny T2 z opisywanym inwentarzem struktur jest rzędu co najmniej kilku kilometrów (uwzględniając rozmiary obszaru badań). Tym samym, spełniony jest tutaj warunek, że melanże to jednostki dostatecznie duże, aby można je było zaznaczać na mapach w średniej skali (Raymond, 1984);

Po drugie, glina T2, jako utwór o charakterze polimiktycznym, składa się z dwóch elementów: drobnopiezistego matriksu gęsto pociętego drobnymi ścięciami oraz tkwiących w jego obrębie zdeformowanych „inkluzji”. Jedynym elementem pozostającym w odstępstwie od definicji melanżu typu *block in matrix* jako utworu polimiktycznego jest pochodzenie „inkluzji”. „Inkluzje” są pozostałościami po pierwotnym warstwowym ułożeniu osadów o zmiennej litologii (piaski–mułki), które w trakcie wzrastających odkształceń ścięciowych ulegają rozczłonkowaniu na mniejsze fragmenty i wzajemnemu mieszaniu (Raymond, 1984; Cowen, 1985). Produktem końcowym jest ztektonizowany utwór o charakterze polimiktycznym. W analizowanym przypadku „inkluzje” zostały najpierw inkorporowane z podłoża do stopy lądolodu w efekcie egzaracji, a następnie wytopione razem z gliną T2. Dopiero na tym etapie mogły rozpocząć się deformacje ścięciowe zarówno „inkluzji”, jak i samej gliny. Wskazywana tutaj subglacialna strefa ścinania prostego bezpośrednio poniżej stopy aktywnego lądolodu wydaje się najbardziej prawdopodobnym miejscem rozwoju analizowanych mezostruktur gliny T2.

Do zaproponowanego powyżej modelu deformacji podjednostki strukturalnej C zupełnie nie pasują wysokokątowe spękania I rzędu, tnące glinę T2, a miejscami również powierzchnię jej spagu. Spękania te, ze względu na systematyczność, układ przestrzenny oraz relacje kątowe względem osi makrostruktury pozytywnej SPT2 znajdującej się bezpośrednio w podłożu, można utożsamiać ze spękaniem ciosowymi (fig. 20). Wyróżnione zespoły spękań odpowiadają definicji ciosu poprzecznego i podłużnego.

Cios poprzeczny, reprezentowany przez spękania typu  $hk_0$ , oraz jego pozycja względem osi makrostruktury SPT2 mogą przemawiać za kompresją horyzontalną w kierunku N–S (Dunne, Hancock, 1994). Niewielki kąt rzędu  $20^\circ$ , zawarty między spękaniem obydwu zespołów S4 i S5, traktowany jako podwojony kąt ścinania  $2\theta$ , może wskazywać na niewielkie wartości naprężeń głównych  $\sigma_1$  i  $\sigma_3$  w pozycji horyzontalnej (Jaroszewski, 1980; Dunne, Hancock, 1994). Co więcej, obniżone wartości naprężeń głównych mogły wynikać z obecności wysokich ciśnień porowych w glinie T2, warunkujących nawet pękanie hydrauliczne (Włodarski, 2003). Warunki w jakich rozwijał się cios poprzeczny najlepiej odpowiadają strefie subglacialnej. Kompresję horyzontalną, zachodzącą pod przykryciem aktywnego lądolodu, można wyjaśnić samym ukształtowaniem powierzchni SPT2. Lądolód podczas swojego awansu ku południowi musiał pokonywać przeszkody w postaci makrostruktur pozytywnych SPT2.



Tym samym mógł wywierać na nie nacisk poziomy, który mógł być również przenoszony na deponowaną wówczas glinę T2.

Cios podłużny, reprezentowany przez spękania typu bc, może wskazywać na ekstensję horyzontalną w kierunku NNE–SSW, tj. prostopadłe do przebiegu osi makrostruktury SPT2. Ponadto, obecność zespołów spękań typu hk0<sub>b</sub> może wskazywać na dodatkową ekstensję horyzontalną w kierunku równoległym do osi makrostruktury SPT2, a tym samym na undulację tej osi (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Fakt undulacji osi makrostruktury SPT2 znajduje potwierdzenie na mapie strukturalnej SPT2.

Reasumując, architektura ciosu podłużnego, a w szczególności wykształcenie spękań ekstensyjnych typu bc, może przemawiać za aktywacją makrostruktur pozytywnych SPT2 o charakterze niewielkich pionowych przemieszczeń. Aktywacja makrostruktur SPT2 oraz rozwój ciosu podłużnego nie mogły zachodzić w warunkach subglacialnych. Dużo lepsze warunki mogły panować w trakcie zaniku lądolodu, przy obecności szeregu brył martwego lodu. Powszechnie znane są zjawiska diapiryzmu osadów nierównomiernie obciążonych bryłami martwego lodu (Brodzikowski, 1982; Klatkova, 1993).

Podsumowując dotychczasowe rozważania na temat rozwoju makro- i mezostruktur kompleksu deformacji glaciektonicznych, można zaproponować kilkietapowy model jego ewolucji strukturalnej.

W pierwszym etapie, przed czołem nasuwającego się lądolodu zlodowacenia odry doszło do rozwoju fałdów i nasu-

nień podjednostki strukturalnej A. Deformacjom podlegały przede wszystkim osady starsze od zlodowacenia odry: ily formacji poznańskiej miocenu górnego, węgle brunatne formacji poznańskiej miocenu środkowego i podrzędnie gliny T1 zlodowacenia południowopolskiego. Niewielki udział w tych deformacjach miały osady dolnych części serii glaci-fluwalnej z Józwiną, deponowane przez wody roztopowe płynące na przedpolu lądolodu zlodowacenia odry.

W drugim etapie doszło do częściowego zasypania ciągle aktywnych struktur podjednostki A przez osady reprezentujące górną część serii glaci-fluwalnej z Józwiną. W niektórych przypadkach dochodziło do erozyjnego rozcinania bardziej aktywnych struktur podjednostki A. Zapisem tych zdarzeń są struktury podjednostki B.

W trzecim etapie, kiedy lądolód przekroczył analizowany obszar, miały miejsce deformacje zapisane w obrazie podjednostki strukturalnej C. Na kontakcie między stopą aktywnego lądolodu a osadami podłoża lub świeżo deponowaną gliną T2 rozwinęła się strefa ścinania prostego w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. W takich warunkach powstał melanż typu *block in matrix*. Pewien udział w deformacjach miała również kompresja horyzontalna, związana z pokonywaniem przez lądolód makrostruktur pozytywnych SPT2.

Etap czwarty jest związany z fazą rozpadu lądolodu zlodowacenia odry na bryły martwego lodu i powtórna aktywacją makrostruktur pozytywnych SPT2. Skala tego zjawiska była raczej niewielka. Zapisem tych zdarzeń są spękania ciosowe podjednostki strukturalnej C.

## LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. *Stud. Geol. Pol.*, **96**.
- ARBOLEYA M.L., ENGELDER T., 1995 — Concentrated slip zones with subsidiary shears: their development on three scales in the Cerro Brass fault zone, Appalachian valley and ridge. *J. Struct. Geol.*, **17**: 519–532.
- BOYER S.E., ELLIOTT D., 1982 — Thrust systems. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **66**: 1196–1230.
- BRODZIKOWSKI K., 1982 — Deformacje osadów nieskonsolidowanych na obszarach niżowych zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski SW. *Acta Univ. Wratisl.*, **57A**: 1–87.
- COWAN D.S., 1985 — Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**: 451–462.
- DADLEZ R., 1998 — Epikontynentalne baseny sedymentacyjne w Polsce od dewonu po kredę – zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 17–30.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- DAVIS G.H., BUMP A.P., GARCIA P.E., AHLGREN S.G., 2000 — Conjugate Riedel deformation band shear zones. *J. Struct. Geol.*, **22**: 169–190.
- DUNNE W.M., HANCOCK P.L., 1994 — Paleostress analysis of small-scale brittle structures. *W: Continental deformation* (red. P.L. Hancock): 101–120. Pergamon Press Ltd, Oxford.
- GRAD M., GUTERCH A., 2006 — Sejsmiczne modele struktury skorupy ziemskiej strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) w północno-zachodniej i centralnej Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **188**: 26–41.
- GUTERCH A., GRAD M., 2000 — Nowe sejsmiczne modele skorupy ziemskiej w strefie transeuropejskiego szwu w zachodniej Polsce. *W: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przewodnik 71 Zjazdu PTG* (red. J. Skoczylas, J. Biernacka): 7–24. Wyd. Bogucki, Poznań.
- HAFNER W., 1951 — Stress distribution and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **62**: 373–398.
- HANCOCK P.L., 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, **7**: 437–457.
- HERBST P., NEUBAUER F., 2000 — The Pasterze glacier, Austria: an analogue of an extensional allochthon. *W: Deformation of glacial materials*. (red. A.J. Maltman i in.). *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, **176**: 159–168.
- JAROSZEWSKI W., 1980 — Tektonika uskoku i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- JOHNSON A.M., 1995 — Orientations of faults determined by premonitory shear zones. *Tectonophysics*, **247**: 161–238.
- KLATKOWA H., 1993 — Uwagi o strukturach glaciostatycznych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 141–164.
- KOKKALAS S., XYPOLIAS P., KOUKOUVELAS I.K., DOUTSOS T., 2003 — Relationships between folding and fracturing in orogenic belts: examples from the Rhenohercynian zone (Germany) and the external Hellenides (Greece). *Geol. Carpathica*, **54**: 153–162.

- KRYGOWSKI B., 1952 — Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **66**: 189–217.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968 — Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **38**: 335–384.
- KUSKY T.M., BRADLEY D.C., 1999 — Kinematic analysis of melange fabric: examples and applications from the McHugh Complex, Kenai Peninsula, Alaska. *J. Struct. Geol.*, **21**: 1773–1796.
- MAREK S., 1977 — Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, **80**.
- MARTINSEN O.J., BAKKEN B., 1990 — Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *J. Geol. Soc.*, **147**: 153–164.
- MASTELLA L., 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty Zewnętrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **58**: 53–173.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W., 1990 — Analysis of geological structures. Cambridge University Press, Cambridge.
- RAUCH M., 2003 — Nasunięcia schodkowe w płaszczynie śląskiej (rejon doliny Dunajca). *Mat. VI Karpackich Warsztatów Tektonicznych*, Kraków: 25–27.
- RAYMOND L.A., 1984 — Classification of melanges. *W: Melanges: Their nature, origin and significance* (red. L.A. Raymond). *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, **198**: 7–20.
- RECHES Z., 1983 — Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133–156.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of the origin of glaciectonic deformations. *Quaest. Geogr.*, **3**: 103–139.
- STANKOWSKI W., 2000 — Kenozoik okolic Konina. Wycieczka A. *W: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przewodnik 71 Zjazdu PTG* (red. J. Skoczylas, J. Biernacka): 97–102. Wyd. Bogucki, Poznań.
- STANKOWSKI W., KRZYSZKOWSKI D., 1991 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. *W: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek* (red. W. Stankowski): 11–31. Wyd. UAM, Poznań.
- STEC K., SIATA R., 1999 — Związek wstrząsów sejsmicznych z tektoniką w KWB Bełchatów. Materiały konferencji: „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu”: 129–133.
- SWANSON M.T., 1988 — Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *J. Struct. Geol.*, **10**: 813–828.
- SWANSON M.T., 2005 — Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.*, **27**: 871–887.
- TCHALENKO J.S., 1970 — Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 1625–1640.
- TOKARSKI A.K., 1975 — Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **45**: 327–359.
- WIDERA M., 1998 — Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, **3**: 55–102.
- WŁODARSKI W., 2000 — Litologia, stratygrafia i glaciotektonika dolnego i środkowego czwartorzędu. *W: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przewodnik 71 Zjazdu PTG* (red. J. Skoczylas, J. Biernacka): 112–121. Wyd. Bogucki, Poznań.
- WŁODARSKI W., 2003 — Style synsedymantacyjnej deformacji morenowych glin szarych w rejonie Konina. [Rozpr. doktor.]. Arch. Inst. Geol. UAM, Poznań.
- WŁODARSKI W., JASKULSKI M., 2009 — Złożone układy struktur nieciągłych w kemach z wyciśniętym jądrem na wybranych przykładach. Implikacje paleośrodowiskowe. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **194**: 101–118. (w tym tomie)
- ZABIELSKI R., GAŁĄZKA D., 2004 — Skład petrograficzny materiału szkieletowego glin lodowcowych rejonu Konina. *W: Gliny morenowe. Typy genetyczne i środowiska depozycji. Przewodnik wycieczek terenowych* (red. W. Wysota): 85–91. Wyd. UMK, Toruń.

## STRUCTURAL AND KINEMATIC ANALYSIS OF GLACIOTECTONIC DEFORMATION COMPLEX WITHIN KLECZEW GRABEN ZONE (KONIN ELEVATION, CENTRAL POLISH LOWLAND)

**Abstract.** The complex of glaciectonic deformations within Kleczew graben zone (Konin Elevation) is the object of present study. The analysis of macrostructures was the basis for definition of three structural sub-units A, B and C. Mesostructures were studied in detail within each of these sub-units. The structural sub-unit A is mainly represented by folds and thrusts produced by horizontal compression in front of advanced Odranian ice-sheet. These structures developed mainly within the Upper Miocene Poznań Formation clays, the Middle Miocene Poznań Formation brown coals and the South Polish glacial tills. The structural sub-unit B is composed of the glaciofluvial series from Józwin of the Odranian Glaciation,

which cover discordantly deformed sediments of the sub-unit A. The sediments of the sub-unit B are dissected by lot of normal faults and high angle reverse faults. These structures were produced by horizontal extension related to vertical uplift of structures of sub-unit A. The structural sub-unit C is represented mainly by glacial till T2 of the Odranian Glaciation and contact zone between this till and the older sediments. The style of deformation of these sediments shows (sub)horizontal simple shearing under subglacial conditions. Within the complex of glaciectonic deformations, the horizontal extension was the youngest deformation event produced by vertical uplift of the basement during decaying of the Odranian ice-sheet.

**Key words:** structural geology, glaciectonics, Odranian Glaciation, Konin Elevation.

## SUMMARY

The glaciotectionic deformations complex composed of the Neogene as well as lower and middle Quaternary sediments is the object of present study. This complex was observed within two outcrops of the Konin brown coal mine, which are situated in the northern part of the Kleczew graben zone. This graben represents one of many local structures of this type located within the Konin Elevation. It consists of three segments which trend NW–SE (eastern segment), NNE–SSW (western segment) and WNW–ESE (northern segment). These directions are characteristic for structural plan of the whole Konin Elevation. The origin of Kleczew graben may have originated in effect of tangential extension influenced by bending of the Mesozoic bed-rocks and uplifting of the Konin Elevation (Widera, 1997). The main stage of graben formation took place in the Oligocene–Miocene. In this time it performed the role of local sedimentary basin in which the thick series of the Middle Miocene brown coals and the Middle–Upper Miocene Poznań Formation clays were deposited.

The glaciotectionic deformations complex is represented by three structural sub-units A, B and C. These sub-units show different style, mechanics and kinematics of deformation. The sub-unit A contains intensively folded and thrust sediments older than glacial tills of the Odranian Glaciation; that is the Middle Miocene Poznań Formation brown coals; Upper Miocene Poznań formation clays; glacial tills T1 of the South Polish Glaciations as well as silts, sands and gravels representing lower sedimentary units of the glaciofluvial series from Józwin. This latter group of sediments was deposited in front of the advancing Odranian ice-sheet. The large scale deformations define the structural style of the sub-unit A. They are very well projected on a structural map of the upper surface of the Upper Miocene Poznań Formation clays. At this surface there are several positive and negative macrostructures. The average amplitudes of these macrostructures reach 20 meters, whereas maximum value is about 50 meters. The undulated axes of positive macrostructures trend WNW–ESE and NNE–SSW to NE–SW. Some of positive macrostructures form the main array situated directly above the boundary fault that encloses from NNE the northern segment of the Kleczew graben. The direct observations of these macrostructures within outcrops allow to distinguish some folds and thrust faults within them. Folds are represented by different geometric types (upright, inclined and overturned folds). The cores of folds are mainly composed of the Upper Miocene Poznań Formation clays; the Middle Miocene Poznań Formation brown coals play a minor role here. Thrust faults do not form separate thrust sheets, but are arranged together into the imbricate fans composed of several thrust sheets. The irregular sole thrust is situated within the lower part of the Upper Miocene Poznań Formation clays or the uppermost part of the Middle Miocene Poznań Formation brown coals. Two sets of thrusts were distinguished within the sub-unit A; the WNW–ESE-trending set and NE–SW to ENE–WSW-trending set. The thrusts of the former set point to heavy horizontal shortening in NNE–SSW direction. The geometry of the thrust system shows deformations in proglacial conditions. Some normal faults were observed within the sub-unit A.

Usually, they dip in the opposite direction in relation to the neighbouring thrust faults. Such interrelation allows to connect the normal faulting process with extension within the frontal zone of the thrust sheets, which could be emerged to the contemporary terrain surface. Similar mechanism has been commonly described within accretionary prisms, thrusts in distal part of the landslides and marginal parts of the glaciers (Rotnicki, 1976; Cowan, 1985; Martinsen, Bakken, 1990; Herbst, Neubauer, 2000). The presence of flat erosional surfaces which dissect across some large folds and thrust sheets also shows the emergence of these structures to the contemporary terrain surface.

The sub-unit B contains the middle and upper part of the glaciofluvial series from Józwin. The deformations observed here are more weaker than in other sub-units. They are connected with small bending induced by vertical movements of the sub-unit A structures. Deformations observed within this sub-unit could have a synsedimentary character in proglacial conditions.

The sub-unit C is composed of the glacial till T2 of the Odranian Glaciation and the contact zone between this till and the older sediments. The morphology of the bottom surface of the glacial till T2 is more complex. Positive and negative elements are arranged in a similar way as macrostructures of the upper surface of the Upper Miocene Poznań Formation clays described above. The direct observations of the sub-unit C allow to distinguish here fractures and inclusions. The fractures are represented by joints and shear fractures. They cut densely the till T2. Joints are more than 1,5 meter long and cut discordantly the shear fractures. The architecture of joints is more complex but typical for joints described within folds. The taxonomy of analysed joints was defined on the basis of their relation to the morphology of the till T2 bottom surface. There are five joint sets. Three of them represent longitudinal joints, and two others transverse joints. The transverse joints are older and probably were produced by horizontal compression in subglacial conditions. The longitudinal joints showing horizontal extension could develop later, during decaying of the Odranian ice-sheet and gravitational reactivation of some structures within sub-units A and B.

Shear fractures form dense network, where vertical and horizontal spaces between them range from 10 to 15 cm. The architecture of shear fractures is typical for Riedel shears ( $R$ ,  $R'$ ), P-type shears as well as T-type extensional fractures. The P-type shears are usually master surfaces within described fracture pattern. They limit the other shorter fractures from top and bottom. There are two systems of shears defined above, which show two different kinematics of simple shearing in (sub)horizontal plane; the top to SSW and top to ESE, respectively. The simple shearing could develop within subglacial conditions directly beneath active ice-sheet.

Inclusions are mainly represented by fragments of older strata, subglacially eroded and embedded together with till T2. Their geometry and internal structure is very complex. Inclusions was deformed by flow or drag folding and simple shearing. The abundance of soft-sediment deformation structures shows subglacial conditions of deformation.