

ANALIZA DROBNYCH STRUKTUR GLACITEKTONICZNYCH I JEJ PRZYDATNOŚĆ W REKONSTRUKCJI KIERUNKÓW RUCHU ŁĄDOŁODU

MESOSTRUCTURAL ANALYSIS OF GLACIOTECTONIC STRUCTURES AND ITS APPLICATION TO RECONSTRUCTION OF THE ICE SHEET ADVANCE DIRECTIONS

ZOFIA KRYSIAK¹

Abstrakt. Badanie drobnych struktur glacitektonicznych, a zwłaszcza analiza mezostrukturalna jest ważnym ogniwem wyznaczania kierunków ruchu lądolodu. O ile badania geomorfologiczne dają syntetyczny obraz morfostruktur, a badania sedimentologiczne informują o kierunku transportu materiału, to badania drobnych struktur glacitektonicznych pozwalają odtworzyć pole naprężeń w jakim znajdowały się osady w danym miejscu w czasie deformacji. Interpretacja genetyczna drobnych struktur nie zawsze jest jednoznaczna. Optymalne warunki stwarzają odsłonięcia wystarczająco głębokie, aby widoczne były jednocześnie struktury drobne i średnie. Na podstawie obserwacji obu grup struktur można próbować odtworzyć struktury nadrzędne widoczne w skali mapy. Zestawienie szczegółowych map z wyznaczonymi na podstawie analizy mezostrukturalnej kierunkami kompresji subhoryzontalnej jest wówczas możliwe. Dla obszarów poddanych silnym deformacjom glacitektonicznym a przewidzianym do zabudowy lub przebiegu nowych autostrad, niezbędne jest sporządzenie szczegółowych map struktur glacitektonicznych w skali odpowiadającej mapom geologiczno-inżynierskim (co najmniej 1:10 000). Ścisła współpraca geologów inżynierskich z badaczami struktur glacitektonicznych jest wskazana zwłaszcza przy pobieraniu prób do testów wytrzymałościowych (*stress in situ*).

Słowa kluczowe: glacitektonika, mapa glacitektoniczna, analiza mezostrukturalna, drobne struktury glacitektoniczne.

Abstract. Study of small glaciotectionic structures, especially mesostructural analysis is an important link of the ice sheet advance direction. Geomorphology gives the synthetic view of morphostructures and sedimentology informs about sediment transport directions, whereas small glaciotectionic structure analysis lets to reconstruct a stress field of deformed sediment in a given place. Genetic interpretation of small structures not always could be certain. The outcrops deep enough for watching small and middle structures altogether is the best place. Reconstruction of a bigger structure based on this data is possible. The next step would be preparing of detailed glaciotectionic maps. Strongly glaciotectionic involved areas which are designed to buildings or new highways need the detailed glaciotectionic maps in the same scale as geo-engineering maps (i.e. 1:10 000 or more detailed). Engineer geologists and glaciotectionic specialists cooperation would be especially recommended for samples collecting to a resistance test (*stress in situ*).

Key words: glaciotectionics, glaciotectionic map, mesostructural analysis, small glaciotectionic structures.

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

WSTĘP

Niniejsza publikacja jest próbą syntetycznego ujęcia i usystematyzowania wyników badań drobnych struktur glacitektonicznych w Polsce. Na przestrzeni ostatnich 30 lat rozwinęła się metodyka tych badań (Rotnicki, 1976, 1989; Brodzikowski, 1980; Jaroszewski, 1991, 1994) i ukazało się szereg publikacji opisujących w sposób analityczny zjawiska glacitektoniczne widoczne w odsłonięciach i w rdzeniach wiertniczych. Zwłaszcza ostatnie 20-lecie zaowocowało znacznym postępem w badaniach. Szybki rozwój tej nowej i młodej geologicznej dyscypliny w Polsce jest związany z postępem w kartografii powierzchniowej, tj. realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP) prowadzonej już prawie od 50 lat. Doroczne konferencje: *Stratygrafia plejstocenu Polski* organizowane od 10 lat przez Państwowy Instytut Geologiczny, Komitet Badań

Czwartorzędu PAN i wyższe uczelnie, były także forum dyskusyjnym na temat zjawisk glacitektonicznych w różnych obszarach Polski. Zwłaszcza zaznajomienie się z tymi strukturami w terenie budziło żywe dyskusje. Czas więc na usystematyzowanie danych z badań nad drobnymi strukturami glacitektonicznymi i wykorzystanie ich dla szerszych rekonstrukcji paleogeograficznych. Kompleksowe zastosowanie trzech metod badań w postaci analiz: geomorfologicznej terenu, drobnych struktur glacitektonicznych i sedimentologicznej umożliwi otrzymanie dokładnych i wiarygodnych wyników (Mojski, 2005). Współwystępowanie struktur glacitektonicznych i sedimentacyjnych wymusza stosowanie obu metod badań dla zrozumienia całego cyklu glacialnego a badania geomorfologiczne pozwalają uzyskać syntetyczny obraz i formę końcową zjawisk.

METODYKA BADAŃ

Główną metodą badania drobnych struktur glacitektonicznych jest analiza mezostrukturalna. Zastosowanie klasycznych metod badania struktur znanych z **tektoniki** jest całkowicie uprawnione (por. Brodzikowski, 1980; Jaroszewski, 1991, 1994; Aber, Ber, 2007). Także zasadniczy podział wszystkich struktur glacitektonicznych na 2 grupy: struktury kruche, niepodatne (*brittle structure, rigid structure*) i struktury podatne (*ductile structure*), obowiązuje i ma ważną wymowę genetyczną (Brodzikowski, Van Loon, 1991). Analiza lokalnych pól naprężeń na podstawie pomiarów orientacji drobnych struktur glacitektonicznych pozwala wyznaczyć rzeczywiste kierunki działających nacisków w danym miejscu. Cechą charakterystyczną zespołów struktur glacitektonicznych jest duża zmienność orientacji wektorów naprężeń głównych ($\sigma_1 \sigma_3$) czyli pól naprężeń na niewielkich odcinkach. Owa zmienność jest odbiciem kilku czynników, wśród których najważniejsze to: przebieg przeszkód morfologicznych podłoża (por. Marks, 1988; Ber, 2000; Markiewicz, Winnicki, 2007), wielkość i kierunek działających nacisków czaszy lodowej oraz charakter ruchu lodowca. Ostatni z czynników ma szczególne znaczenie, gdy podłoże, na które wkraczał lodowiec było miękkie (Boulton, 1996). Zatem sam charakter podłoża determinował sposób w jaki były deformowane osady. Ważnym wyznacznikiem kolejnych faz nasuwania się lodowca i jego wycofywania się jest strefowość występowania określonych grup struktur glacitektonicznych, pozwalająca wyznaczyć miejsca postoju ładolodu i jego awansu. Przeplatanie się struktur utworzonych w wyniku nacisków statycznych ze strukturami utworzonymi w efekcie oddziaływania naprężeń dynamicznych jest charakterystyczne dla stref glacialmarginalnych, podczas gdy nagromadzenie struktur utworzonych w warunkach subhoryzontalnej kompresji (S_H) wyznacza strefy deformacji glacitektonicznych przed czołem ładolodu. Wreszcie obecność struktur wskazujących wyłączenie na oddziaływanie obciążeń statycznych (S_V), determinuje obszary położone pod ładolodem w czasie jego stagnacji.

Na obszarach, gdzie ładolód wkraczał więcej niż jeden raz lub w czasie jednego zlodowacenia miały miejsce liczne oscylacje, ścisłe rozgraniczenie opisanych powyżej stref jest bardzo trudne lub czasami nawet niemożliwe, a interpretacja genetyczna struktur jest często problematyczna.

Badanie struktur glacitektonicznych wymaga też stosowania metod zaczerpniętych z **reologii**, ponieważ w obrębie drobnych deformacji przeważającą część stanowią struktury utworzone w efekcie powolnego pełnienia oraz upłynniania osadów (Van Loon, Brodzikowski, 1994). Nierzadko w aureoli stref glacitektonicznych występują struktury deformacyjne o charakterze swobodnych spływów, więc należy stosować także sedimentologiczne metody badań.

Badania prowadzone we **współczesnych środowiskach glacialnych** mają istotne znaczenie przy próbach klasyfikacji genetycznej kopalnych struktur glacitektonicznych (m.in. Andrzejewski, Molewski, 1999; Andrzejewski, 2002; Molewski, 2005). Jednakże ze względu na górski typ współczesnych lodowców stosowalność tej metody porównawczej jest ograniczona do struktur średniej wielkości i małych. Wiedza pochodząca z obserwacji ruchów lodowców górskich i efektów ich działalności jest nieadekwatna w zestawieniu z dawnymi ładolodami ze względu na skalę zjawisk, jakkolwiek w ograniczonym zakresie i tu można czynić pewne analogie (np. jezory lodowcowe w obniżeniach (depresjach) strukturalnych podłoża czy na stokach (Żurawek, 2002)). We współczesnych strefach czasz lodowych obszar ładowy dostępny do penetracji ogranicza się zwykle do stref przed czołem lodowca, co dodatkowo limituje typ struktur glacitektonicznych dostępnych do badań, chociaż w związku z globalnym ociepleniem stale zwiększa się obszar wolny od lodu i stopniowo ukazują się coraz większe połacie łądu niegdyś znajdujące się pod lodem, to jednak badania glacitektoniki na tych nowo odsłoniętych obszarach nie są jeszcze zbyt zaawansowane.

Badania **współczesnych stref zmarzliny** mają ogromne znaczenie dla rozróżniania drobnych struktur glacitektonicz-

nych od stref krioturbacji, klinów mrozowych itp. Należy zaznaczyć, że określenie stanu w jakim znajdował się osad w momencie, gdy ulegał deformacji (zamarznięty czy sypki lub nawodniony) ma decydujące znaczenie przy określa-

niu jego genezy (Van Loon, 2003; Kupetz, Domko, 2007), miejsca względem czoła lądolodu i etapu rozwoju lądolodu w momencie powstawania określonych struktur (szarża lodowa czy recesja lub nawet deglacjacja).

PODZIAŁ GENETYCZNY DROBNYCH STRUKTUR

Problem odróżniania struktur glacitektonicznych od innych deformacji widocznych w osadach plejstoceny, a nie związanych bezpośrednio z oddziaływaniem lądolodu, dotyczy struktur drobnych i tych struktur większych, które widoczne są tylko fragmentarycznie w odsłonięciach. Odróżnienie drobnych struktur glacitektonicznych od struktur utworzonych wskutek przeciążenia nadkładem, nawodnienia lub odwodnienia osadów (por. Michalski, 1979; Van Loon, 2003; Kupetz, Domko, 2007), krioturbacji czy wreszcie efektów neotektoniki nastęrcza poważne trudności. W wielu przypadkach ostateczne rozstrzygnięcie genezy opisanych struktur bez odniesienia się do struktur nadrzędnych, szerszego tła geologicznego i geomorfologicznego jest w ogóle niemożliwe. Warunkiem koniecznym klasyfikacji genetycznej jest możliwość obserwacji przynajmniej fragmentu struktury średniej wielkości, w obrębie której znajdują się struktury drobne, np. uskoki normalne na skłonie kemu z zespołem drobnych uskoków przeciwnych, czy fałd asymetryczny z drobnymi fałdkami ciągniętymi i zespołami ścięć. Tylko w przypadku drobnych ścięć typu Riedla, niekiedy przetworzonych w drobne uskoki i tworzących charakterystyczną siatkę, można się pokusić o bezpośrednią interpretację kierunku ruchu lodowca przesuwanego się ponad tymi osadami (Dobrcka, Dobracki, 2002; Godin *et al.* 2002; Philips *et al.* 2002), a nawet próbować odtworzyć zasięg dużego ścięcia cylindrycznego, w obrębie którego występują te struktury (fig. 1). Jeśli system ścięć Riedla widoczny jest w warstwie deformacyjnej pod gliną bazalną (*lodgement*) warto mierzyć równocześnie wergencję dłuższych osi głazików i głazów pływających w spągu gliny (Piotrowski, Wysota, 2001) w celu upewnienia się jaki

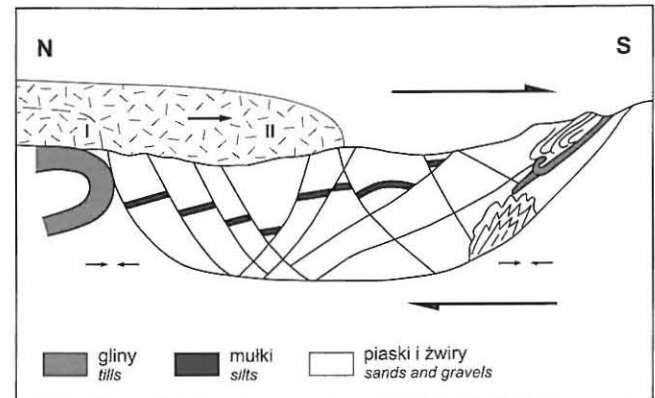


Fig. 1. Schemat powstawania ścięć pod lodowcem i przed nim

Scheme of shears under and in front of ice sheet

był zwrot wektora kompresji subhoryzontalnej (S_H). O ile zwrot ruchu pary sił bezpośrednio pod stopą przesuwanego się lądolodu czyli w warstwie deformacyjnej (tj. w stopie profilu) jest zgodny z kierunkiem ruchu lodu, to w partiach przyspagowych wskutek tarcia zwrot pary sił jest dokładnie odwrotny (Henriksen i in., 2001). Także układ ścięć Riedla w skrzydłach grzbietowych i brzusznych fałdów przewalonych jest dokładnie odwrotny (Wateren, 1981, 1985; Henriksen i in., 2001; Guiton i in., 2003). Stąd łatwo o pomyłkę przy interpretacji kierunku nasuwania się lądolodu (Manley i in., 2001), jeśli dysponujemy niewielkimi fragmentami odsłonięć bez pewności jaką część profilu czy większej struktury widzimy.

WNISKOWANIE O KIERUNKU NASUWANIA SIĘ LĄDOŁODU

Pomiary orientacji struktur glacitektonicznych drobnych i średniej wielkości, a zwłaszcza ich wergencja, są niezbędnym elementem analizy pola naprężeń. Jednakże określenie zwrotu działającego nacisku tylko na podstawie pomiarów drobnych struktur bywa problematyczne. Zwłaszcza w przypadku, jeśli widzimy je bez odniesienia do struktur nadrzędnych, choćby średniej wielkości. Także wnioskowanie o kierunku ruchu całego lądolodu na podstawie izolowanych drobnych struktur glacitektonicznych jest zbyt dużym uproszczeniem i może się okazać błędne (Manley i in., 2001). Sytuacją idealną jest możliwość obserwacji tych struktur (drobnych, średnich i dużych) jednocześnie, co niestety jest możliwe tylko w bardzo głębokich odsłonięciach i kopalniach odkrywkowych. W rozległych

zwirowniach i piaszowniach, gdzie wysokość ścian dochodzi do kilkunastu metrów możemy często śledzić zarówno struktury średnie, jak i drobne, co umożliwia badanie ich wzajemnych relacji. Jeżeli na określonym obszarze w niewielkiej odległości od siebie znajduje się przynajmniej kilka odsłonięć, w których widoczne są drobne struktury można z większym prawdopodobieństwem odtworzyć pole naprężeń i ustalić warunki powstawania deformacji. Nasuwanie się czoła lądolodu powodowało mechanizm ścinania prostego pod lodem i kompresji subhoryzontalnej przed czołem. Zespoły ścięć Riedla obecne powszechnie pod glinami typu bazalnego dokumentują efekt działania pary sił (ścinanie proste). W warunkach bardziej plastycznych pojawiają się fałdki ciągnięte. Z obserwacji głębszych profili wynika, że

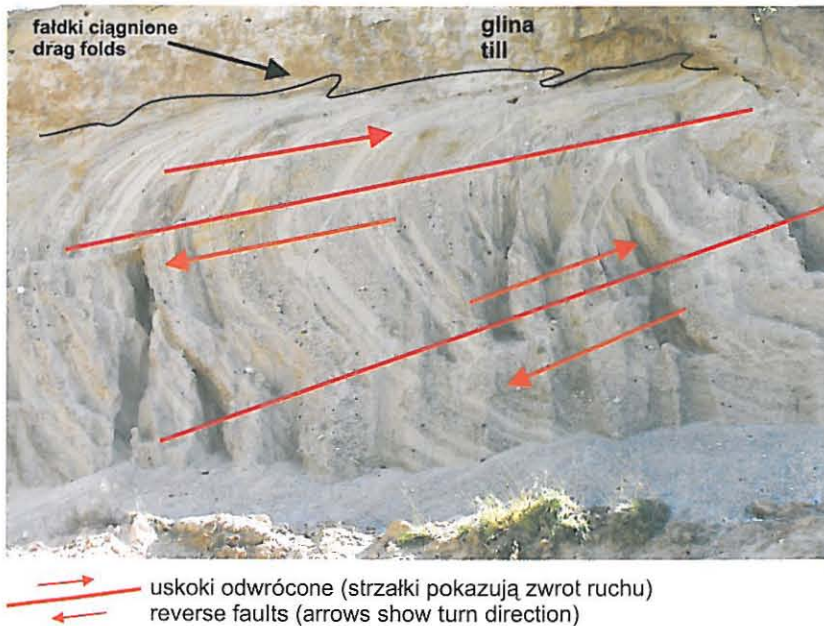


Fig. 2. Duży fald wsteczny i drobne faldki ciagnione, zgodne z kierunkiem nasuwania się lądolodu, Rożental (Gałązka, Rychel, Krysiak, w druku)

Big reverse fold and small drag folds, parallel the ice sheet advance direction, Rożental (Gałązka, Rychel, Krysiak, in press)

wergencja fałdków bezpośrednio pod gliną rejestruje zwrot ruchu zgodny z kierunkiem ruchu lodowego, podczas gdy w głębszych częściach profili widoczne są fałdy i podgięcia warstw (oraz zespoły połączonych ścięć i drobnych uskokuw odwróconych wskazujące na przeciwny kierunek wleczenia (Klint, Pedersen, 1995; Krysiak, 2006). Przyczyną odwrotnej wergencji struktur w dolnej części profilu jest silne tarcie wywiązujące się przy kontakcie z podłożem. Amplituda struktur wstecznych jest zwykle większa niż tych zgodnych z kierunkiem wleczenia (fig. 2). Nierzadko w strefach przypowierzchniowych, gdzie skutek intensywnej erozji usuwane są górne części profilu (głina bazalna i warstwa deformacyjna), zachowują się tylko dobrze widoczne struktury wsteczne. Na obszarach słabo zbadanych, w takim przypadku łatwo o pomyłkę w interpretacji kierunku nasuwania się lądolodu. Dużo prostsza jest interpretacja drobnych struktur w strefach moren spiętrzonych lub moren z wyciśnięcia, gdzie kierunek kompresji horyzontalnej wyznaczają struktury inwersyjne (por. Corot, 1987; Wateren, 1995; Bennett, 2001 i inni). Jednak i tu zalecana jest pewna ostrożność, ponieważ najczęściej po etapie spiętrzenia zamarzniętych utworów przedpola lądolodu następował etap deglacjacji, w którym miało miejsce wytapianie się brył martwego lodu i duży wpływ wód. W wyniku nakładania się obu procesów w tych samych osadach występują zarówno struktury kompresyjne powstałe w czasie szarży lodowej, jak i drobne struktury tensyjne dokumentujące efekt utraty podparcia, zanurzania się brył lodu w miękkie osady a także liczne upłynnienia i spływy

grawitacyjne (Niewiarowski, 1957, 1959; Klajnert, 1976, 1978; Ruszczyńska-Szenajch, 1999, 2001; Hałaszcak, 2007b). Jeśli pole obserwacji ograniczone jest do niewielkiego fragmentu strefy moreny spiętrzonej zawierającego tak rozmaity inwentarz struktur, trudno o jednoznaczną diagnozę genetyczną struktur. Pewną przesłanką może być powtarzalność mierzonych kierunków struktur kompresyjnych przy dużym rozrzucie kierunków struktur spływowych, przy czym nie można wykluczyć, że mamy do czynienia np. z formą szczelinową. Kryterium drobnostrukturalne nie jest w takim przypadku wystarczające do klasyfikacji genetycznej struktury nadrzędnej.

Również sam statyczny nacisk lądolodu podczas postępu lub nacisk dużych brył martwego lodu na miękkie podłoże powoduje wypiętrzanie na przedpolu (w tym drugim przypadku powstaje nawet rodzaj wału (*bulge, fore-bulge*) z wypięraniem w kształcie aureoli (Rotnicki, 1976; Wateren, 1981; Jaroszewski, 1991; Byliński, 1996 i inni). Analizę ilościową wpływu tempa recesji i jego charakteru (frontalna lub arealna) na rozmiar i kształt powstających form mor-

fologicznych przedpola przedstawił Kasprzak (1995). W obrębie dużych ścięć cylindrycznych występują drobne struktury normalne po stronie proksymalnej i odwrócone po stronie dystalnej. W praktyce oznacza to, że jedne struktury przechodzą w drugie, a oś tensji staje się osią kompresji. Odległość w przestrzeni pomiędzy zespołami drobnych struktur normalnych i inwersyjnych znajdujących się w obrębie jednego ścięcia cylindrycznego odpowiada promieniowi tego ścięcia, który z kolei zależy od wielkości głównego naprężenia ścinającego, warunkowanego masą lądolodu obciążonego wleczonym materiałem. Praktyka terenowa potwierdza, że im głębiej tym amplituda ścięć cylindrycznych jest większa (Romanek, 2005). Najmniejsze ścięcia cylindryczne obserwuje się w obrębie osadów zalegających pod najmłodszą gliną ostatniego zlodowacenia, a w obszarach zdenudowanych wprost na powierzchni terenu. Jest kwestią dyskusyjną, po pierwsze: na ile wzrost rozmiaru i zasięgu wglębnego dużych ścięć cylindrycznych w osadach starszych zlodowaceń jest spowodowany większą dynamiką tych lądolodów, a po drugie: na ile jest on związany ze wzrostem obciążenia statycznych wynikających nie tylko z ciężaru lądolodu, ale także z ciężaru nadkładu. Drugie rozwiązanie implikuje młodszy wiek ścięć cylindrycznych zaznaczających się w starszych osadach lub przynajmniej uwzględnia sumowanie się efektów obciążeń zlodowaceń starszych i młodszych w osadach głębiej położonych. W Polsce dyskusje na ten temat przeprowadzali ostatnio, m.in. Badura, Przybylski (2002), Romanek (2005) i Urbański (2007).

PROBLEM WIELOFAZOWOŚCI ZŁODOWACENÍ

W najnowszej literaturze dotyczącej dynamiki lądolodów coraz częściej zwraca się uwagę na wielokrotność szarż lodowych w czasie jednego zlodowacenia (Jania, 1993; Philips i in., 2002). Nakładające się transgresje i recesje lobów lodowcowych powodowały przeważnie naprzemienną w profilu pionowym sukcesję drobnych struktur, które w postaci struktur glacitektonicznych o charakterze kompresyjnym przechodziły ku górze w struktury ekstensywne i spływy, aby ponownie zmienić się w struktury wleczeniowe i ścienia. Ta piętrowość strukturalna obserwowana jest dość powszechnie nawet w niewielkich odsłonięciach, gdzie wysokość ścian nie przekracza kilku metrów (Henriksen i in., 2001, Gałazka i in., 2007). W bardzo małej skali (struktury do kilku centymetrów) naprzemienna sukcesja struktur tłumaczona jest efektem zamrażania i rozmarzania osadów, a więc zmianą ciśnień porowych wód (Rotnicki, 1976; Wateren, 1995; Van Loon, 2003). Ponieważ opisanym zespołom struktur nie towarzyszą typowe dla stref wiecznej zmarzłoci kliny mrozowe, gleby poligonalne etc., nie możemy ich umiejscowić na dalekim przedpolu lądolodu, ale raczej w obrębie szeroko pojętej strefy glacimarginalnej.

Innym ważnym problemem jest badanie drobnych struktur glacitektonicznych w obrębie form geomorfologicznych starszego zlodowacenia (czy fazy) zaklasyfikowanych do kemów, ozów, form szczelinowych, stożków glacimarginalnych itp., które zostały przekroczone przez lądolód młodszego zlodowacenia lub młodszej fazy tego samego zlodowacenia. Wówczas obok drobnych struktur tektonicznych typowych dla okresu sedimentacji i diagenety tych form (w kemach uskoki normalne z utraty podparcia przy brzegach form; w stożkach synsedymantacyjne uskoki listryczne), obserwujemy drobne struktury glacitektoniczne o charakterze kompresyjnym, utworzone później. Jeśli zachowana jest warstwa gliny przykrywająca osady zdeformowane, to struktury te są widoczne przy kontakcie z gliną w strefie nie głębszej niż 20–30 cm. Większe struktury glacitektoniczne widoczne niekiedy zwłaszcza w obrębie kemów to diapiry gliny starszej tworzące wraz z osadami kemu część jądrową skomplikowanych fałdów dysharmonijnych (Klatkowa, 1992; Włodarski, Jaskulski, 2007).

WPLYW LITOLOGII NA TYP DROBNYCH STRUKTUR

Istotny wpływ na typ struktur ma litologia osadów. Deformacje plastyczne występują z reguły w piaskach i mułkach, rzadziej w żwirach. Dominującym typem struktur plastycznych obserwowanych w dużej i średniej skali są fałdy symilarne. Typową cechą tych struktur jest częsta asymetria i znaczny wzrost miąższości lamin w partiach przegubowych, świadczące o upłynięciu osadów. Jeśli poszczególne warstewki w obrębie fałdu mają różną kompetencję (np. na przemian mułki i piaski związane) to każda zachowuje się indywidualnie w czasie deformacji. W warstewkach piaszczystych grzbietowych części fałdów asymetrycznych rozwija się budinaż, w mułkach ścienia i/lub drobne uskoki normalne. W zredukowanych częściach brzusznych fałdów, w mułkach, nadal widoczne są ścienia i/lub drobne uskoki odwrócone, natomiast w piaskach budiny tworzą swoistą imbrykację tektoniczną. Drobne fałdki ciągnione, dość częste zwłaszcza w mułkach, wraz ze wzrostem asymetrii tracą ciągłość a ich powierzchnie osiowe stają się powierzchniami drobnych ścień (fig. 3). Wśród bardzo drobnych struktur plastycznych spotykana jest też krenulacja lamin zwykle w obrębie iłów, mułków i ewentualnie drobnych piasków. Struktura ta jest pochodną wtórnej kompresji w strefach ścinania (fig. 4). Nagromadzenia drobnych deformacji kruchych pojawiają się zwłaszcza w strefach kontaktów warstw o różnej podatności czemu sprzyjają duże kontrasty litologiczne. Typowym miejscem kumulacji naprężeń ścięciowych jest tzw. warstwa deformacyjna, o grubości nie większej niż 20–30 cm, występująca pod gliną bazalną. Osady znajdujące się w tej warstwie bezpośrednio pod gliną, zwłaszcza mułki,

iły, piaski, ale także drobne żwiry są pocięte gęstą siatką ścień Riedla odwzorowującą zwrot działania pary sił. Kliwaź ścięciowy utworzony w tym samym polu naprężeń obserwuje się także w samych glinach. Dość powszechnie widoczny on jest w glinach starszych, które podlegały mechanizmowi prostego ścinania w związku z młodszym zlodowacieniem, które przekroczyło zasięg zlodowacenia starszego. Także w spągu glin deformujących osady leżące poniżej obserwuje się kliwaź ścięciowy. W warunkach deformacji o głębszym zasięgu system ścień Riedla tworzy wzór o rzadszych odstępach, a struktury obserwowane są do głębokości nawet kilku metrów. Zespoły ścień wskutek wzrostu naprężeń dynamicznych w czasie trwania ruchu lądolodu i wskutek wzrostu obciążeń związanych z przyrostem napierającej czaszy lodowej, ulegają przekształceniu w drobne uskoki antytetyczne normalne i odwrócone, zorientowane odpowiednio do kierunków kompresji i tensji, pochodnych ścinania prostego.

Mniejszą frekwencję wśród struktur kruchych mają uskoki normalne bądź odwrócone o większej amplitudzie. Struktury te występują zwykle pojedynczo lub jest ich kilka w większych odstępach. Szczególnym typem są normalne uskoki listryczne w piaskach stożków rzecznych i glacimarginalnych, tworzące się synsedymantacyjnie. Listryczny kształt mają także uskoki normalne na stokach kemów. W tym przypadku jednokowa miąższość warstw w obu skrzydłach uskoków informuje o ich postsedymantacyjnym czasie powstawania.

Jeszcze rzadszą strukturą kruchą jest cios spotykany na ogół w glinie, który zwłaszcza w przypowierzchniowych

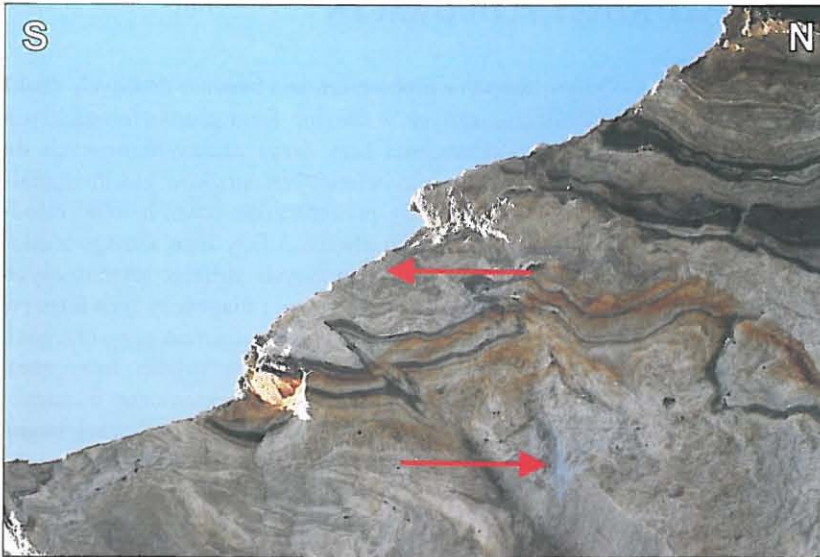


Fig. 3. Faldki ciągnięte w piaskach z laminami osadów organicznych. Płaszczyzny osiowe przekształcone w zespół ścieg Riedla. Strzałki pokazują zwrot pary sił (ściananie proste)

Drag folds in the sands with organic matter lamina. Axial plane transform to Riedel shears. Arrows show turn of shearing stress (*simple shear*).

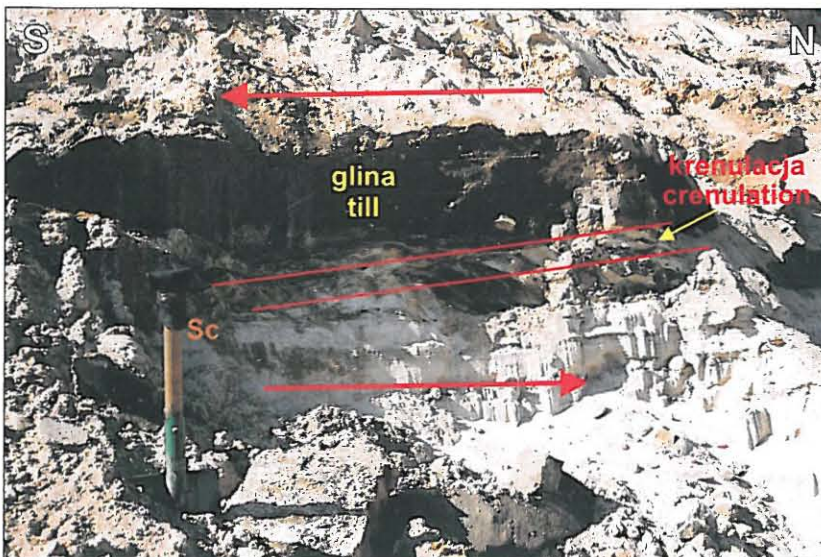


Fig. 4. Pologie ścieg wsteczne (S_c) i związana z nimi krenulacja w piaskach i mulkach pod gliną. Duże strzałki pokazują zwrot ruchu. Belchatów.

Gentle reverse shears (S_c) and connected crenulations in the sands and silts under till. Big arrows show movement turn. Belchatów.

partiach glin wyraźnie się ujawnia. Najczęściej jest to cios ortogonalny przechodzący lokalnie w kliważ (zwany też kostkowym), który odzwierciedla efekt odprężenia górotworu w warunkach postglacjalnych.

Zespoły ścieg komplementarnych wskazujące na pionową orientację największego naprężenia (często o bardzo głębokim zasięgu, nawet do kilkudziesięciu metrów) mogą też częściowo pochodzić z tego okresu.

WPLYW DYNAMIKI ŁĄDOŁODU NA SKAŁĘ I RODZAJ STRUKTUR GLACITEKTONICZNYCH

Charakter łądolodu (ciepły lub zimny) i związany z tym sposób jego ruchu miał istotny wpływ na wglębny zasięg tworzących się struktur glacitektonicznych oraz ich rodzaj. Kryterium drobnostrukturalne jest bardzo pomocne przy definiowaniu charakteru zlodowaceń.

Wyniki dotychczasowych badań w tym i glacitektonicznych wskazują, że łądolód **ostatniego zlodowacenia (wisły)** na terenie Polski miał charakter ciepły (Henriksen i in.,

2001; Marks, 2004). Zasięg wglębny struktur glacitektonicznych związanych z łądolodem zlodowacenia wisły nie przekracza kilku metrów a amplituda drobnych struktur jest na ogół mierzona w centymetrach. Szczegółowe obserwacje drobnych struktur pod gliną wykazały, że ruch łobów lodowcowych ostatniego zlodowacenia był szybki i miał charakter ślizgowy a grubość czaszy lodowej nie była znaczna. Świadczy o tym przewaga struktur S_H , dokumentujących oddziały-

wanie kompresji poziomej, szybkie wygasanie struktur wraz z głębokością oraz częste współwystępowanie deformacji kruchych i splywów.

Struktury glacitektoniczne obecne w osadach zaliczanych do **zlodowacenia warty** są najlepiej rozpoznany na terenie Polski (Ruszczyńska-Szenajch, 2001; Bruj, Marks, Krysiak, 2004; Włodarski, 2005). Wielkość struktur i ich głęboki zasięg (nawet do 200 m) aż do mio-plioceńskiego podłoża włącznie pozwala scharakteryzować to zlodowacenie jako chłodne z grubą czaszą lądolodu. Badania na terenie Niżu Niemieckiego potwierdzają te wnioski (Kupetz, 2003). Struktury glacitektoniczne łączone ze **zlodowaceniem odry** są najlepiej rozpoznane na terenie Dolnego Śląska (Badura, Przybylski, 2002; Ber, Krzyszkowski, 2004; Urbański, 2005, 2007), a także w Niemczech w rejonie Cottbus (Kupetz, 2003). Rozmiar struktur i ich rodzaje są bardzo podobne do warciańskich. Inwentarz drobnych struktur z przewagą struktur S_v , tworzących się pod wpływem obciążeń statycznych świadczy o szybkim przyroście masy lądolodu i znacznym ciężarze niesionego materiału.

REKONSTRUKCJA DUŻYCH STRUKTUR GLACITEKTONICZNYCH NA PODSTAWIE ANALIZY DROBNYCH STRUKTUR

Przebieg większych struktur glacitektonicznych sięgających do powierzchni terenu był dotąd przede wszystkim przedmiotem badań geomorfologów. Ostatnio pojawiły się nowe dane oparte na interpretacji profili sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości, doskonale pokazujące przebieg struktur (Morawski, 2004).

W metodzie geomorfologicznej świadectwem przebiegu lobów lodowcowych jest układ i przebieg ciągów moren czołowych. Na tej podstawie wyznaczane były i są zasięgi zlodowaceń. Dopóki mowa o obszarach słabo odsłoniętych, kryterium morfologiczne jest jedynym i najprostszym sposobem wyznaczania w sposób syntetyczny tych stref zasięgów. Czy jednak zawsze jest to dobre rozwiązanie? W miarę zwiększania się liczby odsłonień w strefach określanych jako glacialmarginalne najczęściej okazywało się, że traktowane dotąd jako jednolite pod względem genetycznym ciągi czołowo-morenowe są najczęściej w istocie złożone z bardzo różnych form. Zdarzało się i tak, że ciągi wzniesień określane na podstawie kryterium geomorfologicznego jako strefy moren czołowych były w istocie wałami ozowymi i na odwrót (Delaney, 2002). W innych przypadkach pagóry kemowe będące częścią ciągów moren czołowych pozostawały nierozpoznane a obszary plateau kemowego czy rynny subglacialne potraktowane jako nakładające się stożki glacialmarginalne. Dlatego wstępne określenia genetyczne oparte tylko na obserwacjach geomorfologicznych należy traktować z dużą ostrożnością. Błędem było także stosowanie przez długi czas statycznego modelu zlodowaceń. To uproszczenie, które zakładało, że lądolód nasuwał się jednokrotnie, a potem była już tylko recesja, zostało wielokrotnie skorygowane przez wyniki badań terenowych. W strefach położonych daleko na zewnątrz od zasięgu mo-

Struktury glacitektoniczne zaliczane do **starszych zlodowaceń** są znacznie słabiej rozpoznane. Wiedza o strukturach glacitektonicznych w osadach zaliczanych do zlodowaceń san 1, san 2 i nidy w znacznym stopniu pochodzi z wierceń (Badura, Przybylski, 2002; Romanek, 2005; Urbański, 2005). Korelacja danych pokazuje znaczną amplitudę struktur (nawet kilkadziesiąt metrów) i bardzo duży wpływ podłoża na ich przebieg. Na obszarach Polski, gdzie osady starszych zlodowaceń są przykryte osadami zlodowaceń młodszych, trudno jednoznacznie stwierdzić czy najgłębiej położone deformacje glacitektoniczne są wyłącznie wytworem zlodowaceń starszych, czy stanowią sumaryczny efekt zlodowaceń starszych i młodszych (Badura, Przybylski, 2002; Hałaszcak, 2007b; Urbański, 2007). Wyrażna niezgodność kątowna notowana pomiędzy strukturami glacitektonicznymi zlodowaceń starszych i młodszych (zob. Badura, Przybylski, 2002, dyskusja) zdaje się świadczyć o mało znaczącym wpływie tych ostatnich na niższe piętro strukturalne.

ren czołowych, w osadach tego samego zlodowacenia także występują struktury glacitektoniczne, nawet jeśli nie zachowała się glina deformująca te osady. Jedyny mechanizm tłumaczący możliwość utworzenia takich deformacji jednocześnie to duże ścięcie cylindryczne z formą spiętrzenia w jego części dystalnej (Jaroszewski, 1991, 1994). Wówczas układ drobnych struktur glacitektonicznych w obrębie dużego ścięcia cylindrycznego w przestrzeni pomiędzy czołem lądolodu i dystalną częścią ścięcia jest ściśle uporządkowany (Jaroszewski, 1994). Pomiedzy częścią proksymalną i dystalną dużego ścięcia na przestrzeni od kilkudziesięciu metrów aż do 1–2 km występuje strefa, gdzie nie obserwuje się zjawisk glacitektonicznych. Znacznie częściej obserwujemy odmienną sytuację, a mianowicie struktury kompresyjne i ekstensywne występują nad sobą na przemian, a strukturom ekstensywnym towarzyszą splywy proglacialne (Henriksen i in., 2001; Krzyszkowski, 2002; Krzyszkowski, Zieliński, 2002).

Rekonstrukcja większych struktur glacitektonicznych na podstawie układu struktur drobnych nie jest prostym zadaniem. Dużo łatwiej i bezpieczniej postępować odwrotnie, metodą od ogółu do szczegółu, interpretując genezę drobnych struktur w odniesieniu do struktur nadrzędnych. Optymalne warunki stwarzają odsłonięcia wystarczająco głębokie, aby widoczne były jednocześnie struktury drobne i średnie. Dopiero na podstawie obserwacji obu grup struktur można próbować odtworzyć struktury nadrzędne widoczne w skali mapy. Zbyt szybkie przejście od struktur małych do bardzo dużych, z pominięciem form średniej wielkości, niesie ryzyko dużych błędów interpretacyjnych.

Przewaga płytkich odsłonień na kartowanych terenach sprawia, że większość badaczy struktur glacitektonicznych

skazana jest jednak na postępowanie metodą trudniejszą, tj. od szczegółu do ogółu, a więc zaczynając od pomiarów drobnych struktur glacitektonicznych i korzystając z posiadanej wiedzy geomorfologicznej i sedimentologicznej

odtworzane są kolejno: pole naprężeń > lokalne kierunki kompresji > loby lodowcowe > konfiguracja terenu przed zlodowaceniem > kierunki odpływu wód.

ZJAWISKA GLACITEKTONICZNE PRZED CZOLEM ŁĄDOLODU (GLACITEKTONIKA *SENSU STRICTO*)

Szeroko rozumiana definicja zjawisk glacitektonicznych obejmuje wszystkie deformacje związane z działalnością lodowca. Jednakże coraz bardziej popularne staje się zawężenie terminu glacitektonika do grupy zjawisk związanych z dynamicznym oddziaływaniem łądolodu czyli do struktur utworzonych w polu kompresji horyzontalnej (S_H). Wówczas wszystkie inne deformacje, nawet te utworzone pod wpływem nacisków statycznych (S_V) pod łądolodem w czasie jego postoju już nie należałyby do glacitektoniki. Przestrzeń, w której działa horyzontalna kompresja, jest ograniczona czołem łądolodu z jednej strony a dystalną obwiednią ściecia cylindrycznego z drugiej strony. Największa kumulacja naprężeń dotyczy właśnie tych dwu stref granicznych oddalonych od siebie czasami nawet o 2–3 km. W ten sposób powstają dwie pozytywne struktury morfologiczne, równoległe względem siebie i do czoła łądolodu. Wał przedni (*bulge, fore-bulge*) utworzony wskutek bezpośredniego

nacisku poziomego na kontakcie czoła łądolodu z osadami sypanymi na przedpole (strefa *ice-contact slope*), ma budowę wewnętrzną podobną do alpejskich struktur fałdowych w małej skali (Wateren, 1981). Natomiast wyciśnięte i spiętrzone osady strefy dystalnej ściecia cylindrycznego (*push-moraine, ice-shoved structures*) charakteryzują się budową asymetryczną a przeważającym typem struktur są tu łuski i odkłucia (Benett, 2001). Wał strefy czołowo-morenowej jest najczęściej przykryty gliną i po zaniku łądolodu tworzy w istocie morenę końcową (Delaney, 2002), podczas gdy w strefie wyciśnięcia (*push-moraine*), o ile nie było następnej szarży lodowej, osady są zdeformowane, ale pozbawione płaszcza gliny. Ta ostatnia sytuacja jest typowa dla wielu odsłoneń stref *push-moraine* zlodowacenia wisły. Należy zwrócić uwagę, że drobne struktury tworzące się w dystalnej części dużego ściecia cylindrycznego mają często wergencję wsteczną (Jaroszewski, 1994, s. 418–420).

NEOTEKTONIKA A GLACITEKTONIKA

Odróżnienie struktur glacitektonicznych od efektów działania neotektoniki w głębokich i rozległych odsłonięciach nie nastęca większych trudności, ponieważ te ostatnie są wyraźnie strukturami nałożonymi (Stankowski i in., 2003; Hałaszcak, 2007a). Ponadto dynamicznym strukturom glacitektonicznym odpowiada pole naprężeń, w którym oś największej kompresji (σ_1) zorientowana jest horyzontalnie (S_H), podczas gdy strukturom neotektonicznym odpowiada pole naprężeń o charakterze grawitacyjnym (S_V), oś σ_1 pionowo. Wreszcie struktury glacitektoniczne utworzone w warunkach kompresji subhoryzontalnej wygasają na wyraźnych powierzchniach odkłucia, podczas gdy struktury neotektoniczne kontynuują się w głąb, tnąc niezależnie wszystkie powierzchnie (także powierzchnie odkłuc).

Inaczej postępujemy z odróżnianiem struktur neotektonicznych od tych struktur glacitektonicznych, które powstają pod łądolodem w czasie jego postoju wskutek obciążeń statycznych. Obie grupy genetyczne struktur powstają w tak samo zorientowanym polu naprężeń, jedynie zwrot wektora maksymalnej kompresji jest przeciwnie skierowany w obu przypadkach, tj. pod łądolodem pionowo w dół, a w czasie neotektonicznego odprężenia pionowo do góry. W nowszej

literaturze poświęconej diapirom solnym na Niżu Polskim coraz więcej miejsca poświęca się wpływowi tych procesów na tempo ruchu diapirow (Głazek, 1999; Piotrowski, 1999; Hałaszcak, 2004). Jeśli analizowane są płytkie odsłonięcia odróżnienie tych struktur może być bardzo trudne. W głębokich kopalniach odkrywkowych istotną przesłanką jest sposób zachowania się warstw w sąsiedztwie ścieć komplementarnych. Jeśli ściecia te przekształcone są w uskoki normalne o niewielkim zrzucie można przyjąć, że powstały one wskutek obciążeń statycznych łądolodu i nadkładu. Jeśli widoczne są objawy wstecznego wleczenia warstw przy uskokiach, a warstwy generalnie tworzą szerokopromienne ugięcia, w grę wchodzi neotektoniczne dźwiganie (Hałaszcak, 2004). Czasami oba efekty nakładają się na siebie i wówczas powierzchnie pierwotnych uskokiów normalnych są częściowo reaktywowane jako uskoki odwrócone. Powstaje swoista mozaika drobnych struktur normalnych i inwersyjnych, do złudzenia przypominająca struktury drugiego rzędu dużych stref przesuwczych. Oglądając niewielkie fragmenty płytkich odsłoneń nie sposób zdecydować jaka jest geneza drobnych struktur: glacitektoniczna czy endogeniczna (por. Bruj, Krysiak, 2007).

CZY MOŻEMY ZESTAWIĆ SZCZEGÓŁOWĄ MAPĘ GLACITEKTONICZNĄ POLSKI?

Na „Glacitektonicznej mapie Polski w skali 1:1 000 000” (Ber, 2006) wskazane są obszary dobrze rozpoznane pod kątem występowania deformacji glacitektonicznych, wyróżnione zostały też kategorie struktur możliwe do przedstawienia w skali mapy. Obserwacje szczegółowe z licznych odsłoneń stale dostarczają nowych danych. Powstaje więc pytanie: jak zestawić szczegółowe dane glacitektoniczne w formie mapy i w jakiej skali? Zadanie jest trudne, gdyż chodzi o dane z około 30 lat, różniące się pod względem jakości informacji (często pomiary niekompletne, problemy ze stratygrafią osadów, a zatem problem datowania deformacji). Kolejnym ogniwem informacji kartograficznej o zjawiskach glacitektonicznych powinna być mapa glacitektoniczna w skali 1:100 000 lub 1:200 000, z zaznaczonymi lokalnymi lobami lodowcowymi, strukturami geomorfologicznymi pierwszego rzędu itp., na której naniesione byłyby główne kierunki kompresji, odtworzone na podstawie wyników analizy mezostrukturalnej.

Bardziej szczegółowe obserwacje dotyczące określonych obszarów i odsłoneń wymagają już skali bardziej szczegó-

łowej. Wydaje się, że korzystając z arkuszy SMGP w skali 1:50 000 można najszybciej sporządzić bazę danych pomiarowych (w systemie GIS). Na obszarach objętych intensywnymi deformacjami glacitektonicznymi o głębokim zasięgu, np. okolice Zielonej Góry (Szajna, 2007), tzw. Łuk Mużakowa (Urbański, 2007), znaczenie tych badań dla celów użytkowych jest pierwszoplanowe. Ścisła współpraca geologów kartujących deformacje glacitektoniczne z geologami inżynierskimi jest najbardziej pożytecznym kierunkiem badań w takich rejonach. Bezpieczne projektowanie posadowienia konstrukcji budowlanych czy wytyczanie przebiegu dróg i odpowiednie zabezpieczanie skarp na terenach zaburzonych nie jest możliwe bez wiedzy o charakterze i rozciągłości struktur glacitektonicznych (Kołodziejczyk, 2007; Kraiński, 2007). Skala map glacitektonicznych dla potrzeb planowania przestrzennego w gminach powinna być adekwatna do skali map i atlasów geologiczno-inżynierskich, a więc przynajmniej 1:10 000.

LITERATURA

- ABER J., BER A., 2007 — Glaciotectonism. *Dev. Quater. Sc.*, **6**, 350 ss.
- ANDRZEJEWSKI L., 2002 — The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tunganaarjokull, Iceland. *Sediment. Geol. Special Issue. Modern and Ancient Ice-Marginal Landsystems*, **149**: 59–72.
- ANDRZEJEWSKI L., MOLEWSKI P., 1999 — Glaciodynamic and sedimentological conditions of glaciotectonic disturbances in selected marginal zones of glaciers in Iceland. *Quaternary Studies in Poland; Special Issue Prof. Karol Rotnicki 40-ty years of Scientific Work*: 209–218.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002 — Wielofazowy rozwój zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. Uniwersytet Zielonogórski, *Zesz. Nauk.* **129**: 15–27.
- BENNETT M.R., 2001 — The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth Sc. Rev.*, **53**, 3–4: 197–236.
- BER A., 2000 — Plejstocen północno-wschodniej Polski w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**, 89 ss.
- BER A., 2006 — Mapa glacitektoniczna Polski 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BER A., KRZYSZKOWSKI D., 2004 — Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **408**: 73–125.
- BOULTON G.S., 1996 — The origin of till sequences by subglacial sediment deformation beneath mid-latitude ice sheets. *J. Glaciol.*, **22**: 75–84.
- BRODZIKOWSKI K., 1980 — Glacitektonika — Problemy genetycznej klasyfikacji zaburzeń. Metody badań i analiza struktur glacitektonicznych. III Sympozjum Glacitektoniki, Zielona Góra: 33–47.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1991 — Glacigenic sediments — *Develop. In Sediment.*, **49**, Elsevier, Amsterdam.
- BRUJ M., MARKS L., KRYSIAK Z., 2004 — Deformacje glacitektoniczne garbu Płomieńca w strefie oscylacji lądolodu zlodowacenia warty w Obniżeniu Węgrowskim. Zlodowacenia warty w Polsce: 125–134. Wyd. UMCS, Lublin.
- BRUJ M., KRYSIAK Z., 2007 — Zjawiska glacitektoniczne w kopalni Bełchatów — (2003–2005). X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 5–12.
- BYLIŃSKI N.E., 1996 — Wpływanie glacioizostazji na rozwinięcie reliefu ziemli w plejstocenie: 1–212. Ross. Akad. Nauk. Moskwa.
- CROOT D.G., 1987 — Glacio-tectonic structures: a mesoscale model of thin-skinned thrust sheets? *J. Struct. Geol.*, **9**: 797–808.
- DELANEY C., 2002 — Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, Central Ireland: implications for ice margin characteristics during Devensian deglaciation. *Sediment. Geol. Special Issue; Modern and Ancient Ice-Marginal Landsystems*, **149**: 111–126.
- DOBRACTA E., DOBRACKI R., 2002 — Stanowisko nr 2 — Kołacz — żwirownia. Zaburzenia glacitektoniczne osadów fazy pomorskiej. W: IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski” — Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Borne Sulinowo, 3–7 września 2002 roku: 144–148.
- GAŁĄZKA D., RYCHEL J., KRYSIAK Z., 2007 — Dynamika lądolodu zlodowacenia wisły na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, w druku.
- GLĄZEK J., 1999 — Transpresyjno-solna geneza struktury Wielunia. W: XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej PTG, Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu. Słok k. Bełchatowa 15–16 października 1999: 69–76.
- 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.
- GUITON M.L.E., SASSI W., LEROY Y.M., GAUTHIER B.D.M., 2003 — Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. *J. Structur. Geol.*, **25**: 1317–1330.
- 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., 2007a — Dike-filled extensional structures in Cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (Central Poland). *Sediment. Geol.*, **193**: 81–92.
- HAŁUSZCZAK A., 2007b — Poligeniza deformacji glacictektonicznych w utworach kenozoicznych kopalni Stanisław – Pólmoc k. Ruska (blok przedsudecki) — wstępne wyniki badań. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 61–74.
- HENRIKSEN M., MANGERUD J., MASLENIKOVA O., MATIOUCHKOV A., TVARANGER J., 2001 — Weichselian stratigraphy and glaciotectionic deformation along the lower Pechora River, Arctic Russia. *Global and Planetary Change*, **31**: 1–4. 297–317.
- JANIA J., 1993 — Glacjologia. PWN, Warszawa.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *An. Soc. Geol. Pol.*, **61**: 153–206.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. W: Dadlez R., Jaroszewski W., Tektonika: 395–422. PWN, Warszawa.
- KASPRZAK L., 1995 — Quantitative sedimentation model of Vistulian ice-sheet: a theoretical approach based on field observations. *Quaestiones Geogr. Special Issue 4*: 139–145.
- KLAJNERT Z., 1976 — Struktura form szczelinowych akumulowanych w warunkach martwego lodu i jej związek z dynamiką procesów deglacjacji na podstawie badań w południowej Zelandii (Dania) i w Polsce środkowej. *Acta Geogr. Lodz.* **37**: 53–72.
- KLAJNERT Z., 1978 — Znik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.* **38**: 49–122.
- 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, Denmark. *Geol. Surv. of Denmark. Copenhagen*.
- KOŁODZIEJCZYK U., 2007 — Glacitektoniczne uwarunkowania budowy i eksploatacji obwodnicy Zielonej Góry. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 75–87.
- KRAIŃSKI A., 2007 — Zaburzenia glacictektoniczne w rejonie Dychów–Nowogród Bobrzański. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 101–108.
- KRYSIK Z., 2006 — Glaciotectionics of the Middle Polish Glaciation (Saale) sediments — Bełchatów open-pit (Central Poland). *Mat. Konferencji MELA Living Morphotectonics of the European Lowland*, Cedyňa 28–30.08.2006: 71–73.
- KRZYSZKOWSKI D., 2002 — Sedimentary succession in ice-marginal fans of the Late Saalian Glaciation, southern Poland. *Sediment. Geol. Special Issue. Modern and Ancient Ice-Marginal Landsystems*, **149**: 95–109.
- KRZYSZKOWSKI D., ZIELIŃSKI T., 2002 — The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sediment. Geol. Special Issue, Modern and Ancient Ice-Marginal Landsystems*, **149**: 73–92.
- KUPETZ M., 2003 — Geomorphology of Muskauer Faltenbogen in a high-resolution digital terrain model (airborne laser scanning). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 1/2*: 19–28.
- KUPETZ M., DOMKO H., 2007 — Two examples of frost influence sedimentation and deformation in outcrops of a brown coal open cast mine. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 109–111.
- MANLEY W.F., LOKRANTZ H, GATAULLIN V., INGOLFSSON O., FORMAN S.L., ANDERSSON T., 2001 — Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpinder, southern Kara Sea, Arctic Russia. *Global and Planetary Change*, **31**: 1–4: 239–254.
- MARKIEWICZ A., WINNICKI J., 2007 — Morfotektonika Wału Trzebnickiego. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ., *Zesz. Nauk. UZ*, **134**: 113–131.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Kwart. AGH, Geologia*, **14/1**: 1–76.
- MARKS L., 2004 — Pleistocene glacial limits in Poland. W: Ehlers J., Gibbard P.L., red., Quaternary glaciations — extent and chronology. Part I: Europe; 295–301. Elsevier, Amsterdam.
- MICHALSKI T., 1979 — Mechanizm powstawania zaburzeń glacictektonicznych. *Biul. Inst. Geol.* **317**: 51–94. *Z badań czwartorzędzu w Polsce*, **22**.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOLEWSKI P., red., 2005 — Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii — formy i osady, Islandia, 14–28 sierpnia 2005 — Terenowe Warsztaty Geomorfologiczne — Toruń 2005.
- MORAWSKI W., 2004 — Struktury glacictektoniczne Południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**: 109–142.
- NIEMIAROWSKI W., 1957 — Morphological evidence of deglaciation by the melting away of a continental glacier over large areas as illustrated by landforms in the region of Kowalewo, Golub and Wąbrzeźno. *Bull. de l'Academie Pol. Des Sci.* **5**: 10: 1013–1017.
- NIEMIAROWSKI W., 1959 — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmskiej. *Stud. Soc. Sc. Tor.*, **4**: 1 sec. C, *Geographia et Geologia*: 170 pp.
- 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. *Sedimentary Geology, (Special Issue) Modern and Ancient Ice-Marginal Landsystems*, **149**: 157–182.
- PIOTROWSKI A., 1999 — Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędzowej lądolodu na migrację soli. *Prz. Geol.* **47**: 11: 1016–1020.

- PIOTROWSKI J.A., WYSOTA W., red., 2001 — Drumlin: The unsolved problem. Field excursion Guide Book. 6th International Drumlin Symposium, June 17–23, 2001 Nicolas Copernicus University, Toruń, Poland INQUA Commission on Glaciation.
- ROMANEK A., 2005 — Sekwencje nachylone w profilach wiertniczych świadectwem budowy łuskowej kenozoiku pod Gorzowem Wielkopolskim. Warsztaty terenowe, Drobne struktury glacitektoniczne. Bełchatów 3–6.10.2005: 29–30.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Questiones Geogr.*, 3: 103–139.
- ROTNICKI K., 1989 — Metodyczne podstawy datowania deformacji glacitektonicznych. *Badania Fizjograficzne Polski Zachodniej*, 38: 51–81.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1999 — Direction of the last ice sheet advance in the Polish Baltic coast recorded by glaciotectionic structures and landforms. *Quatern. St. Pol.* — Sp. Issue, Prof. Karol Rotnicki 40-ty years of Scientific Work: 195–202.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 2001 — Glaciodynamically upthrust bands of englacially transported debris in the Pleistocene of central Poland. *Sedimentology* 48: 585–597.
- STANKOWSKI W., NITA M., PAWŁOWSKI D., 2003 — Młodoczwartorzędowa aktywność tektoniczna okolic Konina. *Prz. Geol.* 51; 1: 49–54.
- SZAJNA W.S., 2007 — Numeryczna analiza stateczności skarp podczas wykonywania wykopu w gruntach zaburzonych glacitektonicznie. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ. Zesz. *Nauk. UZ*, 134: 167–177.
- URBAŃSKI K., 2005 — Deformacje glacitektoniczne i ich wpływ na rozwój paleogeografii środkowo-zachodniej Polski (rejon Zielonej Góry) *Biul. Państw. Inst. Geol.* 417: 169–208.
- URBAŃSKI K., 2007 — Łuk Mużakowa jako złożona struktura glacitektoniczna. X Jubileuszowe Sympozjum Glacitektoniki, Uniwersytet Zielonogórski, Wyd. Inż. Łąd. i Środ. Zesz. *Nauk. UZ*, 134: 179–190.
- 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., 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. *Diagenesis, IV; Developments in Sedimentology*, 51: 49–94.
- WATEREN F.M. van der, 1981. — Glacial tectonics at the Kwintelooijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Diens.*, 35, 2/7: 252–268.
- WATEREN F.M. van der, 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.
- WATEREN F.M. van der, 1995 — Structural geology and sedimentology of push moraines. Processes of soft sediments deformation in glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles. *Meded. Rijks. Geol. Dienst.*, 54.
- WŁODARSKI W., 2005 — Analiza strukturalna kompleksu deformacji glacitektonicznych zlodowacenia odry w rejonie Konina. Warsztaty terenowe, Drobne struktury glacitektoniczne. Bełchatów 3–6.10.2005: 8–9.
- WŁODARSKI W., JASKULSKI M., 2007 — Złożone układy struktur nieciągłych w kemach z wyciśniętym jądrem na wybranych przykładach. Implikacje paleośrodowiskowe. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, w druku.
- ŻURAWEK R., 2002 — Struktury tektoniczne w osadach reliktowych lodowca skalnego na wschodnim stoku Ślęży (Przedgórze Sudeckie). *Prz. Geol.* 50; 2: 148–154.

SUMMARY

The last 20 years brought a considerable development in the investigations of glaciotectionic structures of Poland. Progress in glaciotectionics and rapid data supply is the result of the work during the construction of the Detailed Geological Map of Poland (1:50 000) coordinated since 1996 by prof. Andrzej Ber. Annual Conferences *Pleistocene Stratigraphy of Poland*, organized during the last 10 years by Polish Geological Institute, Polish Academy of Sciences (Committee of Quaternary Research) and universities, were also the public forum for glaciotectionic phenomena discussion. The Glaciotectionic Map of Poland 1:1 000 000 (Ber, 2006) shows the most important sites of glaciotectionic structures. Permanent input of new data makes it useful to create a Glaciotectionic Data Base. Preparation of the detailed glaciotectionic maps based on the Detailed Geological Maps of Poland (1:50 000) would be the next step.

More detailed engineering maps and atlases (scale 1:10 000) for the areas under control of strong glaciotectionics, obviously need cooperation of specialists in glaciotectionics and engineering geology.

This publication is a brief review of Polish glaciotectionic bibliography from the methodological point of view, and it is

useful for reconstruction of ice sheet advance direction. Limits of the methods are described. The insufficiency of mesostructural analysis in shallow outcrops is the impossibility to relate small glaciotectionic structures to larger ones. In this case, the sense of shear stress couple is not certain.

Basing on the author's own 6-year experience and previous knowledge, the following questions are discussed: definition of glaciotectionic structures, genetic classification and influence of lithology on deformation type, multiphase nature of glaciations and its expression in glaciotectionic structures and effect of glaciation character (warm or cold) on the depth and type of deformation. The problem how to distinguish neotectonic structures from the glaciotectionic structures which were formed under the ice-sheet during its stagnation (static stress) was also discussed.

Although a small scale structure test alone can not always be certain for reconstruction of ice sheet movement direction, this is the only one way to define stress field at a given site.

Compilation of the results of mesostructural analysis in the detailed maps would be very informative.

