

Małgorzata BRUJ¹, Zofia KRYSIAK¹

STRUKTURY GLACITEKTONICZNE W OSADACH PLEJSTOCENSKICH KOPALNI WĘGLA BRUNATNEGO BĘŁCHATÓW

Abstrakt. W artykule przedstawiono wyniki badań drobnych struktur glacictektonicznych w osadach środkowego plejstocenu zachodniej części kopalni Bełchatów. Podstawową metodą badań była analiza mezostrukturalna. Większe nagromadzenia struktur glacictektonicznych są związane z obecnością stref dyslokacji w podłożu.

W profilu pionowym najwięcej struktur glacictektonicznych pojawia się pod gliną górną (złodowacenie warty) i w stropie gliny dolnej (złodowacenie odry/warty?). Zmiana stylu deformacji na nie-

wielkich odległościach wynika z różnic w litologii osadów i zawartości wody porowej. Konsekwencją tego jest różna podatność na odkształcenia. Wyniki analizy mezostrukturalnej wykazały, że kierunek kompresji horyzontalnej (S_H) zmienił się diachronicznie: od N–S, NE–SW (na dole profilu) przez NW–SE do W–E (w stropie). Skręcenie pola kompresji o 90° zinterpretowano jako wynik nakładania się nacisków łądolodu złodowacenia warty (lobu Widawki) i reakcja ram tektonicznych rowu Bełchatowa na ten nacisk.

Słowa kluczowe: drobne struktury glacictektoniczne, analiza mezostrukturalna, złodowacenia środkowopolskie, kopalnia Bełchatów, centralna Polska.

WSTĘP

W artykule przedstawiono wyniki szczegółowych badań struktur glacictektonicznych widocznych w skarpach ścian nadkładu złoża węgla brunatnego w Bełchatowie, prowadzonych przez autorki w latach 2003–2005.

Kopalnia Bełchatów jest jednym z niewielu miejsc w Polsce, w których można bezpośrednio badać osady podłoża łądolodu, tj. kontakt bazalnej gliny zwałowej z osadami podłoża, na przestrzeni wielu kilometrów. Znaczna głębokość i rozległość wyrobiska pozwala obserwować całe struktury glacicte-

niczne i ich zmienność w przestrzeni, co nie jest możliwe w płytkich odsłonięciach.

Główną metodą badań była analiza mezostrukturalna, która umożliwiła odtworzenie lokalnych pól naprężeń. Podjęto próbę interpretacji genetycznej drobnych struktur w zależności od ich lokalizacji względem struktur nadrzędnych, struktur podłoża i czoła łądolodu złodowacenia warty (lobu Widawki). Owoce tych badań były m.in. „Terenu warsztaty glacictektoniczne – Bełchatów’2005”.

METODYKA BADAŃ

Kartowanie ścian dotyczyło dwóch najwyższych poziomów nadkładu złoża węgla brunatnego. W celu dokładnego zlokalizowania punktów obserwacyjno-pomiarowych posłu-

giwano się planem górniczym w skali 1:2000, na którym oprócz konturów ścian są naniesione wszystkie otwory wiertnicze oraz taśmociągi z oznakowanym metrażem. Przesu-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: małgorzata.bruj@pgi.gov.pl, zofia.krysiak@pgi.gov.pl

wając się wzdłuż ściany zaznaczano metraż taśmociągu odpowiadający lokalizacji danego odsłonięcia. Niekiedy zaznaczano też numer otworu lub studni odwadniającej, w której pobliżu prowadzono badania. Jako tło dla rysunków ścian i lokalizacji stanowisk pomiarowych wykorzystano rysunki profili litologicznych nadkładu wykonane dla potrzeb użytkowych przez A. Skórzak z Działu Geologicznego kopalni Bełchatów. Postęp robót górniczych umożliwił sukcesywne śledzenie rozciągłości dużych struktur w planie (przekroje seryjne). Kartując kolejne ściany zachodnie w latach 2003–2005, obserwowano w następujących po sobie przekrojach odcinki o łącznej długości ok. 2,5 km. Największą formą obserwowaną w przekrojach na odcinku ok. 1,5 km był kem Czubatej Góry (por. Goździk, Krysiak, 2009 – w tym tomie). Duże uskoki, fleksury czy formy erozyjne kontynuowały się czasem na dwóch kolejnych ścianach, czyli w odległości ok. 300–400 m.

Istotną część badań stanowiły **szczegółowe obserwacje struktur glicitektonicznych**, ich geometrii i wzajemnych zależności. Dokumentacja takich zjawisk jak: charakter zaburzeń, ich skala i głębokość penetracji, intruzje osadów podłoża w glinę bazalną, obecność i charakter kontaktu glina–kra (porwak), obecność i stan kruchego materiału w glinie, rotacja i reorientacja klastów, obserwacja charakteru i kierunku rys w brukach itp., pomogła scharakteryzować dynamikę łądolodu zlodowacenia warty oraz określić zależność intensywności deformacji od typu podłoża subglacialnego. Na szczegółowych rysunkach struktur zapisano: typy litologiczne osadów

zdeformowanych, skalę (amplitudę) struktur i pomiary elementów strukturalnych. Pomiary wykonywano kompasem typu Freiberg z dokładnością ok. 2°, przy wykorzystaniu sztywnej podkładki. Jednocześnie prowadzono dokumentację fotograficzną całych ścian i poszczególnych struktur. Część zdjęć zestawiono w dłuższe panoramy. Inwentarz pomierzonych mezostruktur obejmuje: położenie warstw, uskoki wszystkich typów (normalne, odwrócone, przesuwowe), położenie płaszczyzn osiowych fałdów, powierzchni ścieć, kliważ, rysy na powierzchniach luster tektonicznych, rysy lodowcowe na powierzchni spągowej gliny i na powierzchniach gładów, orientację osi dużych gładów itd.

Wyniki **analizy mezostruktur** przedstawiono na diagramach wykonanych przy pomocy programu StereoNet – projekcja na półkulę dolną. Poszczególne diagramy odzwierciedlają układ naprężeń w konkretnym punkcie obserwacyjnym. W celu zobrazowania zmian pola naprężeń sporządzono diagram zbiorczy orientacji osi naprężeń wyznaczonych na podstawie analizy wszystkich mezostruktur. Przy dużej zbieralności pomiarów główne kierunki naprężeń wyznaczano jako dominanty (kilka pomiarów) lub średnie statystyczne (powyżej 10 pomiarów). W przypadku znacznego rozrzutu wyników stosowano zakres przedziału, w jakim zmienia się kierunek naprężenia głównego. Wartość azymutu kompresji horyzontalnej (S_{H1} ; podana w stopniach) oznacza kierunek, z którego pochodzi nacisk (najczęściej tożsamy z kierunkiem nasuwania się łądolodu).

SYTUACJA GEOLOGICZNA SKARTOWANYCH ODSŁONIĘĆ

Skartowane w latach 2003–2005 ściany odkrywki bełchatowskiej zlokalizowano w zachodniej części pola Bełchatów (fig. 1). Główną strukturą geomorfologiczną przeciętą przez te ściany był kem Czubatej Góry, obserwowany wcześniej w przekroju z 2001 roku (por. Goździk, Krysiak, 2009 – w tym tomie). Odcinki ścian skartowane w 2005 roku (ściany zachodnia i północna) leżą poza jego zasięgiem.

Ważne struktury tektoniczne podłoża plejstocenu, w których strefie znajdują się skartowane ściany, to: wysad solny Dębina i subrównoleżnikowe uskoki zrzutowe ograniczające rów Bełchatowa (fig. 1). Wiąże się z nimi przebieg subrównoleżnikowy tzw. lobu Widawki w czasie zlodowacenia warty (Baraniecka, 1984; Klatkowa, 1992; Mojski, 2005).

Ściany zachodnia i północna z 2005 r. leżą w bezpośrednim sąsiedztwie wysadu solnego Dębina (fig. 1). Na najwyższym poziomie nadkładu złoża (północny fragment ściany zachodniej z 2005 r.) osady mioceneskie z tzw. I pokładem węgla brunatnego osiągają upady 70–80° i kontaktują obocznie z najmłodszymi osadami plejstocenu, które mają tu także znaczne upady – od 40 do 60° (Krysiak, 2006).

Najważniejszym elementem determinującym przebieg zdarzeń w plejstocenie były ramy tektoniczne rowu Bełchatowa, tj. subrównoleżnikowe dyslokacje wieku mioceneskiego o znacznych zrzutach (Brodzikowski, 1985; Krzyszkowski, 1992 i inni). Aktywności tych uskoki przypisywano przebieg sedymentacji, rozkład facji i zmiany miąższości osadów w czasie czwartorzędzi (Brodzikowski i in., 1987a, b), a struktury deformacyjne o charakterze gwałtownych splayów porówny-

wano do osadów prądów zawieszinowych wzbudzonych przez ruchy sejsmiczne krawędzi rowu (Brodzikowski i in., 1987c, d; Brodzikowski, Van Loon, 1991; Van Loon i in., 1995).

Południowe odcinki ścian zachodnich, skartowanych w latach 2003–2005 (fig. 3–6) na długości ok. 0,5 km od konturu złoża, leżą w zasięgu tzw. rowu tektonicznego II rzędu, przylegającego do południowego uskoku głównego (PUG) (Feliśiak, 1999; Hałuszczak, 1999). W południowej części kopalni jest widoczny bezpośredni kontakt osadów miocenu z utworami jury górnej (zrzut uskoku głównego rzędu 200 m). Deformacje osadów mioceneskich w znacznym stopniu są związane z tektoniką przesuwczą zakorzenioną w podłożu mezozoicznym (Gotowała, Hałuszczak, 1999; Hałuszczak, 2007). Mapy strukturalne stropu osadów podłoża kenozoicznego (Gotowała, 1999; Hałuszczak, 2004) pokazują schematycznie przebieg głównych struktur podłoża starszego od neogenu.

Na obecnym etapie badań trudno jednoznacznie określić na czym polegał wpływ bezpośredniego podłoża na powstanie określonych struktur deformacyjnych w czwartorzędzi. Główną trudnością badawczą stanowiła niemożność skorelowania bezpośrednio w odsłonięciu struktur tektonicznych podłoża neogeńskiego ze strukturami w osadach plejstoceneskich, ponieważ ściany nadkładu znajdowały się w znacznej odległości od ścian eksploatacyjnych (ok. 1,5–2,0 km). Z przyczyn technicznych nie powiodło się kartowanie ciągłe, czy choćby kontrolowanie przebiegu struktur podłoża neogeńskiego po dojściu ściany do miejsca, w którym skartowano nadkład.

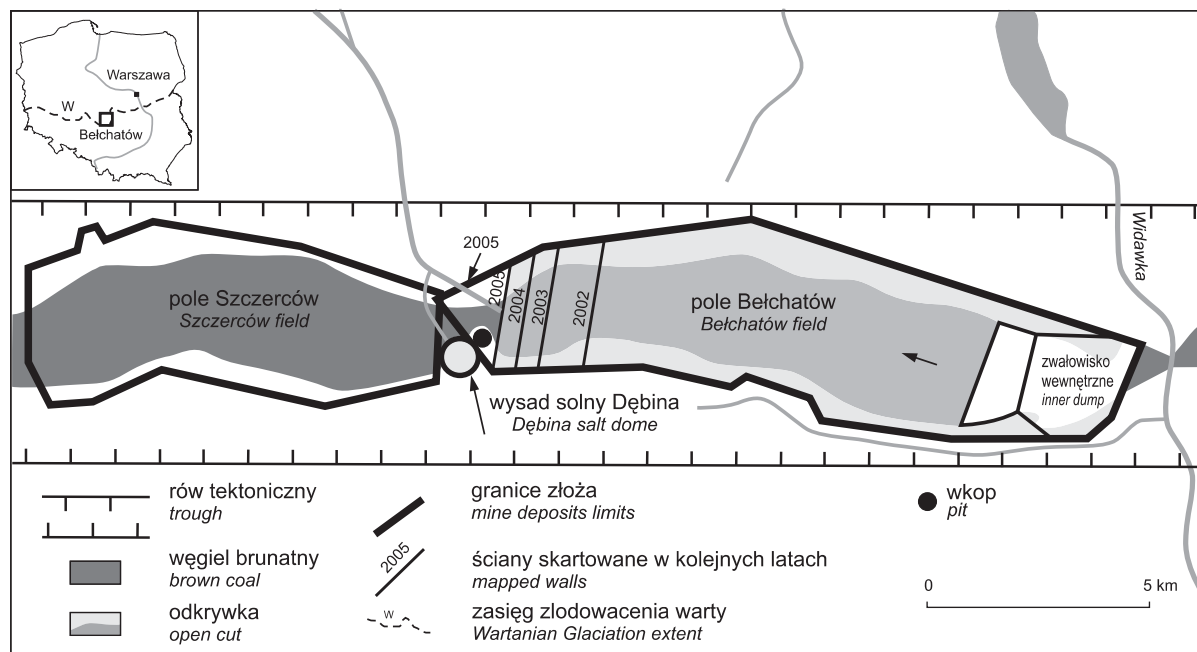


Fig. 1. Lokalizacja ścian nadkładu kopalni Bełchatów skartowanych w latach 2003–2005

Location of cover deposits walls mapped in the Bełchatów open pit (2003–2005)

W tej części kopalni osady neogeńskie zalegają na ogół poziomo, podczas gdy nadległe osady plejstocenijskie mają znaczne upady, a deformacje w ich obrębie są lokalnie bardzo intensywne. Opisana niezgodność kątowna jest ważnym argumentem przemawiającym za glacitektoniczną genezą deformacji widocznych w osadach czwartorzędowych.

Wpływ podłoża na deformacje osadów czwartorzędowych w rejonie Bełchatowa był przedmiotem dociekań Hałuszczaka (2007), który opisuje duże dajki klastyczne tnące

osady dolnego czwartorzędu i wchodzące w miocen. Ich rozciągłość (NW–SE) autor wiąże z dziedzicznym mezozoicznym planem strukturalnym.

Obok struktur glacitektonicznych dość powszechnie występują struktury neotektoniczne będące efektem odprężenia górotworu po ustąpieniu lądolodu. Neotektoniczne wyniesienie wysadu Dębina, datowane na interglacjał eemski, jest oceniane na 60–70 m (Hałuszczak, 2004).

SYNTETYCZNY PROFIL LITOSTRATYGRAFICZNY OSADÓW PLEJSTOCENSKICH

Podział stratygraficzny osadów plejstocenijskich w Bełchatowie od dawna budzi dyskusję, o czym świadczy bogata bibliografia dotycząca tego zagadnienia (Baraniecka, Sarnacka, 1971; Baraniecka, 1980, 1984; Krzyszkowski, 1994, 1998). Niniejszy artykuł nie ma na celu wzięcia udziału w tej dyskusji. W artykule przyjęto uproszczony podział stratygraficzny czwartorzędu (Ber i in., 2007; Marks, 2007), a także terminologię stosowaną lokalnie na obszarze łódzko-bełchatowskim. Określenia stratygraficzne (nazwy zlodowaceń) podano ze znakiem zapytania i użyto w rozumieniu Goździka (2001). W artykule pominięto stosowaną dotychczas terminologię parastratygraficzną z nazwami tzw. formacji (Krzyszkowski, 1994;

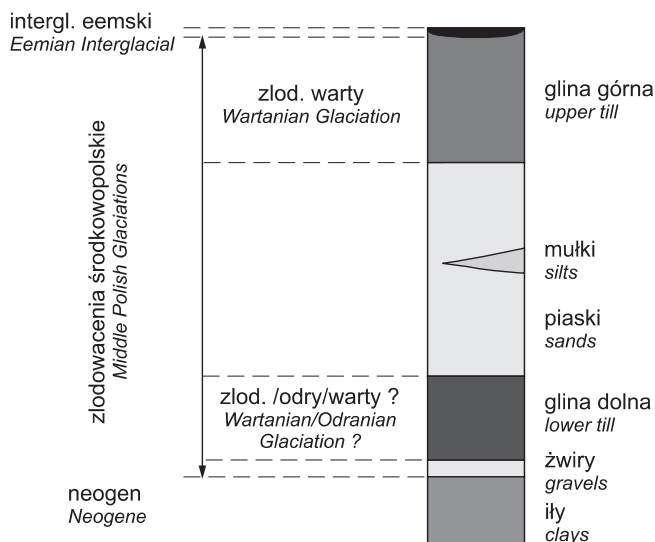


Fig. 2. Syntetyczny profil litostratygraficzny

Synthetic lithostratigraphic profile

Goździk, 2001). Uproszczony profil litostratygraficzny badanych osadów z terminologią zastosowaną w artykule przedstawiono na [figurze 2](#). Prawie wszystkie obserwacje zjawisk glaciektonicznych są związane z osadami zlodowaceń środkowopolskich (zlodowaceń warty i odry). Oprócz dwóch poziomów glin zwałowych przedstawionych na profilu, na niższym poziomie eksploatacyjnym był niekiedy widoczny jeszcze jeden poziom gliny, wyraźnie różniący się kolorem (glina czekoladowa), którą można określić jako glinę bazalną. Zdaniem Goździka (inf. ustna) glina ta była dotąd zaliczana do zlo-

wacenia ?sanu. Leżące niżej osady neogeńskie (miocen–pliocen) są oddzielone od osadów plejstocenijskich cienką warstwą bruku morenowego.

W zachodniej części kopalni Bełchatów miąższość osadów plejstocenijskich jest znacznie zredukowana, nie przekracza 40–50 m; w profilu brak osadów starszych zlodowaceń. Dla porównania, we wschodniej części kopalni osady czwartorzędowe osiągały maksymalnie miąższość 318 m (Baraniecka, 1980, 1987).

OPIS ODSŁONIEĆ

ŚCIANA ZACHODNIA Z 2003 R.

W roku 2003 skartowano I poziom nadkładu złoża (poziom wyższy – [fig. 3A](#)) i fragmentarycznie II poziom (niższy – [fig. 3B](#)).

Intensywne deformacje występują zwłaszcza w górnej części profilu osadów plejstocenijskich do gliny dolnej włącznie ([fig. 3A](#) – warstwy 2 do 7). Osady starsze od gliny dolnej; tj. żwiru i piaski rzeczne leżące pod gliną dolną ([fig. 3B](#) – warstwy 1, 1a), jak również osady neogenu (warstwa 8) wykazują na ogół subhoryzontalne warstwowanie i tylko lokalnie są pocięte drobnymi uskokami. Jedynie w skrajnie północnej i południowej części odsłonięcia osady te są znacznie zdeformowane. Na wyższym poziomie nadkładu, w północnej części odsłonięcia, na odcinku 200 m widać fragment osadów kemowych przebitych diapirami gliny dolnej, które ku południowi przechodzą w fałdy cylindryczne (stanowisko 1). Części jądrowe tych fałdów są zbudowane z piasków i drobnych żwirów zawierających materiał północny oraz krzemienie i otoczaki wapieni górnourajskich. Zdeformowana jest też glina na kontakcie ze żwirami i wyraźnie „wciągnięta” w strukturę fałdu. Wergencja fałdów wskazuje na kierunek nacisku z NW ku SE ([fig. 3A](#) – stanowisko 1). Półkolisty kształt fałdów wpływa na duży rozrzut pomiarów ([fig. 3A](#) – diagram 1). Przy pobieżnym kartowaniu fałdy cylindryczne mogą być błędnie uznane za wypełnienia wcięć erozyjnych. Najprostszym sposobem odróżnienia fałdów cylindrycznych od wcięć erozyjnych jest obejrzenie układu wewnętrznego warstw (lamin). W fałdach cylindrycznych laminacja ma układ koncentryczny zgodny z zarysem fałdu, podczas gdy w wypełnieniach wcięć erozyjnych laminacja jest pozioma lub skośna (warstwowania sedymentacyjne).

Zarówno w glinie górnej, jak i w dolnej dość powszechnie występują kry i porwaki piaszczyste o różnej wielkości, intensywnie zdeformowane lub tworzące soczewy. Najczęściej są to porwaki starszych osadów piaszczystych inkorporowane w glinę. Także bezpośrednio pod gliną dolną obserwuje się lokalnie silnie zdeformowane kieszenie osadów piaszczystych. Największe deformacje występują w dystalnej części formy i poniżej ostrego kontaktu z nadległą gliną ([fig. 3A](#), stanowiska 1 i 2). Wydaje się, że osady piaszczyste mimo przemarznięcia do lądolodu w czasie wleczenia miały cechy plastyczne i to w odległości zaledwie kilkudziesięciu centymetrów od miejsca kontaktu osad/lód. Pod gliną dolną, w obrębie

mułków piaszczystych są też widoczne fałdki ciągnięte rejestrujące kierunek ruchu lądolodu z NNE na SSW azymut 15° ([fig. 3A](#) – diagram 2).

Dalej ku południowi, w wyższej części profilu, można obserwować ściecia cylindryczne sięgające do stropu gliny dolnej, która stała się powierzchnią odkłucia. W trakcie eksploatacji łatwo dochodzi do usunięcia słabo zwiezłych osadów piaszczystych wypełniających te struktury, wówczas w strope gliny dolnej zostają puste półokrągłe wycięcia, tworzące charakterystyczny wzór. Ponieważ są to struktury średniej wielkości (amplituda ok. 2 m), są doskonale widoczne z daleka, zwłaszcza gdy występują seryjnie. W miejscach gdzie osady się zachowały, ściecia cylindryczne są wypełnione materiałem piaszczystym i mułkami, w których (stanowisko 4) obserwuje się drobne struktury drugiego rzędu, najczęściej ściecia i uskoki. Powierzchnie uskoków oraz powierzchnie fug międzyławicowych w piaskach są szczelnie wypełnione zielonkawymi mułkami, które są wciśnięte w każdą wolną przestrzeń ([tabl. I](#), [fig. 1](#)). Na kontaktach lamin piaszczystych i mułków są widoczne lustra tektoniczne, co dowodzi, że mimo poziomego układu lamin są to struktury glaciektoniczne, a nie sedymentacyjne.

W południowej części ściany, na długości około 200 m (stanowisko 8) warstwa gliny dolnej i osadów leżących ponad nią gwałtownie zapada na południe. Deformacje osadów plejstocenijskich są tu bardzo intensywne. Miejsce to odpowiada w podłożu miocenijskim występowaniu rowu II rzędu (Feliśiak, 1999; Hałuszczak, 1999). Wśród różnych deformacji widocznych w tej części odsłonięcia na szczególną uwagę zasługuje duża eliptyczna struktura w obrębie mułków szarobielskich pod gliną dolną ([tabl. I](#), [fig. 2](#)). Jest to prawdopodobnie oderwany fragment przegubu skomplikowanej struktury fałdowej lub pograżu, który wleczonej w spąg gliny stał się „toczeńcem glaciektonicznym”. Zespoły drobnych uskoków i ścięć na obwodni struktury pokazują sinistralny zwrot pary sił w trakcie wleczenia (górze ku S, dół ku N), wypadkowy kierunek kompresji wynosi 340° ([fig. 3A](#) – diagram 6).

W warstwach naprzemianległych mułków i piasków pod gliną górną obserwuje się lokalnie zespoły drobnych uskoków odwróconych i fałdki kolankowe. Struktury te często obejmują tylko jedną warstwę, nie kontynuując się ani w górę, ani w dół. Najczęściej dotyczy to warstwek piaszczystych, łatwiej ulegających deformacjom kruchym. Poszczególne pakiety piasków ulegały odkłuciu na kontakcie z mułkami

spełniającymi rolę smaru. Płaszczyzny uskoków odwróconych mają tę samą orientację co warstwy, w których występują, różnią się tylko wartością upadu (upady uskoków są większe niż upady warstw – diagram 7). Można zatem przypuszczać, że drobne uskoki były pierwotnie jednym z zespołów ścięć Riedla (R'), który wskutek wzrostu naprężeń w czasie dalszego wleczenia uległ przekształceniu w uskoki. Wzdłuż ich powierzchni doszło do odklucia warstewek piaszczystych od mułków (Klint, Pedersen, 1995).

Na niższym poziomie kopalnianym upady gliny dolnej dochodzą do 30° (stanowisko 6 – diagram 4a). Pod gliną, w mułkach tworzących ciekłą warstwę wśród serii piaszczystych (stanowisko 5), jest widoczny wąskopromienny fałd pochylony o wergencji południowej i zespół towarzyszących mu struktur kompresyjnych (tabl. I, fig. 3). Cechą charakterystyczną całej formy jest jej geometria, tj. wysmukły (wąskopromienny) kształt antykliny i szerokopromienny – sąsiednich synklin, zbudowanych z piasków i żwirów. Taki charakter mają też ciągi fałdów diapirowych, powszechnie obserwowane w dolnej części profilu osadów plejstocenu na terenie kopalni Bełchatów (Goździk, 2001; Goździk, Krysiak, 2009 – w tym tomie). W wielu przypadkach zachowały się tylko części synklinealne fałdów, co zwiększa prawdopodobieństwo mylnej interpretacji kierunku kompresji, gdyż synkliny mogą być błędnie uznane za antykliny (tj. skrzyżowane fałdów przewalonych), podczas gdy w rzeczywistości są fałdami antyklinami (skrzyżowane korzeniowe). W opisanym przypadku zwrot ruchu pary sił jest zgodny z wergencją antyformy.

ŚCIANA ZACHODNIA Z 2004 R.

Obserwacje prowadzone na ścianie zachodniej w 2004 roku potwierdziły, że deformacje glacictektoniczne dotyczą nie tylko osadów znajdujących się pomiędzy dwoma poziomami glin, ale także samych glin i to w znacznym stopniu. Osady piaszczysto-żwirowe rozdzielające oba poziomy glin lokalnie się wyklinowują, tak że oba poziomy glin spotykają się ze sobą. Tylko lokalnie na samej granicy glin (w spągu gliny górnej) są widoczne drobne wkładki piaszczyste lub soczewki piasków.

Większość zaburzeń glacictektonicznych była widoczna w centralnej i południowej części ściany. W północnej części odsłonięcia zaznaczała się kontynuacja kemu z diapirami gliny dolnej (fig. 4). Jednocześnie glina górna (warstwa 6) ma szerszy zasięg przestrzenny, niż było to obserwowane na poprzedniej ścianie wyrobiska (por. fig. 3A, 4). W centralnej części odsłonięcia warstwy piaszczyste pomiędzy dwoma poziomami glin tworzą wypełnienia zachodzących na siebie ścięć cylindrycznych (tabl. I, fig. 4), w obrębie których są widoczne drobne struktury drugiego rzędu: ścięcia, dupleksy, nasunięcia, rejestrujące zwrot ruchu pary sił w czasie przemieszczania się łądolodu. Gлина dolna (warstwa 2) w połowie ściany gwałtownie zapada ku południowi (fig. 4 – stanowisko 7), analogicznie jak było to widoczne rok wcześniej (por. fig. 3A – stanowisko 8). Miejsce to odpowiada w podłożu strukturze rowu II rzędu (Felisiak, 1999). Obie ściany (fig. 3A, 4) są oddalone od siebie o około 400 m.

Najciekawsze drobne deformacje są związane z południowym fragmentem ściany (fig. 4 – stanowisko 1). Warstwa zielonych mułków tworzy tam ciąg plastycznych deformacji o wergencji SSW. Najlepiej widoczny jest pochylony fałd diapirowy przebiegający przez osady piaszczyste i żwirowo-piaszczyste w kierunku spągu gliny górnej (tabl. I, fig. 5). Zdeformowane są także piaski i żwiry w sąsiedztwie diapiru. Łączna miąższość osadów zaangażowanych w deformację dochodzi do 2 m. Kierunek kompresji wyznaczony na podstawie analizy mezostrukturalnej wynosi 10–20° z NNE ku SSW (diagram 9), duża zbieżność orientacji drobnych struktur świadczy o koncentracji naprężeń, a obecność wstecznych zafałdowań w części proksymalnej ciągu struktur dokumentuje wsteczne wleczenie związane z tarcieniem w przyspągowej części profilu. Dwa najwyższe poziomy gliny ku południowi tracą swoją odrębność, tworząc jeden poziom gliny z licznymi soczewkami, łuskami i porwakami piasków (stanowisko 1). Gлина i piaski są wspólnie zdeformowane. Wyniki badań eratyków (Gałązka, 2005) potwierdziły ten sam wiek obu poziomów glin zaliczanych do zlodowacenia warty. W niższej części gliny górnej dość często obserwuje się występujące na przemian łuski gliny i kry piasku o znacznych upadach. W spągu gliny górnej, przy kontakcie z osadami żwirowo-piaszczystymi, spotyka się drobne fałdy asymetryczne o wergencji południowo-wschodniej (diagram 11). W piaskach pod gliną górną widać fałdki zygzakowate (tabl. I, fig. 6), wyraźnie zaznaczające się dzięki ciemnym laminom organicznym, ich płaszczyzny osiowe są powierzchniami ścięć. Wysmukłe fałdki pochylone są ku SE, a drobny fałd koncentryczny – ku NW. Taka dywergencja drobnych struktur fałdowych jest częstym zjawiskiem glacictektonicznym i wynika z deformacji warstw w warunkach ścinania prostego (Van der Wateren, 1995). Zwykle jeden z zespołów ścięć jest lepiej rozwinięty i dominuje (w tym wypadku – zespół lewy, niskokątowy), a drugi jest gorzej widoczny lub zanika.

Pod gliną górną, w żwirach zawierających materiał jurajski, zaobserwowano duży, koncentryczny fałd leżący. Wsteczna (północna) orientacja przegubu fałdu i ścięte przez glinę skrzydło mogą świadczyć, że jest to fragment synklinealnego fałdu przewalonego (fałszywa antykлина). Wyżej i nieco dalej ku północy, w mułkach piaszczystych i piaskach rozpoznano symilarny fałd leżący (tabl. I, fig. 7) o wyraźnym nabrzmiałym przegubie. Jego wergencja wskazuje na kierunek plastycznego płynięcia osadów z NW ku SE, azymut 340° (diagram 14). Skrzydła grzbietowe i brzuszne fałdu są silnie wycienione, a ich kontakt z osadami otaczającymi ma charakter tektoniczny (powierzchnie ścięć). Opisywany fałd jest formą dysharmonijną względem osadów leżących nad nim i pod nim; w zasadzie jest ograniczony do jednej ławicy piaszczystej. Wymienione powyżej cechy wskazują, że główną przyczyną powstania tego fałdu nie był swobodny spływ, lecz upłynnienie osadu pod ciśnieniem nadległych warstw i przesuwanego się dynamicznie łądolodu. Świadczy o tym także budinaż ławic piaszczystych ponad fałdem (tabl. I, fig. 7). Dodatkowym argumentem przemawiającym na korzyść mechanizmu ścinania prostego jest powszechna obecność zespołów drobnych uskoków antytetycznych (tabl. I, fig. 8) w piaskach i w warstwach glińiasto-piaszczystych pod ciekłą warstwą

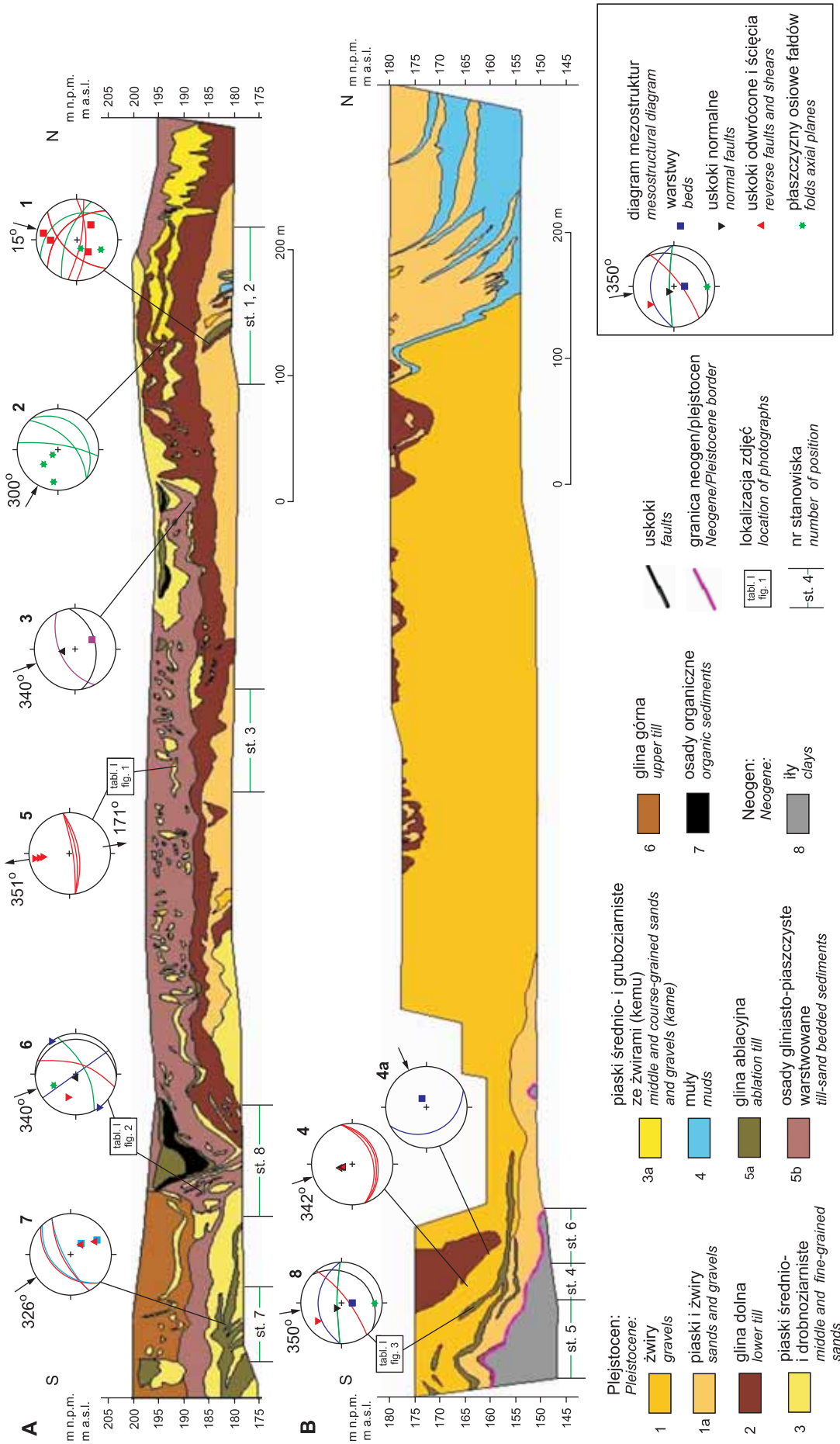


Fig. 3. Ściana zachodnia nakładu złoża węgla brunatnego z 2003 r. – poziom wyższy (A) i niższy (B)

Western wall of brown coal cover deposits in 2003 – upper (A) and lower (B) wall

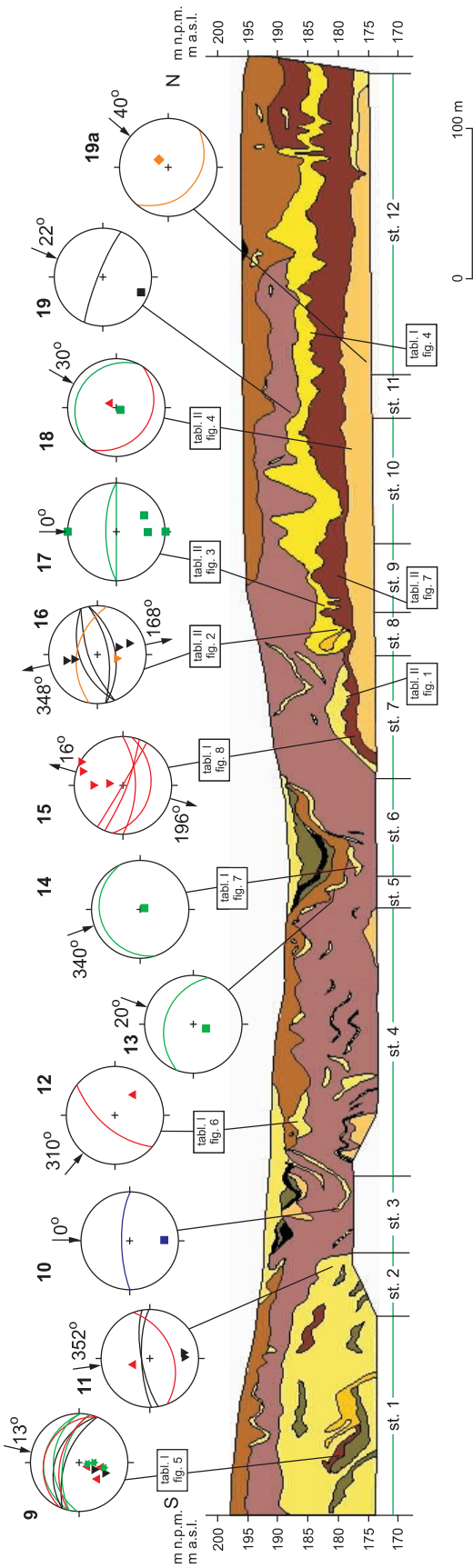


Fig. 4. Zachodnia ściana nadkładu złoża węgla brunatnego z 2004 r. – wyższy poziom

Objaśnienia na figurze 3

Western wall of brown coal cover deposits in 2004 – upper wall

For explanations see Figure 3

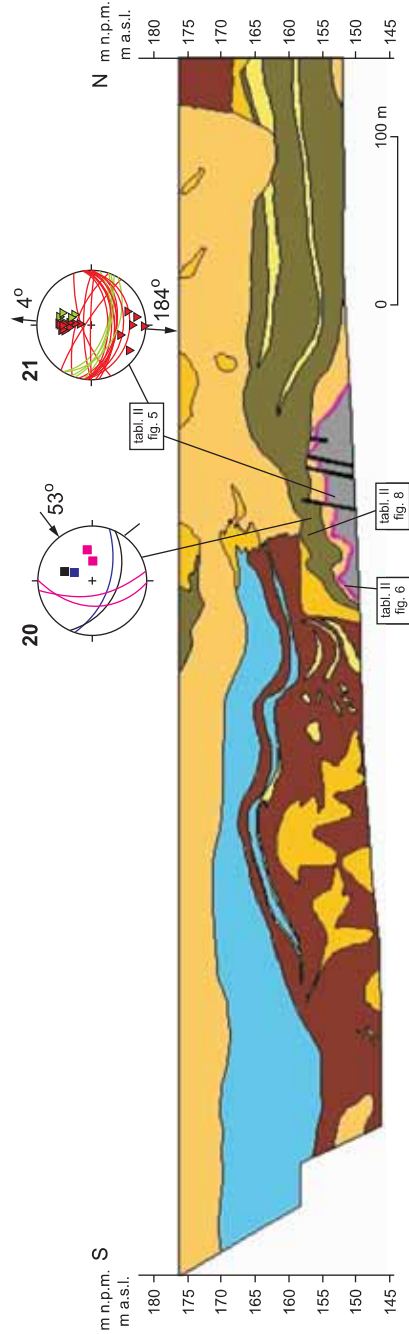


Fig. 5. Zachodnia ściana nadkładu złoża węgla brunatnego z 2005 r. – niższy poziom

Objaśnienia na figurze 3

Western wall of brown coal cover deposits in 2005 – lower wall

For explanations see Figure 3

gliny górnej. Uskoki te były pierwotnie zespołami ścieg Riedla, które w miarę wzrostu naprężeń pionowych (Sv) uległy przekształceniu w drobne uskoki. Ładolód, który osadził leżącą wyżej glinę, przesuwał się ponad kompleksem wcześniej złożonych piasków, wytwarzał pole naprężeń odpowiadające warunkom ścinania prostego (para sił w płaszczyźnie pionowej). Najpierw powstały inicjalne ściegi (w wyniku naprężeń dynamicznych), które w miarę wzrostu obciążeń (przyrost czaszy lodowej, nacisk statyczny) przekształciły się w zespoły uskoków wykorzystujących uprzywilejowany względem kierunku ruchu zespół ścieg (por. Van der Wateren, 1985). Zarówno drobne ściegi, jak i fałdy mieszczą się w tzw. warstwie deformacyjnej pod stopą aktywnego ładolodu (Hart, 1998). Przechodzenie oboczne jednego typu struktur w drugie potwierdza koncepcję Michalskiego (1979) o decydującym znaczeniu udziału wody w tworzeniu deformacji, przy jednoczesnej obecności wiecznej zmarzliny na przedpolu.

W centralnej części ściany glina dolna, rozcięta przez nadległe białe piaski, tworzy cienkie listwy w kształcie trójkątów (tabl. II, fig. 1). Powierzchnie kontaktu gliny z piaskami są powierzchniami ścieg komplementarnych. Miejscami glina dolna jest złuskowana. Poza strefami łusek glaciektonicznych powierzchnia spągowa gliny dolnej jest równa, a kontakt z leżącymi niżej białymi piaskami nie wykazuje większych zaburzeń poza lokalnymi pogrążami, powodującymi rozwój delikatnej sieci ścieg komplementarnych (tabl. II, fig. 2). Wzdłuż całego profilu glina dolna ma równy spąg w odróżnieniu od bardzo nieregularnego stropu. Dalej ku północy glina dolna tworzy serię stromych i lekko pochylonych diapirów intrudujących w piaski i żwiry kemu (tabl. II, fig. 3) wzdłuż powierzchni stromych uskoków odwróconych. Kierunek kompresji (N–S) wyznaczony przez te struktury (fig. 5 – diagram 17) jest zgodny z kierunkiem tensji odpowiadającej uskocom normalnym na skłonie kemu dalej na wschód w odległości ok. 800 m (por. Goździk, Krysiak, 2009 – w tym tomie). Najprostszym wyjaśnieniem tego zjawiska są odmienne warunki powstawania struktur w różnych częściach plateau kemowego. Uskoki normalne we wschodniej części kemu powstawały w warunkach utraty podparcia w czasie topnienia martwego lodu, podczas gdy uskoki odwrócone i diapiry pochylone w zachodniej części kemu rejestrują naciski dynamiczne związane z ładolodem. Ponieważ zasięg i miąższość gliny górnej gwałtownie rosła ku zachodowi nie można wykluczyć, że oba procesy zachodziły jednocześnie. To znaczy, że w czasie rozpadu brył martwego lodu na wschodzie, na zachodzie utrzymywała się jeszcze zwarta pokrywa ładolodu wytwarzająca naciski statyczne (pod lodem) i dynamiczne (na przedpolu). Inne rozwiązanie wymagałoby założenia, że oba procesy zachodziły w różnym czasie. Wówczas uskoki normalne na skłonie kemu związane z deglacją byłyby starsze niż pochylone diapiry i uskoki odwrócone utworzone w czasie młodszego nasunięcia. Trudno rozstrzygnąć, która interpretacja jest słuszna. Pierwsze rozwiązanie może wydawać się bardziej prawdopodobne, ponieważ wśród skartowanych przez autorki drobnych struktur strefy kemu nie odnaleziono struktur tensyjnych. Nie można jednak wykluczyć, że struktury kompresyjne utworzone w czasie ponownego nasuwania się ładolodu całkowicie zatarły pierwotne struktury tensyjne.

Dalej ku północy (fig. 4 – stanowisko 10), bezpośrednio pod cienką listwą gliny dolnej w piaskach i mułkach są widoczne położe ściegi wsteczne powodujące krenulację warstw (tabl. II, fig. 4), o osi kompresji NNE–SSW 30–210° (diagram 18).

W osadach piaszczystych i mułkach kontaktujących obocznie z gliną dolną obserwuje się często skomplikowane deformacje spływowe. Kontakt gliny i osadów piaszczysto-mułkowych ma charakter odkłucia. Kierunek struktur spływowych w osadach piaszczysto-mułkowych jest zgodny z kierunkiem kompresji (azymut 22° z NE na SW), odpowiadającej odkłuciu na kontakcie z gliną (diagram 19). Zatem oba typy struktur powstały w tym samym polu naprężeń. Ostre przejście od odkłucia do spływów może być wyjaśnione na gruncie teorii Michalskiego (1979), jako dalszy etap deformacji tzw. „hydrolakkolitu”.

W najniższej części profilu (poniżej warstewki bruku morenowego, w laminowanych mułkach ilastych) pomierzona powierzchnia ściegi wskazuje na kierunek kompresji odpowiadający naciskowi z NE na SW w azymucie 40° (fig. 4 – stanowisko 12, diagram 19a).

ŚCIANA ZACHODNIA Z 2005 R.

W 2005 roku dostępny do badań był południowy odcinek ściany o długości ok. 700 m (fig. 5). W odsłonięciu była widoczna glina dolna (koloru ciemnoszarego), stromo zapadająca ku południowi, której wiek odpowiada prawdopodobnie zlodowaceniowi ?odry (J. Goździk, inf. ustna). W obrębie gliny dolnej i w osadach widocznych pod nią (żwiry, piaski i mułki – warstwy 1, 1a) (Goździk, 2001 – formacja Krzaki) oraz w leżących niżej osadach neogenu (warstwa 8) powszechnie występują systemy ścieg komplementarnych układających się w regularny wzór (tabl. II, fig. 5). Ściegi przecinają niezależnie osady neogenu (brunatne iły piaszczyste) i plejstocenu (białe piaski), co świadczy o ich plejstocenie wieku. Lokalnie system ścieg uległ przekształceniu w sieć drobnych uskoków normalnych, są to struktury utworzone w grawitacyjnym polu naprężeń (największe naprężenie zorientowane pionowo Sv). Gwałtowne zapadanie gliny dolnej ku S i SW (fig. 5 – diagram 20), podobnie jak to było widoczne na ścianach w latach ubiegłych (fig. 3–4), wynika z jej superpozycji nad rowem II rzędu, przylegającym do południowego uskoku głównego rowu Belchatowa. Pod gliną dolną widoczne są sigmoidalne, położe uskoki normalne i towarzyszące im zespoły ścieg komplementarnych przecinające zarówno szarozielone mułki plejstocenie, jak i stalowo szare iły neogeenie (tabl. II, fig. 6). Struktury te dokumentują równoczesne oddziaływanie nacisków pionowych i naprężeń ścinających w czasie przesuwania się ładolodu. Sigmoidalny kształt powierzchni uskoków świadczy o półplastycznych warunkach powstawania deformacji. Zwrot ruchu skrzydeł górnych uskoków (z N na S) może wynikać z kierunku przemieszczania się leżącej niżej gliny. Nie można wykluczyć, że nadrzędną przyczyną powstania zespołu opisanych struktur była reaktywacja struktur podłoża, a przede wszystkim reaktywacja uskoków przesuwczych (por. Dyskusja – Hałaszcak, 1999).

Powyżej gliny dolnej, w stropie serii białych piasków, w niewielkim obniżeniu były widoczne osady organiczne silnie skompresowane i tworzące pograży w leżących niżej mułkach (tabl. II, fig. 7). Pograży te wykazują kierunkowe zdeformowanie. Wyznaczony przez nie kierunek kompresji (z WSW ku ESE) jest prawie prostopadły do kierunków kompresji (NE–SW i N–S) wyznaczonych na podstawie struktur leżących 20 m niżej (fig. 5 – diagram 20). Zatem na odcinku zaledwie 20 m w pionie doszło do reorientacji pola naprężeń o 90°.

ŚCIANA PÓŁNOCNA Z 2005 R.

W nieeksploatowanej już północnej części kopalni (fig. 6), było możliwe prześledzenie deformacji pod warstwą gliny górnej. Nad gliną są widoczne dwa zagłębienia wypełnione osadami organicznymi interglacjału eemskiego, przykryte cienką warstwą piasków eolicznych (J. Goździk, inf. ustna). Gлина w zachodniej części skarpy sięga prawie do dołu ściany, szybko wyklinowując się ku wschodowi. Pod gliną są widoczne osady piaszczyste i żwiry fluwioglacjalne zawierające oprócz materiału północnego duże otoczaki wapieni i krzemieni górnourajskich z bezpośredniego podłoża (fig. 6B). Bezpośrednio pod gliną w stropie piasków widać cienkie warstewki mułków szarzielonych, które dobrze rejestrują nawet najdrobniejsze deformacje.

Deformacje widoczne w kolejnych odsłonięciach (fig. 6) reprezentują duże bogactwo drobnych struktur glaciektonecznych. Większość z nich ma charakter kompresyjny bądź ścięciowy. Ładolód nasuwający się od północnego zachodu osadził widoczną tu glinę zwałową oraz wytworzył zespoły średnich i drobnych struktur glaciektonecznych świadczących z jednej strony o silnej egzaracji w zetknięciu z twardym podłożem, z drugiej strony – o znacznym nasyceniu zdeformowanych osadów wodą. Świadectwem egzaracji jest powszechna obecność materiału jurajskiego w żwirach pod gliną oraz rysy lodowcowe na powierzchni większych głazów. Procesy te zachodziły blisko północnej krawędzi rowu Bełchatowa (fig. 1), która ma charakter tektoniczny, a utworzy mezozoiku zalegają tam stosunkowo płytko (Gotowała, 1999). O znacznym udziale wody w procesie deformowania osadów świadczy styl drobnych struktur, tj. częste przechodzenie deformacji plastycznych w ścięciowe (fig. 6F, G), uwarunkowane wzrostem ciśnienia porowego wód. Przykładem wzrostu wielkości ciśnienia w zewnętrznej części struktur deformacyjnych są skomplikowane zaburzenia plastyczne z drobnymi strukturami ścięciowymi na obwiedni (fig. 6E). Podobne struktury interpretowano także jako efekt wyciskania wody (Van Loon, Brodzikowski, 1994; Delaney, 2002; Van Loon, 2003), choć w przypadku struktur o większej amplitudzie przyjmuje się jednak interpretację nasunięciową (Klint, Pedersen, 1995; Benett, 2001).

Większość struktur glaciektonecznych pomierzonych w odsłonięciach północnej ściany ma charakter wybitnie kompresyjny (fig. 6A–D). Obok form, których orientacja jest

zgodna z kierunkiem nasuwania się ładolodu zlodowacenia warty z WNW na ESE (fig. 6A, D, F, I) występują też struktury wsteczne (fig. 6B, C, H) zorientowane przeciwnie względem tego kierunku. Przeciwna wergencja struktur blisko położonych dobrze uzmysławia, jak łatwo można się pomylić w interpretacji kierunku ruchu ładolodu, gdy nie ma pewności jaka część dużej deformacji jest widoczna i czy jest to struktura prosta czy przewalona (jest to poważny problem w przypadku małych odsłonięć) (por. Van der Wateren, 1981; Morawski, 2003, 2004). Zresztą kierunki kompresji lokalnej zmieniają się w szerokim zakresie: od NE–SW przez NW–SE do W–E (por. diagramy na fig. 6A–E), co wydaje się mieć związek z tarciem w przyspągowych częściach profilu (fig. 6H, I). Wśród struktur ciągłych na uwagę zasługuje leżący fałd futerałowy o wergencji wschodniej (fig. 6I) z drobnym uskokiem odwróconym w skrzydle brzuszonym. O stylu deformacji zadecydowała litologia. Plastyczne osady mułków i piasków tworzą fałd, podczas gdy bardziej sztywne, cienka warstewka gliny uległa ścięciu.

ODSŁONIĘCIE WE WKOPIE

Obserwacje prowadzono także w głębokim wkopie położonym w odległości 200 m na południowy wschód od północnej ściany opisanej powyżej (lokalizacja na fig. 1). Wkop wykonano do głębokości ok. 4–8 m poniżej spągu ściany północnej, co pozwoliło na zbadanie deformacji występujących głębiej.

Pod ciemnoszarą gliną dolną, zapadającą stromo w stronę wyrobiska, zalegają jasne piaski drobnoziarniste i mułki warstwowe. Osady te są pocięte systemem drobnych uskokiów antytetycznych normalnych, wykorzystujących zespół ścięć R'. Wtórna ekstensja związana ze ścinaniem odpowiada kierunkowi NE–SW (30–210°). Dokładnie w takim samym azymucie wyznaczono kierunek kompresji na podstawie drobnych struktur znajdujących się w takim samym położeniu w profilu na ścianie z 2004 r. (fig. 4 – diagram 18), w odległości 700 m od stanowiska we wkopie. Zjawisko to może potwierdzać, że relaksacja naprężeń w przestrzeni, tj. przechodzenie od kompresji do tensji w jednym azymucie, zachodzi w warunkach glacialnych dość powszechnie (por. Rotnicki, 1976; Jaroszewski, 1991, 1994).

W północnej części odsłonięcia gлина zwałowa tworzy wąską łuskę, w obrębie której warstwy są zorientowane pionowo i pocięte systemem ścięć Riedla, wskazujących na subhoryzontalną kompresję N–S. W piaskach zalegających nad łuską gliny, układ ścięć komplementarnych wskazuje na kompresję poziomą WNW–ESE.

Na ścianach zachodnich (fig. 3–5) w poziomie gliny dolnej także obserwowano łuski glin. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że łuski gliny dolnej rejestrują miejsca przecinania się wielokrotnych ścięć cylindrycznych utworzonych podczas nasuwania się ładolodu zlodowacenia warty, który złożył glinę górną.

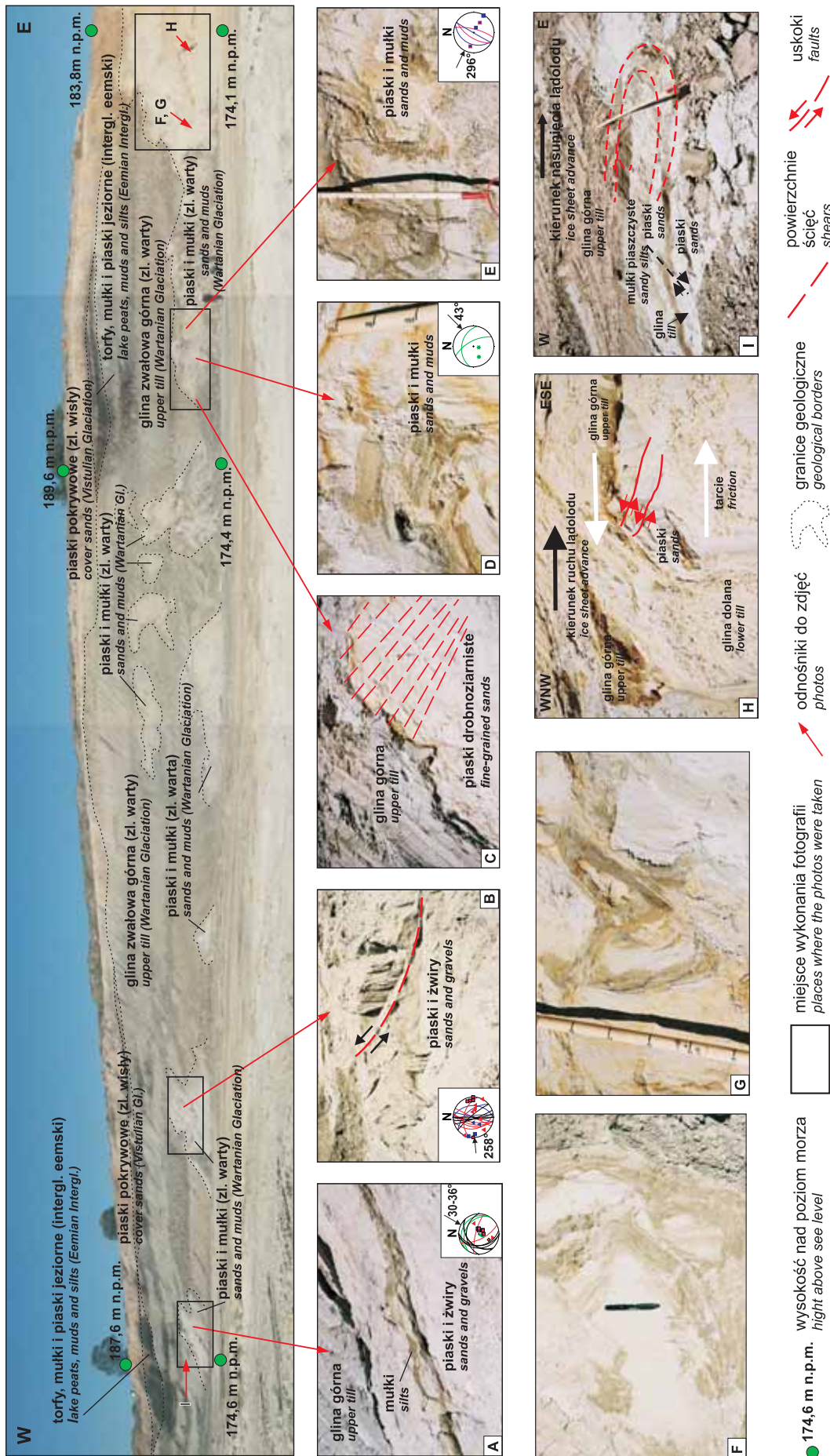


Fig. 6. Północna ściana nadkładu złoża węgla brunatnego – 2005 r.

Opisy litologiczno-stratygraficzne na figurach 3–5

Northern wall of brown coal cover deposits in 2005

For lithological and stratigraphical description see Figures 3–5

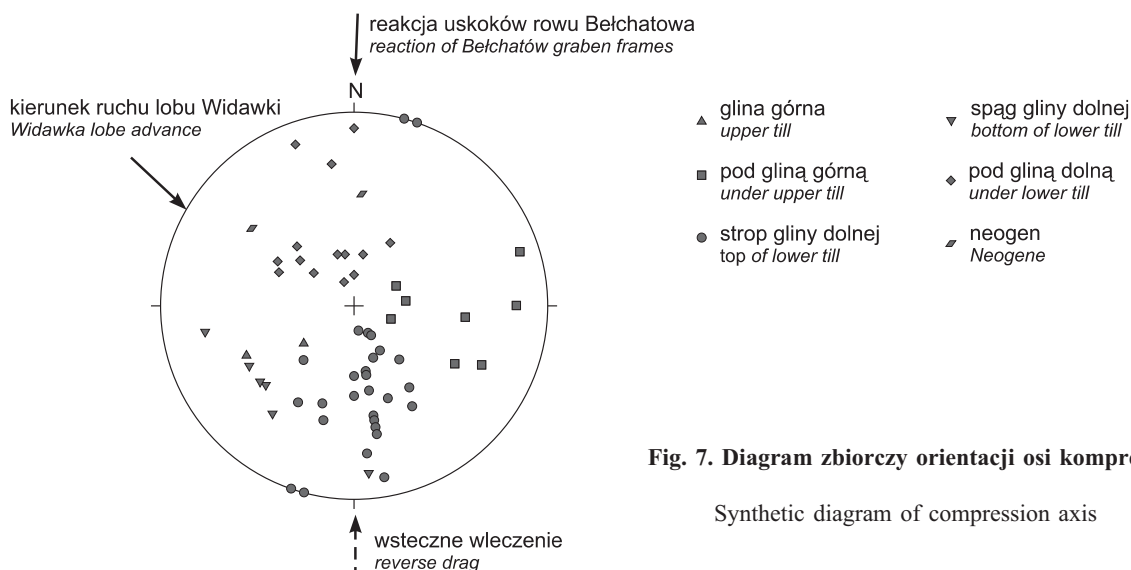


Fig. 7. Diagram zbiorczy orientacji osi kompresji

Synthetic diagram of compression axis

Zbiorcze zestawienie orientacji osi kompresji (δ_1) wyznaczonych dla wszystkich opisanych powyżej struktur glacictektonicznych – w porządku chronologicznym (fig. 7) – pozwala wyróżnić dwa dominujące kierunki nacisków z nimi związane:

- kierunek I (starszy) – z N ku S i towarzyszące mu tarcie w niższych częściach profilu (z S ku N);
- kierunek II (młodszy) – z WNW na ESE.

DYSKUSJA

Badania struktur deformacyjnych potwierdziły, że typ deformacji, ich amplituda i lokalizacja są zależne od:

- charakteru struktur podłoża,
- położenia względem czoła lądolodu,
- litologii osadów,
- wielkości oddziałujących nacisków,
- procesów zamarzania/rozmarzania (nawodnienia osadów) = ciśnienia wód porowych.

Wszystkie wymienione czynniki są ze sobą integralnie związane. Dwa pierwsze miały znaczenie nadrzędne, a ich wpływ zaznacza się w dużej skali jako strefowość występowania struktur glacictektonicznych.

Jednocześnie proponowany przez Piotrowskiego (1994) model mozaikowy znalazł w tym artykule potwierdzenie dowodami terenowymi na współistnienie deformacyjnych i stabilnych miejsc w podłożu lądolodu. Takie miejsca są ruchome w czasie i przestrzeni, tj. to samo miejsce może doświadczać wielokrotnych faz deformacji i stabilności. Rozkład przestrzenny drobnych struktur potwierdza to zjawisko.

O dynamice lądolodów decyduje także obecność lub brak w ich podłożu osadów miękkich (Boulton, 1996a; Murray, 1997). Ma to decydujący wpływ na przebieg zlodowacenia i charakter deformacji (Clark, Hansel, 1989; Alley, 1991; Clark, 1994).

Morfologia podłoża jako główny mechanizm płynięcia lodu została rozpoznana stosunkowo niedawno przez Patersona (1994). Nadal jednak nie wiadomo, jaki jest wpływ ruchu miękkiego podłoża na formowanie osadów glacialnych. Brakuje jednoznacznego zdefiniowanych paleośladów, szczególnie z powodu braku porozumienia co do interpretacji struktur

deformacyjnych (Alley i in., 1986, 1987; Boulton, Hindmarsh, 1987). Teoria deformacyjna jest wspierana coraz większą ilością danych, które nie zawsze można interpretować wyłącznie jako typowe dla środowiska deformacyjnego. Piotrowski i inni (2001) zwracają uwagę na grupy struktur, które wykluczają zastosowanie modelu podłoża deformacyjnego. Są to między innymi ostre kontakty gliny z niezaburzonym osadem podścielającym. Autorzy ci dodają jednak, że w niewielkiej odległości od tych form mogą znajdować się osady zdeformowane, wskazujące na istnienie w pobliżu warunków podłoża deformacyjnego. Jest to zgodne z ideą koncentracji naprężeń (*stress concentrations*) prowadzących do powstania mozaiki na granicy lód/podłoże, gdzie miejsca zdeformowane są oddzielone obszarami stabilnymi (Alley, 1983; Piotrowski, Kraus, 1997; Fischer i in., 1999; Piotrowski, Tulaczyk, 1999).

Jak dotąd nie przyjęto kryteriów pozwalających odróżnić osady zdeformowane penetracyjnie od niezdeformowanych (Paterson, 1994; Murray, 1997). W wielu publikacjach dyskutuje się na temat kryteriów ich podziału, ale nie osiągnięto porozumienia w tej kwestii (Hart i in., 1997; Piotrowski, Kraus 1997).

Zdaniem autorek mimo wielu niejasności co do warunków powstawania konkretnych deformacji, nie można zrezygnować z analizy strukturalnej i podważać jej zasadności w odniesieniu do drobnych ścież, fałdeków ciągnionych (kolankowych), krenulacji itd., co postulowali między innymi Brodzikowski (1981) i Van Loon (2003). Choć bezpośrednią przyczyną powstawania tych struktur jest najczęściej anomalnie wysokie ciśnienie porowe wody, to jednak przyczyną nadrzędną wywiązującego się mechanizmu ścinania był ruch

ładolodu i ślizganie się warstw po sobie w czasie ich deformowania w większe struktury (fałdy, odkłucia, diapiry). Zespoły drobnych ścięć są spotykane także w aureoli wokół diapirów glin, gdzie rejestrują pole naprężeń związane z intruzją glin w osady nadległe. Świadectwem aktywności ładolodu jako przyczyny struktur ścięciowych jest wielokrotnie stwierdzona koncentracja zespołów ścięć Riedla bezpośrednio pod gliną i określone uporządkowanie drobnych struktur także w krach i porwakach (Manley i in., 2001). Pod tym względem autorki zgadzają się z wnioskami innych badaczy, że układy ścięć Riedla są najlepszym wskaźnikiem kierunku ruchu ładolodu (Van der Wateren, 1995, Henriksen i in., 2001; Godin i in., 2002; Philips i in., 2002). Nie negują oczywiście możliwości powstania niektórych drobnych struktur ścięciowych w wyniku nawodnienia osadów w warunkach subakwalnych (Brodzikowski, Van Loon, 1985; Van Loon i in., 1985; Van Loon, 2003), w osadach stożków (Van Loon, Brodzikowski, 1987), czy w czasie spływania osadów po skłonie (Żurawek, 2002), jednak wówczas struktury ścięciowe występują w dolnych częściach profilu, a ich układ nie jest uporządkowany. Decydującym kryterium genetycznym jest położenie drobnych ścięć w obrębie większych struktur i względem gliny. Nawet w stosunkowo niewielkich odsłonięciach bywa możliwe jego ustalenie.

Przeprowadzone badania tylko częściowo odpowiadają na pytanie, jaki był wpływ uskoków ograniczających rów Bełchatowa na przebieg większych struktur glacitektonicznych. Wydaje się, że znaczne upady gliny dolnej i intensywne deformacje wszystkich osadów plejstocenu w skrajnie południowych częściach ścian (fig. 3–5) mogą być związane z reaktywacją południowego uskoku głównego (por. rów II rzędu, Felisiak, 1999). Nie można też wykluczyć reaktywacji w plejstocenie uskoku przesuwczego z podłoża i związanych z tym implikacji (por. fałdy Kucowa – Hałuszczak, 1999; dyslokacja Folwarku – Felisiak, 1999). Precyzyjne ustalenie, które deformacje kompresyjne w obrębie osadów plejstocenijskich są efektem odnowionej przesuwczowości, a które powstały w wyniku horyzontalnych nacisków glacitektonicznych, jest często bardzo trudne lub nawet niemożliwe. Dotyczy to zwłaszcza wspólnie przefaldowanych osadów czwartorzędowych i neogeneńskich (por. fałdy Kucowa – Hałuszczak, 1999) oraz opisanych powyżej sigmoidalnych uskoku z zespołami ścięć (ściana zachodnia z 2005 r. – tabl. II, fig. 6). Autorki stwierdziły występowanie obok siebie struktur kompresyjnych i tensyjnych (por. Van der Wateren, 1995), stąd wniosek, że na podstawie braku objawów kompresji w niewielkim odsłonięciu nie można wykluczyć ich istnienia w zakrytej części terenu.

WNIOSKI

Badania auterek potwierdziły strefowość budowy strukturalnej osadów plejstocenu w zachodniej części kopalni Bełchatów (por. Goździk, Krysiak, 2009 – w tym tomie), związaną z układem struktur podłoża i kierunkiem nasuwania się ładolodu zlodowacenia warty (lobu Widawki). Plan strukturalny podłoża miał zasadniczy wpływ na przebieg zlodowacenia nie tylko w sensie mechanicznym, ale także termalnym. Kierunek lobu Widawki został wymuszony układem struktur rowu Bełchatowa, a głęboko zakorzenione dyslokacje wytwarzały strumień ciepły, który w sposób decydujący wpłynął na tempo topnienia ładolodu. Skomplikowane mechanizmy związane z zamrażaniem i rozmarzaniem gruntu na przedpolu ładolodu, w połączeniu z dużą lokalną zmiennością litologiczną, doprowadziły do znacznego zróżnicowania ciśnień porowych wody, a w konsekwencji drobnych struktur glacitektonicznych w niewielkich nawet odległościach.

Potwierdził się także wpływ halokinezy na strukturę osadów plejstocenijskich w bezpośrednim sąsiedztwie wysadu solnego Dębina.

Wśród opisanych struktur można wyróżnić dwie grupy genetyczne: struktury glacitektoniczne i neotektoniczne.

1. Do struktur **glacitektonicznych** zostały zaliczone:

- struktury grawitacyjne obciążeniowe – utworzone pod wpływem nacisków statycznych (w czasie postępu ładolodu); należą do nich: ścięcia cylindryczne, diapiry pionowe gliny dolnej i pograży;
- struktury kompresyjne (najczęściej ścięciowe) – utworzone pod wpływem nacisków dynamicznych (przed czołem nasuwającego się ładolodu lub pod ładolodem w czasie jego aktywnego nasuwania się);

zaliczają się do nich: łuski glin i piasków, fałdy asymetryczne (w tym pochylone fałdy diapirowe) i związane z nimi struktury II rzędu, dupleksy, fałdki ciągnione, ścięcia Riedla, podgięcia i odkłucia warstw, uskoki odwrócone i uskoki przesuwcze.

2. Do struktur **neotektonicznych** należą:

- struktury odciążeniowe – utworzone w wyniku ustąpienia ładolodu i odprężenia górotworu; należą do nich ścięcia komplementarne i uskoki normalne, tnące niezależnie osady neogenu i plejstocenu, sięgające aż do powierzchni terenu.

Wśród deformacji obserwowanych w osadach żwirowo-piaszczystych pod gliną górną wyróżniono:

1. Fałdy różnego typu, związane z:

- ruchem lobu lodowcowego i wleczeniem (fałdki ciągnione i zygzakowate, fałdy futerałowe);
- upłynnieniem warstw (fałdy z płynięcia, fałdy symilarnie);
- obciążeniem statycznym (pionowe fałdy diapirowe, pograży) lub naciskiem dynamicznym (pochylone fałdy diapirowe).

2. Uskoki normalne i odwrócone.

3. Ścięcia nisko- i wysokokątowe.

Zwraca uwagę duża frekwencja zjawisk związanych z upłynnieniem osadów a nawet ich swobodny spływ. Fakt, że zachowały się struktury sedymentacyjne w tych osadach świadczy o tym, że nasunięcie ładolodu, który pozostawił glinę górną nastąpiło w krótkim czasie po ich sedymentacji.

Dwa poziomy glin środkowopolejstoceny: glina górna (warta) i glina dolna (odra) odpowiadają dwóm nasunięciom lodolodu. Gлина górna mimo zróżnicowanej miąższości i dwudzielności tworzy ciągły pokład. Ma ona lokalnie zmieniający się charakter, od typu *melt-out* przez *lodgement* do *flow till* (terminologia wg Boultona, 1996a). Gлина dolna (cieńsza od górnej) ma przede wszystkim zdeformowany strop i w znacznym stopniu uczestniczy w zaburzeniach dynamicznych nadległych osadów, lokalnie tworząc łuski.

Zespoły drobnych struktur w kolumnie osadów rozdzielających oba poziomy glin pokazują, że w wielu wypadkach główną powierzchnią odkłucia zamykającą przestrzeń, w której występują drobne struktury glacitektoniczne, był strop lub spąg gliny dolnej. Jakkolwiek drobne deformacje występują też pod gliną dolną, jest ich tam znacznie mniej i mają niewielką amplitudę. Największą liczbę drobnych struktur glacitektonicznych stwierdzono bezpośrednio pod gliną górną, w tzw. warstwie deformacyjnej (*deformational layer*) oraz w stropie gliny dolnej w związku z odkłuciem.

We wszystkich zbadanych odsłonięciach potwierdziła się prawidłowość, że w niższej części profilu dominuje kompresja horyzontalna o kierunku N–S, wyżej NW–SE, a w stropie nawet W–E (fig. 7). Ów zmieniający się układ kompresji w profilu pionowym implikuje dwa możliwe scenariusze wydarzeń:

1. Zmieniło się pole naprężeń w czasie. Najpierw nastąpiła kompresja o kierunku N–S i NE–SW, związana ze starszym nasunięciem lodolodu (złodowacenia odry?), potem kompresja NW–SE i WNW–ESE, związana ze złodowacieniem warty.

2. W czasie nasunięcia lodolodu złodowacenia warty, łob Widawki miał kierunek WNW–ESE wymuszony przez strukturę rowu Bełchatowa. Taki kierunek kompresji wykazują struktury w górnej części profilu (pod gliną górną). Niżej, w związku z reakcją dyslokacji ograniczających rów Bełchatowa na nacisk osadów dociążonych lodolodem, wywiązywała się kompresja prostopadła do ram tektonicznych rowu. Doszło do skręcenia pola naprężeń o 90°.

Na obecnym etapie badań bardziej prawdopodobna wydaje się druga hipoteza, ponieważ struktury glacitektoniczne wskazujące na kompresję o kierunku zbliżonym do N–S występują nie tylko pod gliną dolną, ale także nad nią, a zatem reorientacja pola naprężeń zachodziła diachronicznie.

Prace zostały przeprowadzone w ramach tematu KBN 6.13.0007.00.0 „Studium struktur glacitektonicznych w Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów” (CAG PIG, 2006).

Podziękowania. Autorki pragną podziękować recenzentowi Panu prof. Leszkowi Marksowi za wnikliwą lekturę tekstu i liczne uwagi, Panu dr Janowi Goździkowi za pomoc merytoryczną w kwestiach litostratygraficznym i Pani mgr Annie Skórzak oraz pozostałym pracownikom Działu Geologicznego Kopalni Bełchatów za stałą pomoc techniczną i udostępnienie szczegółowych podkładów geodezyjnych i szkiców ścian. Składamy także podziękowanie Panu Janowi Zajączkowskiemu za graficzne wykonanie skomplikowanych rysunków ścian. Większość fotografii zamieszczonych w publikacji jest autorstwa Pana mgr Mirosława Krawczyka, któremu dziękujemy za ich udostępnienie.

LITERATURA

- ALLEY R.B., 1983 — In search of ice stream sticky spots. *J. Glaciol.*, **39**: 447–454.
- ALLEY R.B., 1991 — Deforming bed origin for southern Laurentide till sheets? *J. Glaciol.*, **37**: 67–76.
- ALLEY R.B., BLANKENSHIP D.D., BENTLEY C.R., ROONEY S.T., 1986 — Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica. *Nature*, **322**: 57–59.
- ALLEY R.B., BLANKENSHIP D.D., BENTLEY C.R., ROONEY S.T., 1987 — Till beneath Ice Stream B: 3. Till deformation: evidence and implications. *J. Geoph. Res.*, **92**: 8921–8929.
- BARANIECKA M.D., 1980 — Osady stadiału Warty i młodsze osady plejstoceny w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 841–856.
- BARANIECKA M.D., 1984 — Złodowacenie środkowopolskie. Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia, 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (red. J.E. Mojski, S. Sokołowski): 154–195. Wyd. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1987 — Dotychczasowe i bieżące badania rejonu Bełchatowa. Przew. II Symp. „Czwartorzęd rejonu Bełchatowa”: 1–13.
- BARANIECKA M.D., SARNACKA Z., 1971 — Stratygrafia czwartorzędowej paleogeografii dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, **254**: 157–269.
- BENNETT M.R., 2001 — The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth Sc. Rev.*, **53**, 3/4: 197–236.
- BER A., LINDNER L., MARKS L., 2007 — Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędowej Polski. *Prz. Geol.*, **55**, 2: 115–118.
- BOULTON G.S., 1996a — Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *J. Glaciol.*, **42**, 140: 43–62.
- BOULTON G.S., 1996b — The origin of till sequences by subglacial sediment: deformation beneath mid-latitude ice sheets. *Ann. Glaciol.*, **22**: 75–84.
- BOULTON G.S., HINDMARSH R.C.A., 1987 — Sediment deformation beneath glaciers: rheology and sedimentological consequences. *J. Geoph. Res.*, **92 B**: 9059–9082.
- BRODZIKOWSKI K., 1981 — Dilatancy and the course of the deformational process in unconsolidated sediments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **51**: 83–98.
- BRODZIKOWSKI K., 1985 — Geological deformation environment in the subsiding zone with special reference to the Kleszczów tectonic graben. *Quater. Stud. Poland*, **6**: 5–22.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1985 — Penecontemporaneous non-tectonic brecciation of unconsolidated silts and muds. *W: Sedimentology of siltstone and mudstone* (red. R. Hesse). *Sedim. Geol.*, **41**: 269–282.
- BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., KRZYSZKOWSKI D., VAN LOON A.J., 1987a — Soft-sediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluvio-lacustrine sediments in the Kleszczów graben (central Poland). *W: Deformations of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Public.*, **29**: 255–267.
- BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., KASZA L., VAN LOON A.J., 1987b — The Kleszczów Graben (central Poland): recon-

- struction of the deformational history and inventory of the resulting soft-sediment deformation structures. *W: Deformation of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Publication* **29**, 241–254.
- BRODZIKOWSKI K., HAŁUSZCZAK A., KRZYSZKOWSKI D., VAN LOON A.J., 1987c — Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben (central Poland). *W: Deformation of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Publication*, **29**: 287–298.
- BRODZIKOWSKI K., KRZYSZKOWSKI D., VAN LOON A.J., 1987d — Endogenic processes as a cause of penecontemporaneous soft-sediment deformations in the fluviolacustrine Czyżów Series (Kleszczów Graben, central Poland). *W: Deformation of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Publication*, **29**: 269–278.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1991 — Glacigenic sediments. *Develop. Sedim.*, **49**.
- CLARK P.U., 1994 — Unstable behaviour of the Laurentide Ice Sheet over deforming sediment and its implications for climate change. *Quater. Res.*, **41**: 19–25.
- CLARK P.U., HANSEL A.K., 1989 — Clast ploughing, lodgement and glacier sliding over a soft glacier bed. *Boreas*, **18**: 201–207.
- DELANEY C., 2002 — Sedimentology of a glaciofluvial landscape, Lough Ree area, Central Ireland: implications for ice margin characteristics during Devensian deglaciation. *Sedim. Geol.*, **149**: 111–126.
- FELISIAK I., 1999 — Południowy uskok główny – porównanie koncepcji z rzeczywistością na podstawie obserwacji we wkopie KWB „Bełchatów”. Konferencja naukowa: „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu”, Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999: 89–98.
- FISCHER U.H., CLARKE G.K.C., BLATTER H., 1999 — Evidence for temporally varying “sticky spots” at the base of Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada. *J. Glaciol.*, **45**, 150: 352–360.
- GAŁĄZKA D., 2005 — Badania eratyków przewodnich z glin zwałowych formacji „Rogowiec” KWB Bełchatów. Terenowe warsztaty „Drobne struktury glacitektoniczne”, Bełchatów, 3–6 października 2005. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GODIN L., BROWN R.L., DREIMANIS A., ATKINSON G.M., ARMSTRONG D.K., 2002 — Analysis and reinterpretation of deformation features in the Rouge River valley, Scarborough, Ontario. *Canad. J. Earth Sc.*, **39**, 9: 1393–1391.
- GOTOWAŁA R., 1999 — Przedmłodoalpejska tektonika obszaru Kleszczowa. Konferencja naukowa: „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu”, Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999: 7–21.
- GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 1999 — Pozycja i główne etapy młodoalpejskiego rozwoju rowu Kleszczowa w świetle badań mezostrukturalnych w odkrywcze KWB Bełchatów i numerycznej analizy wyników badań. Konferencja naukowa: „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu”, Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999: 7–23.
- GOŹDZIK J., 2001 — Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mysińska-Dowgiałło): 931–24. *Pr. Sedym. Wyd. Geogr. Stud. Reg. UW*, Warszawa.
- GOŹDZIK J., KRYSIAK Z., 2009 — Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstoceńskich w strefie brzeżnej plateau kermowego Czubatej Góry (kopalnia Bełchatów). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **194**: 35–48. (w tym tomie)
- HAŁUSZCZAK A., 1999 — Struktury deformacyjne o cechach kontrakcyjnych w utworach trzeciorzędowych zachodniej części odkrywki KWB Bełchatów i problem ich genezy. *W: XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej PTG „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu”*, Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999: 39–49.
- HAŁUSZCZAK A., 2004 — Cenozoic dynamics of the Dębina salt dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary–Quaternary cover. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **74**: 311–318.
- HAŁUSZCZAK A., 2007 — Dike-filled extensional structures in Cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (Central Poland). *Sedim. Geol.*, **193**: 81–92.
- HART J.K., 1998 — The deforming bed/debris-rich basal ice continuum and its implications for the formation of glacial landforms (flutes) and sediments (melt-out till). *Quater. Sc. Rev.*, **17**: 737–754.
- HART J.K., GANE F., WATTS R.J., 1997 — Deforming bed conditions on the Dänisher Wold Peninsula, northern Germany. *Boreas*, **25**: 101–113.
- HENRIKSEN M., MANGERUD J., MASLENIKOVA O., MATIOUCHKOV A., TVARANGER J., 2001 — Weichselian stratigraphy and glaciotectionic deformation along the lower Pechora River, Arctic Russia. *Glob. Planet. Change*, **31**, 1–4: 297–317.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**: 153–206.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. *W: Tektonika* (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 395–441. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KLATKOWA H., 1992 — Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facyjnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, **63**: 39–80.
- KLINT K.E.S., PEDERSEN S.A.S., 1995 — The Hanklit glaciotectionic thrust fault complex. *Mors. Geol. Surv. Denmark*.
- KRYSIAK Z., 2006 — Glaciotectonics of the Middle Polish Glaciation (Saale) sediments – Bełchatów open-pit (Central Poland). Konferencja MELA Living Morphotectonics of the European Lowland, Cedynia 28–30.08.2006: 71–73.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 — Czwartorzęd rowu Kleszczowa. *Stud. Geogr. Univ. Wratisl.*, **54**.
- KRZYSZKOWSKI D., 1994 — Quaternary stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland); a study based on sections from the Bełchatów outcrop. *Quatern. Stud.*, **2**: 21–58.
- KRZYSZKOWSKI D., 1998 — Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, Central Poland. *Quatern. Stud.*, **15**: 3–25.
- MANLEY W.F., LOKRANTZ H., GATAULLIN V., INGOLFSON O., FORMAN S.L., ANDERSSON T., 2001 — Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpinder, southern Kara Sea, Arctic Russia. *Glob. Planet. Change*, **31**, 1–4: 239–254.
- MARKS L., 2007 — A w czwartorzędzie powrót do normalności. *Prz. Geol.*, **55**, 5: 372–374.
- MICHALSKI T., 1979 — Mechanizm powstawania zaburzeń glacitektonicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **317**: 51–94.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MORAWSKI W., 2003 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic

- nic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, **47**, 4: 339–356.
- MORAWSKI W., 2004 — Struktury glaciotektoniczne Południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **131**: 109–142.
- MURRAY T., 1997 — Assessing the paradigm shift: deformable glacier beds. *Quater. Sc. Rev.*, **16**: 995–1016.
- PATERSON W.S.B., 1994 — The physics of glaciers. 3rd edition. Pergamon, Oxford.
- PHILIPS E.R., EVANS D.J.A., AUTON C.A., 2002 — Polyphase deformation at an oscillating ice margin following the Loch Lomond Readvance, central Scotland, UK. *Sedim. Geol.*, **149**: 157–182.
- PIOTROWSKI J.A., 1994 — Waterlain and lodgement till facies of the lower sedimentary complex from the Dänisher Wold Cliff, Schleswig-Holstein, north Germany. *W: Formation and deformation of glacial deposits* (red. W.P. Warren, D.G. Croot): 3–8. Balkema, Rotterdam.
- PIOTROWSKI J.A., KRAUS A.M., 1997 — Response of sediment to ice sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier bed stability. *J. Glaciol.*, **43**: 495–502.
- PIOTROWSKI J.A., MICKELSON D.M., TULACZYK S., KRZYSZKOWSKI D., JUNGE, F., 2001 — Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? *W: Glacier deforming-bed processes* (red. J.K. Hart, J. Rose). *Quater. Intern.*, **86**: 139–150.
- PIOTROWSKI J.A., TULACZYK S., 1999 — Subglacial conditions under the last ice sheet loading in northwestern Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quater. Sc. Rev.*, **18**: 737–751.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotektonic deformations. *Quest. Geogr.*, **3**: 103–139.
- TERENOWE WARSZTATY GLACIOTEKTONICZNE, 2005 — Przewodnik: Terenowe warsztaty „Drobne struktury glaciotektoniczne”, Bełchatów 3–6 października 2005.
- VAN LOON A.J., 2003 — How „hard” are hard-rock deformation? *Earth Sc. Rev.*, **61**, 1/2: 181–189.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., 1985 — Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments. *W: Sedimentology of siltstone and mudstone* (red. R. Hesse). *Sedim. Geol.*, **41**: 238–300.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., 1987 — Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedim. Geol.*, **50**: 167–193.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., 1994 — Early diagenetic deformation structures in the overburden of the Bełchatów brown-coal mine (Central Poland): A predictive tool regarding engineering-geological conditions during exploitation. *Develop. Sedim.*, **51**: 49–94.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., ZIELIŃSKI T., 1995 — Shock-induced resuspension deposits from a Pleistocene proglacial lake (Kleszczów Graben, central Poland). *J. Sedim. Res.*, **A65**: 417–422.
- VAN DER WATEREN F.M., 1981 — Glacial tectonics at the Kwin-telooijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, **35-2/7**: 252–268.
- VAN DER WATEREN F.M., 1985 — A model of glacial tectonics, applied to the ice-pushed ridges in the Central Netherlands. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **34**, 1/2: 55–74.
- VAN DER WATEREN F.M., 1995 — Structural geology and sedimentology of push moraines: processes of soft sediments deformation in glacial environment and the distribution of glaciotektonic styles. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, **54**.
- ŻURAWEK R., 2002 — Struktury tektoniczne w osadach relikto- wych lodowca skalnego na wschodnim stoku Ślęży (Przed- górze Sudeckie). *Prz. Geol.*, **50**, 2: 148–154.

GLACIOTEKTONIC STRUCTURES IN PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE BEŁCHATÓW BROWN COAL OPEN PIT

Abstract. The article presents results of study of small glaciotektonic structures in Middle Pleistocene deposits of the Bełchatów mine (western part). Mesostructural analysis was a basic method of study. The main cause of zonal occurrence of glaciotektonic structures was structural setting of the basement. In a vertical section, most of glaciotektonic structures appear under the upper till and at the top of the lower till. A change in deformational style at a small distance is due to lithological differences resulting from different re-

sistance. A change in pore water pressure was also important. Results of mesostructural analysis proved that horizontal compression (S_H) in a vertical section was diachronically changed: from N–S and NE–SW (at the bottom) through NW–SE (in the middle) to W–E (at the top). This gradual torsion of the compression stress field is interpreted as being a result of overlapping of glacier pressure (Saalian – Widawka lobe – W–E direction) onto the Bełchatów graben structure and its reaction.

Key words: small glaciotektonic structures, mesostructural analysis, Middle Polish Glaciation (Saalian), Bełchatów mine (open pit), Central Poland.

SUMMARY

Detailed results of study of glaciotektonic structures in Middle Pleistocene sediments of the Bełchatów mine (western part) are presented. Field studies were carried out between 2003 and 2005. The authors assume that the Wartanian Glaciation was controlled by the structural setting of the basement. It was a mechanical and thermal control. Widawka lobe move-

ment direction was affected by the strike of the Bełchatów Graben. Deep dislocations produced heat flow, which speed-up melting of the ice sheet. Complicated mechanism connected with freezing/ thawing of the ground in the glacier foreland and strong lithological variability caused differentiation of small glaciotektonic structures even at a short distance.

Two genetic types of glaciotectonic structures were recognized: gravitational (loading) structures that formed under static pressure, during the glacier's stop (under the glacier and in front of it) and compressional structures (mainly shears) that formed under dynamic pressure, in front of or under the glacier during its advance. Gravitational structures are as follows: cylindrical shears, vertical diapirs of lower tills and muds and load casts. Compressional structures are represented by till and sand rafts, asymmetrical folds (especially inclined diapiric folds – second order structures), duplexes, dragging folds, Riedel shears, bendings and detachments of beds, reverse faults and strike-slip faults.

Neotectonic unloading structures were also recognised. These structures were formed after deglaciation as a result of relaxation. Neotectonic structures include complementary shears and normal faults which cut both Neogene and Pleistocene sediments.

The most frequent structure types among many different types are liquefactions of sediments and even flows.

The main detachment surface for small glaciotectonic structures in soft sediments between two till horizons was the top or bottom surface of the lower till. In all the outcrops,

compressional stress field changes were noticed. A N–S compression direction observed in the lower part of the section changes to NW–SE in the middle and to W–E at the top. This torsion of horizontal compression implicates two possible resolutions:

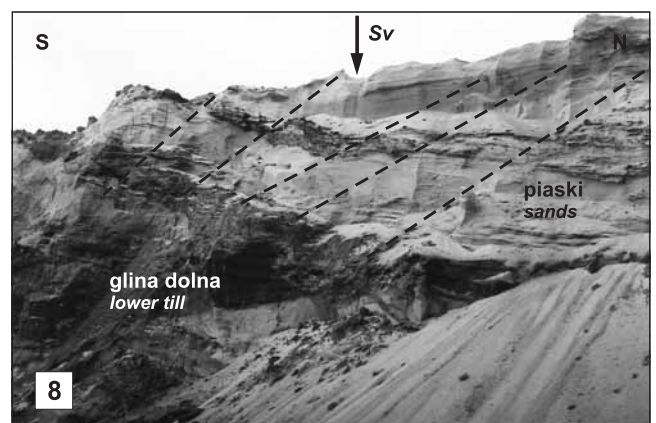
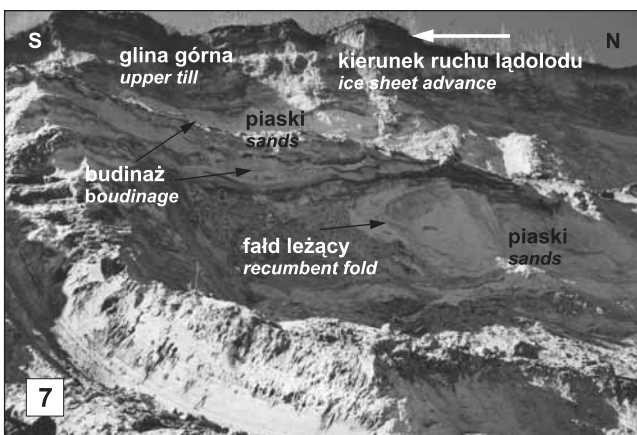
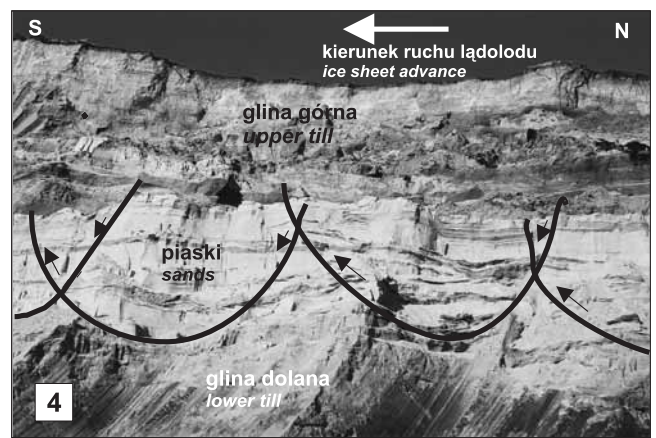
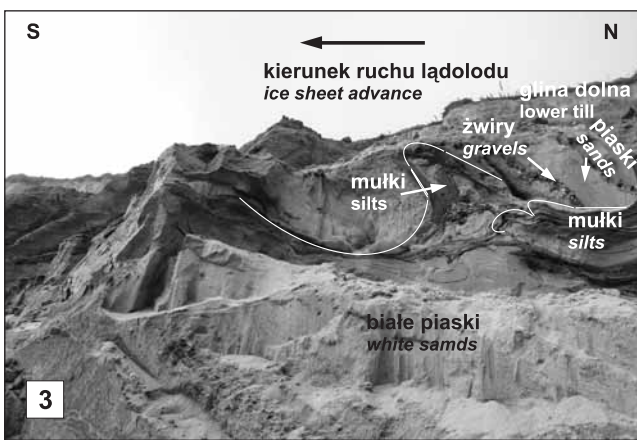
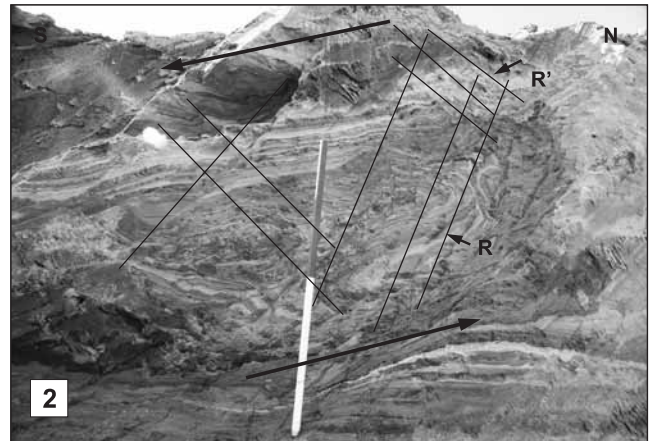
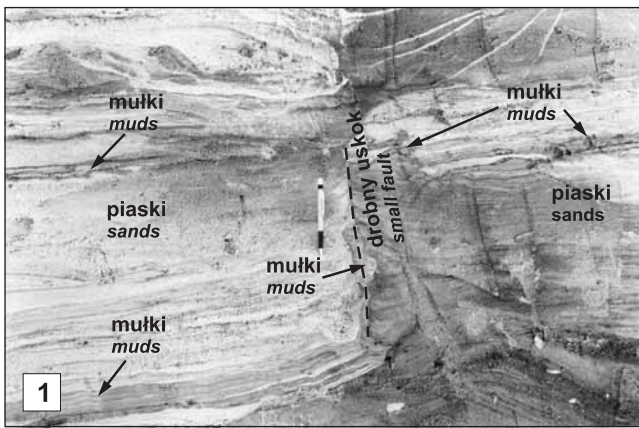
The stress field was changing in time. First, there was a N–S compression related to an older glaciation (Lower Saalian – ?Odranian Glaciation), later – NW–SE to W–E compression associated with a younger phase (Upper Saalian – Wartanian Glaciation).

During Wartanian ice-sheet advance, the Widawka lobe had WNW–ESE direction due to the Bełchatów graben strike. Glaciotectonic structures observed under the upper till show this compression direction. In the deep part of the section, pressure of sediment loaded by the glacier pushed down on marginal dislocations bordering the Bełchatów graben. It triggered perpendicular compression due to lateral widening. Compressional stress field was turned by about 90°.

The second resolution seems more probable because stress field torsion is diachronic in relation to the limits of litho-stratigraphy.

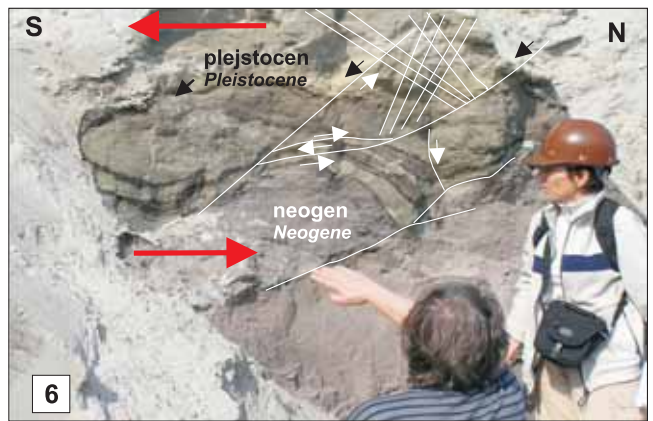
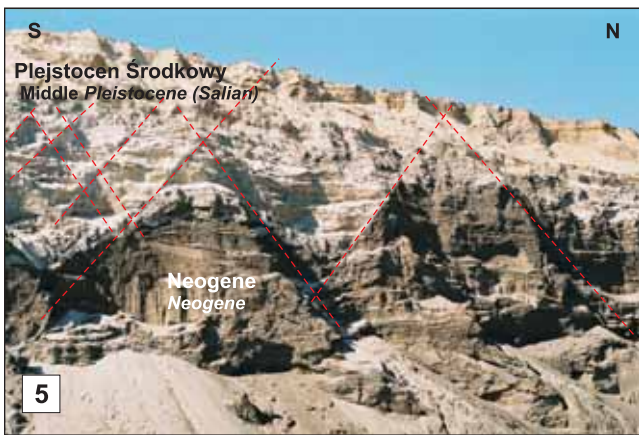
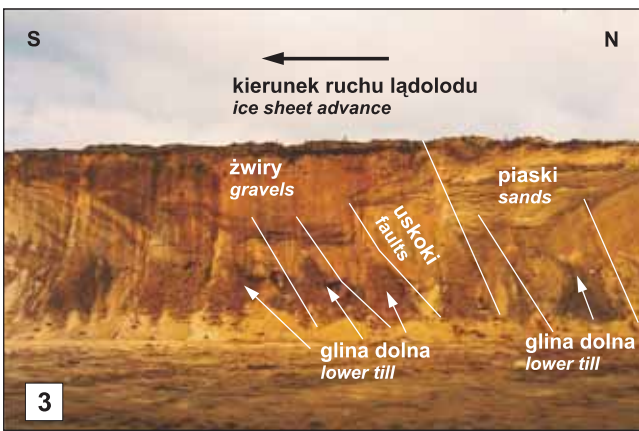
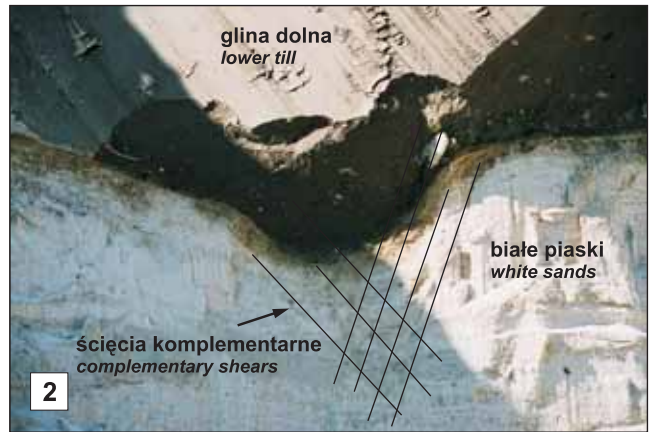
TABLICA I

- Fig. 1. Mułki wcisnięte wzdłuż powierzchni uławiczenia i niewielkiego uskoku. Ściana zachodnia z 2003 r.; lokalizacja na figurze 3A
Silts pushed along the bedding planes and small fault plane. Western wall as of 2003; for location see Figure 3A
- Fig. 2. Izolowany fragment skomplikowanej struktury fałdowej („megatoczeniec”) z zespołem ścięć Riedla (R i R') w mułkach pod gliną dolną. Czerwone strzałki pokazują zwrot pary sił (naprężenia ścinające). Ściana zachodnia z 2003 r.; lokalizacja na figurze 3A
Isolated fragment of a complicated fold structure (“mega-roll”) with Riedel shears (R, R') in silts under the lower till. Red arrows show direction of a pair of forces (shearing stress). Western wall as of 2003; for location see Figure 3A
- Fig. 3. Zdeformowane osady: piaski, żwiry i mułki pod gliną dolną. Fałd pochylony i fałdki leżące. Ściana zachodnia z 2003 r.; lokalizacja na figurze 3B
Deformed sediments: sands, gravels and silts under the lower till. Inclined fold and recumbent folds. Western wall as of 2003; for location see Figure 3B
- Fig. 4. Wielokrotne ścięcia cylindryczne w piaskach pomiędzy gliną górną i dolną. Lokalizacja na figurze 4
Multiple cylindrical shears in sands between the upper and lower till. For location see Figure 4
- Fig. 5. Pochylony fałd diapirowy. Zdeformowana warstwa mułków koloru oliwkowego przebijająca się w kierunku spągu gliny górnej poprzez piaski i gruboziarniste żwiry zawierające otoczaki wapieni i krzemieni górnourajskich. Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Inclined diapiric fold. Deformed bed of silt (olive) pushed towards the bottom of upper till through the sands and coarse-grained gravels containing pebbles of Upper Jurassic limestones and flints. Western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 6. Fałdki zygzakowate w piaskach pod gliną górną. Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Zig-zag folds in sands under the upper till. Western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 7. Fałd leżący i budinaż w piaskach. Spąg gliny górnej. Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Recumbent fold and boudinage of sands at the bottom of upper till. Western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 8. Uskoki antytetyczne normalne w piaskach nad gliną dolną. Utworzone w wyniku nacisków pionowych (Sv). Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Antithetic normal faults in sands over the lower till. A result of vertical stress (Sv). Western wall as of 2004; for location see Figure 4



TABLICA II

- Fig. 1. Łuska gliny dolnej zaklinowana w obrębie białych piasków plejstocenu środkowego, rozcięta systemem V-kształtnych ścięć komplementarnych. Lokalizacja na figurze 4
A lower till slice inside white sands (Middle Pleistocene), cut by V-shaped complementary shears. For location see Figure 4
- Fig. 2. Delikatne ścięcia komplementarne w piaskach poniżej pograżu gliny dolnej. Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Fine complementary shears in sands under a loading of the lower till. Western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 3. Diapiry pochylone gliny dolnej i uskoki odwrócone, tnące cały profil osadów środkowego plejstocenu. Ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Inclined diapirs of the lower till and reverse faults cutting the whole Middle Pleistocene section. Western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 4. Połogie ścięcie (S_c) i krenulacja w mułkach piaszczystych. Poniżej spagu gliny dolnej; ściana zachodnia z 2004 r.; lokalizacja na figurze 4
Gently dipping shear and crenulations in sandy silts. Beneath the lower till; western wall as of 2004; for location see Figure 4
- Fig. 5. System ścięć komplementarnych w osadach neogenu (ciemnoszare) i środkowego plejstocenu (białe piaski powyżej). Ściana zachodnia z 2005 r.; lokalizacja na figurze 5
Complementary shears in Neogene (dark-grey) and Middle Pleistocene (white sands above) sediments. Western wall as of 2005; for location see Figure 5
- Fig. 6. Zdeformowane razem osady neogenu i plejstocenu. Sigmoidalne, połogie uskoki normalne i towarzyszące im zespoły ścięć komplementarnych; efekt równoczesnego oddziaływania nacisków pionowych i naprężeń ścinających (czerwone strzałki) w czasie przesuwania się lądolodu; czerwone strzałki pokazują zwrot pary sił. Lokalizacja na figurze 5
Neogene and Pleistocene deposits deformed together. Gentle sigmoidal normal faults and adjacent complementary shears under the lower till; simultaneous vertical stress and shearing stress (red arrows) due to ice-sheet advance; red arrows show direction of a pair of stresses. For location see Figure 5
- Fig. 7. Pograży ciemnych mułków zdeformowane kierunkowo. Duże strzałki pokazują zwrot pary sił w czasie powstawania deformacji. Lokalizacja na figurze 5
Loadings of dark silts, with visible inclination. Large arrows show direction of a pair of stresses during deformation of loadings. For location see Figure 5
- Fig. 8. Fałd z płynięcia w mułkach ilastych pod gliną dolną. Swobodny spływ po skłonie. Lokalizacja na figurze 5
Flowage fold in clayey silts under the lower till. Mud flow on the slope. For location see Figure 5



Małgorzata BRUJ, Zofia KRYSIAK – Struktury glacictektoniczne w osadach plejstoceniowych kopalni węgla brunatnego Bełchatów