

Marcin KURZAWA<sup>1</sup>

**ZAPIS RUCHÓW NEOTEKTONICZNYCH  
W OSADACH PLEJSTOCENU PÓLNOCNO-ZACHODNIEJ POLSKI**

(z 22 fig.)

**RECORD OF NEOTECTONIC MOVEMENTS  
IN THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF NORTHWESTERN POLAND**

(with 22 Figs.)

*Abstract.* The analysis based on drilling, lithostratigraphic, geophysical and geodetic data showed that the spatial differentiation pattern of the Pleistocene cover displays a direct connection with the structural pattern of the Permo-Mesozoic complex. The main features of the Pleistocene cover, such as the thickness, stratigraphic section, facies variability and the shape of the sub-Quaternary surface, are adapted to the distribution of local Permo-Mesozoic tectonic elements, salt tectonic folds, grabens and singular blocks. This is expressed by a reduction in the thickness and stratigraphic section of Pleistocene sediments overlying uplifted tectonic elements, in relation to those which were lowered. Facies variability within the Pleistocene complex is in many places connected with the location of salt tectonic folds, and this connection is manifested by the gradual disappearance of water-laid series over salt anticlines. The most intensive, isostatically driven, vertical displacements occurred during the Kromerian, Holsteinian and Eemian interglacial periods. Transformation of repeated levelling data allowed the velocity of recent vertical displacements between examined tectonic elements to be estimated at 0,3–2,0 mm/yr, and this is comparable to the velocity of Pleistocene movements. The glacioisostatic vertical displacements between tectonic elements exerted a decisive influence on the development of their glaciogenic sedimentary cover.

*Key words:* glacioisostatic movements, salt tectonics, neotectonics, Quaternary geology, Pleistocene, north-western Poland.

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; geom@post.pl

*Abstrakt.* Analiza danych wiertniczych oraz wyników badań litostratygraficznych, geofizycznych i geodezyjnych dowiodła, że zróżnicowanie osadów plejstoceniowych wykazuje bardzo wyraźny związek z budową tektoniczną kompleksu permo-mezozoicznego. Miąższość, profil stratygraficzny, wykształcenie facjalne osadów plejstocenu oraz ukształtowanie ich podłoża są dostosowane do rozmieszczenia elementów tektonicznych, takich jak fałdowe formy tektoniki solnej, rowy i bloki tektoniczne. Wyraża się to redukcją miąższości i profilu stratygraficznego osadów plejstocenu leżących na elementach wyniesionych w stosunku do tych, które zostały obniżone. Zmienność wykształcenia facjalnego osadów plejstocenu jest w wielu miejscach związana z rozmieszczeniem fałdowych form tektoniki solnej, co manifestuje się poprzez stopniowy zanik osadów akumulacji wodnej nad antyklinami solnymi. Najbardziej intensywne glaciostatyczne ruchy pionowe struktur solnych i bloków tektonicznych nastąpiły w interglacjalach podlaskim, mazowieckim i ceńskim. Przeliczenie wyników powtórnych pomiarów niwelacyjnych pozwoliło na oszacowanie prędkości współczesnych ruchów pionowych analizowanych elementów tektonicznych na 0,3–2,0 mm/rok, co jest wielkością porównywalną z prędkościami podawanymi dla ruchów plejstoceniowych. Glaciostatyczne przemieszczenia pionowe między elementami tektonicznymi wywarły decydujący wpływ na rozwój powstających nad nimi osadów glacialnych.

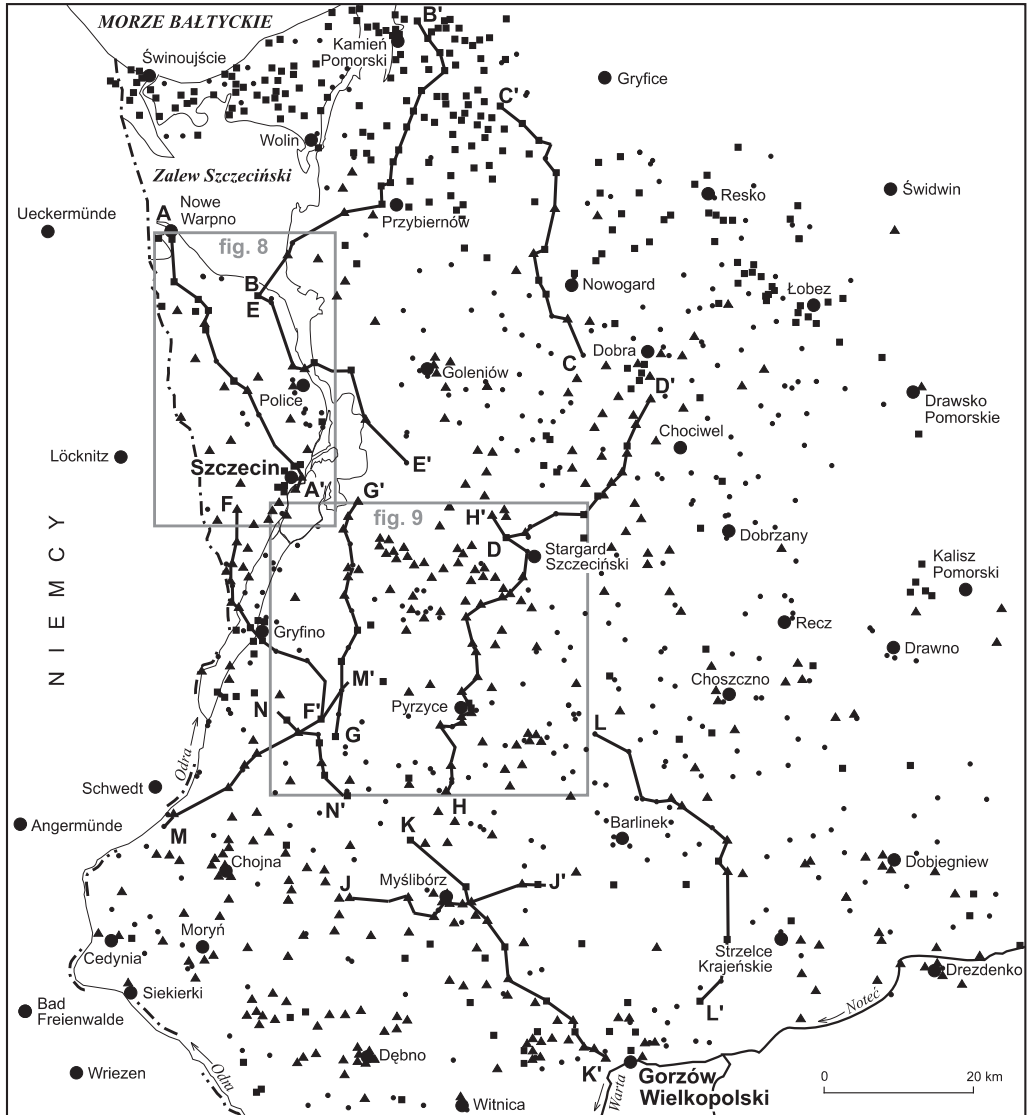
*Słowa kluczowe:* ruchy glaciostatyczne, tektonika solna, neotektonika, geologia czwartorzędu, plejstocen, północno-zachodnia Polska.

## WSTĘP

Zróżnicowanie i odkształcenia warstw osadów przykrywających elementy tektoniczne są najbardziej oczywistymi dowodami ruchów tektonicznych. Jednak bardzo specyficzny charakter środowiska, w którym powstawały osady glacialne, oraz duża prędkość, z jaką przebiegały procesy erozji i depozycji, sprawiły, że rola procesów tektonicznych w rozwoju plejstoceniowych osadów glacialnych jest problemem często dyskutowanym. Procesy związane z transgredującymi lądolodami, jak egzaracja i deformowanie podłoża, utrudniają odtworzenie przebiegu wcześniejszych etapów sedimentacji. Dodatkowe komplikacje wynikają z powodu zakłócenia mechaniki skorupy ziemskiej związanego z cyklami obciążenia i odciążenia spowodowanymi przez transgresje i zanik pokryw lodowych (Liszkowski, 1982, 1993; Mörner, 1990; Stewart i in., 2000; Thorson, 2000).

Analizę związków między budową tektoniczną kompleksu permo-mezozoicznego a zróżnicowaniem osadów plejstocenu, kształtem ich podłoża oraz geomorfologią obszaru Polski północno-zachodniej przedstawiali między innymi: Krygowski (1959); Schoeneich (1962a, b); Kopczyńska-Żandarska (1970a, b), Kopczyńska-Lamparska (1979), Mojski (1984a); Piotrowski (1991, 1999); Niewiarowski, Pasierbski (1999); Kurzawa (1999, 2000a, b, 2001, 2002, 2003).

Znacznie bogatsza literatura istnieje dla obszaru Polski centralnej i wschodniej. Wymienić tu należy przede wszystkim prace Baranieckiej (1975, 1979, 1980, 1995) dotyczące czwartorzędowych rowów tektonicznych, zależności wykształcenia osadów czwartorzędu od struktur podłoża, wieku i liczby faz tektonicznych w czwartorzędzie oraz różnych genetycznie elementów podłoża czwartorzędu. O przejawach czwartorzędowej aktywności tektonicznej pisali także: Poborski (1957), Liszkowski, Wójcik (1969), Znosko (1969), Sokołowski (1972), Niewiarowski (1983), Krzyszkowski (1992). O wpływie podłoża na wykształcenie czwartorzędu zachodnich Mazur i Warmii, a także o zastosowaniu analizy paleogeomorfologicznej do lokalizowania przejawów ruchów neotektonicznych pisał Marks (1988). Wpływ struktur głębszego podłoża na ukształto-



Otworki wiertnicze:  
Boreholes:

- osiagające strop kompleksu mezozoicznego  
reaching the top surface of the Mesozoic complex
- ▲ osiagające strop kompleksu trzeciorzędowego  
reaching the top surface of the Tertiary complex
- nieosiagające powierzchni podczwartorzędowej  
which did not reach the sub-Quaternary surface

A — A'    przekrój geologiczny  
                  geological cross-section

Fig. 1. Mapa dokumentacyjna

Documentation map

wanie współczesnej powierzchni terenu i rozwój osadów plejstocenijskich Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej były przedmiotem badań Bera (Ber, Ryka, 1998; Ber, 2000).

Wiele przykładów czwartorzędowej aktywności tektonicznej opisano na obszarze Niżu Niemieckiego (Teichmüller, 1948; Illes, 1955; Hurtig, 1965; Johansen, 1971; Jaritz, 1973, 1980; Ahrens i in., 1982; Möbus, 1996).

Realizacja programu IGCP 346 (Neogeodynamica Baltica) zaowocowała publikacjami zawierającymi syntezę rezultatów badań nad aktywnością neotektoniczną obszaru Bałtyku i krajów go otaczających (Frischbutter, Schwab, 1995; Kasiński, Piwocki, 1995, 1999; Ludwig, 1995, 1999, 2001; Ludwig, Schwab, 1995; Ostaficzuk, 1995, 1999; Schwab, Ludwig, 1996; Garetsky i in., 1999; Stackebrandt i in., 2001).

Celem pracy było przedstawienie wpływu glaciostatycznych pionowych ruchów elementów strukturalnych kompleksu permo-mezozoicznego na rozwój osadów plejstocenijskich. Analizowany obszar, o powierzchni około 12 000 km<sup>2</sup>, umiejscowiony jest pomiędzy rzekami Odrą, Wartą i Notecią, granicą państwową z Niemcami, wybrzeżem Bałtyku i szesnastym południkiem na wschód od Greenwich (fig. 1).

W pracy scharakteryzowano zmienność pokrywy plejstocenijskiej jednostek tektonicznych i występujących w ich obrębie fałdowych form tektoniki salinarnej, bloków tektonicznych oraz dyslokacji je rozdzielających, tworzących miejscami rowy tektoniczne. Analizie poddano odkształcenia podłoża i osadów plejstocenu oraz miąższość, wykształcenie fałdowe i profil stratygraficzny pokrywy plejstocenijskiej nad poszczególnymi lokalnymi elementami i jednostkami tektonicznymi. Autor szukał odpowiedzi na pytanie, czy zróżnicowanie cech osadów plejstocenijskich wykazuje związki z budową tektoniczną opisywanego obszaru.

Analiza ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku i powierzchni podczwartorzędowej miała na celu ustalenie odwzorowania na tych powierzchniach zarysów budowy strukturalnej permo-mezozoiku, poznanych dzięki pracom geofizycznym. Na podstawie danych wiertniczych określono szczegółową lokalizację elementów strukturalnych i następnie przedstawiono charakterystykę zmienności ich pokrywy kenozoicznej.

Rozpatrywano zarówno ruchy pionowe bloków budujących fragmenty regionalnych jednostek tektonicznych, a następujące wzdłuż stref dyslokacyjnych sięgających głęboko w podpermskie podłoża, jak też aktywność pojedynczych uskoki w obrębie permo-mezozoiku. Dużo uwagi poświęcono mobilności fałdowych form tektoniki salinarnej, pomimo że zjawisko to przez wielu autorów nie jest zaliczane do zjawisk neotektonicznych.

W pracy szczególnie wyeksponowano znaczenie czynnika tektonicznego w genezie i przekształcaniach osadów plejstocenu i ich podłoża, dlatego mniej miejsca poświęcono decydującej roli morfogenetycznej działalności łądolodów i związanych z nimi wód.

## ZAKRES I METODYKA PRAC

Prace wykonane przez autora objęły przede wszystkim analizę, opracowanie oraz interpretację danych z archiwalnych profili wiertniczych i opracowań geofizycznych. Analizą objęto ponad 5000 profili otworów wiertniczych znajdujących się w Centralnym Archiwum Geologicznym w Warszawie, w wojewódzkich archiwach geologicznych w Szczecinie, Gorzowie Wielkopolskim i Koszalinie oraz w banku danych Hydro. Po selekcji wykorzystano dane pochodzące z około 1100 profili otworów wiertniczych, których rozmieszczenie przedstawia mapa dokumentacyjna (fig. 1).

Przedstawiony na **szkicu lokalizacyjnym** (fig. 2) podział na jednostki strukturalne i przebieg rozgraniczających je głównych stref dyslokacyjnych przyjęto według Dadleza (1979). Poszczególne elementy strukturalne umiejscowiono wykorzystując rezultaty badań sejsmicznych i grawimetrycznych. Szczególnie pomocne były opracowane przez Zakład Geofizyki PIG mapy geofizyczne elementów strukturalnych permo-mezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-lódzko-miechowskiej oraz wału pomorsko-kujawskiego (Wronicz, 1988a, b; Petecki, Józwiak, 1991a, b). Wykorzystano także syntetyczne opracowania wyników badań sejsmicznych przedstawione w postaci izoliniowych map strukturalnych przewodnich poziomów sejsmicznych (Furkaluk, Skalny, 1968; Łubienkova i in., 1968). Zarysy form tektoniki salinarnej i uskoków w obrębie kompleksu permo-mezozoicznego określono na podstawie wspomnianych map poziomów sejsmicznych związanych z: cechsztynem (Leine), przystropowymi partiami jury, wapieniem muszlowym i pstrym piaskowcem. Podstawą do wyznaczenia struktur solnych były współkształtne wyniesienia w kolejnych przewodnich poziomach sejsmicznych (permu, triasu, jury), współwystępujące z ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi. Podstawą do wyznaczenia form synklinalnych były współkształtne obniżenia w przewodnich poziomach sejsmicznych (fig. 8, 9), zbieżne z dodatnimi anomaliami grawimetrycznymi. Przebieg poszczególnych uskoków wyznaczono na podstawie stwierdzonych nieciągłości w poziomach sejsmicznych.

Położenie poszczególnych elementów i granic jednostek strukturalnych permo-mezozoiku porównano z mapą ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku (fig. 3), co umożliwiło umiejscowienie wielu elementów strukturalnych odwzorowanych w powierzchni stropowej kompleksu.

**Mapy ukształtowania powierzchni strukturalnych i mapy miąższości** są mapami izoliniowymi wykonanymi na podstawie morfologicznych kryteriów interpolacji, uwzględniających przyjęty model budowy geologicznej rozpatrywanego obszaru. Mapa ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku (fig. 3) oraz mapa miąższości osadów trzeciorzędu (fig. 4) zostały skonstruowane na podstawie danych z 498 profili otworów wiertniczych, w tym 280 otworów przebijających trzeciorzęd lub strop osadów mezozoiku. Do opracowania mapy ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (fig. 6) oraz mapy miąższości osadów czwartorzędu (fig. 7) wykorzystano dane z 925 profili otworów wiertniczych, w tym 596 otworów osiagających strop trzeciorzędu. Ponieważ na rozpatrywanym obszarze nie udokumentowano osadów preglacjału, mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej jest mapą ukształtowania podłoża osadów plejstocenu. Ze względu na relatywnie małą miąższość i niewielkie rozprzestrzenienie osadów holocenu mapa miąższości osadów czwartorzędu może być traktowana jako mapa miąższości osadów plejstocenu.

**Przekroje geologiczne** (fig. 10–22) poprowadzono tak, aby umożliwiły obserwację zróżnicowania ukształtowania powierzchni strukturalnych, miąższości oraz profilu stratygraficznego trzeciorzędu i czwartorzędu w układzie dwóch, trzech elementów strukturalnych, na przykład pomiędzy strukturą solną i sąsiadującymi synklinami lub strefami dyslokacyjnymi. Do konstrukcji przekrojów wykorzystano profile 48 otworów kartograficznych odwierconych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, dla których zostały wykonane badania litostratygraficzne osadów plejstocenijskich. Przekroje te stały się podstawą analizy zróżnicowania facji oraz profilu stratygraficznego osadów plejstocenu nad poszczególnymi elementami strukturalnymi. Przedstawiona na przekrojach próba rozpozniomowania stratygraficznego osadów plejstocenu została przeprowadzona z dokładnością do jednostki chronostratygraficznej rangi stadiału. Zastosowany podział stratygraficzny i symbole wydzielen wzorowano na „Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000” (1996). Zaznaczone na przekrojach uskoki, zwłaszcza te występujące w osadach kenozoicznych, określono jako hipotetycz-

ne. Przesłanką skłaniającą do umieszczenia uskoków na przekroju geologicznym było występowanie lineamentów grawimetrycznych lub nieciągłości w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku, które częściowo odpowiadały fotolineamentom satelitarnym. Jednak ze względu na hipotetyczne przyjęcie ich w utworach kenozoicznych linii uskoków nie zaznaczono na mapach ukształtowania powierzchni strukturalnych.

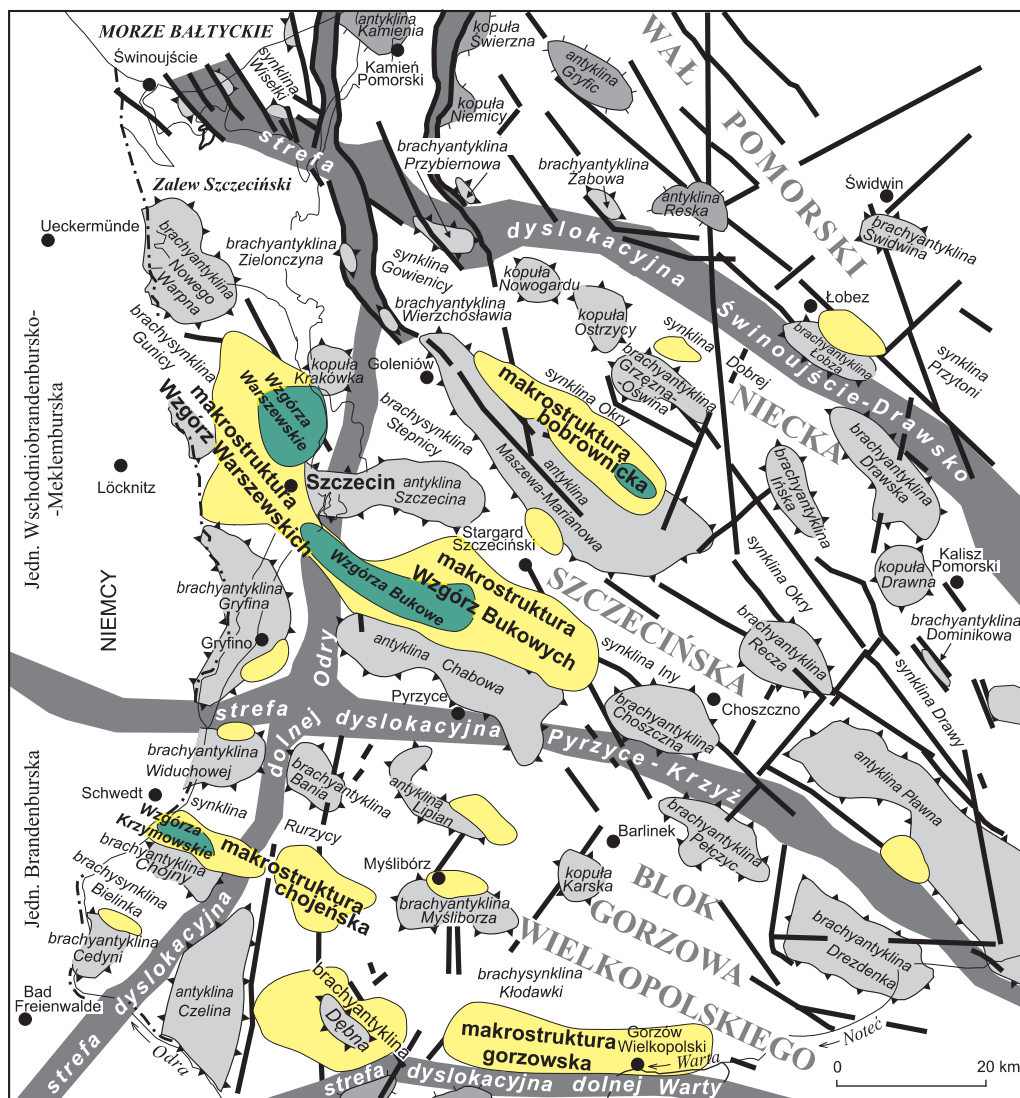
Istotnym problemem było zróżnicowanie przydatności profili analizowanych wierceń do interpretacji budowy geologicznej kenozoiku. Za najbardziej wiarygodne i użyteczne uznano profile 66 pełnordzeniowych otworów kartograficznych wykonanych dla arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej 1:50 000 (SMGP...), z opracowanymi wynikami badań litostratygraficznych. W przypadku otworów hydrogeologicznych wykorzystano opisy profili z archiwalnych dokumentacji źródłowych. Natomiast nie były brane pod uwagę opisy osadów czwartorzędowych zawarte w profilach głębokich nierdzeniowych otworów strukturalnych czy poszukiwawczych.







## TEKTONIKA KOMPLEKSU PERMO-MEZOZOICZNEGO

Na analizowanym obszarze występują fragmenty trzech jednostek tektonicznych drugiego rzędu (Pożaryski, 1974; Dadlez, 1979): wału pomorskiego, niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa Wielkopolskiego (fig. 2). Granicę między nieką szczecińską a wałem pomorskim w obrębie kompleksu permo-mezozoicznego wyznacza strefa dyslokacyjna Świnoujście–Drawsko (Dadlez, 1979, 1987). Na powierzchni podkenozoicznej za granicę tę przyjmuje się linię północnego zasięgu osadów kredowych (Jaskowiak-Schoeneich, 1969, 1976, 1979, 1981). Granica między nieką szczecińską a blokiem Gorzowa Wielkopolskiego została wyznaczona wzdłuż strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż (Dadlez, 1979). Południową granicę bloku Gorzowa Wielkopolskiego stanowi strefa dyslokacyjna dolnej Warty (Dadlez, 1979). Ponadto istotną granicą strukturalną jest strefa dyslokacyjna dolnej Odry. Uwzględniając podział strukturalny zaproponowany przez Wienholza (1969), część analizowanego obszaru położoną na zachód od tej dyslokacji należy przydzielić do jednostek brandenburskiej (Brandenburger Zwischeneinheit) i wschodniobrandenbursko-meklemburskiej (Ostbrandenburg–Mecklenburg Einheit).

Opisywany teren znajduje się w obszarze tektoniki salinarnej, w obrębie którego Dadlez (1974a, b) wydzielił strefę centralną i brzeżną. W strefie centralnej (strefie maksymalnej miąższości cechsztynu) występują formy tektoniki salinarnej znajdujące się w bardziej dojrzałych stadiach rozwoju. Stąd strefa ta jest też nazywana strefą grzebieni i słupów solnych, które częściowo przebijają mezozoiczny nadkład. Należą do nich struktury solne Grzęzna–Oświna, Maszewa, Drawna, Zielonczyna, Wierzchosławia, Nowogardu, Ostrzycy i Dominikowa. W strefie brzeżnej (okalającej strefę centralną) występują wały i poduszki solne reprezentujące wczesne stadium rozwoju ciał solnych. W części strefy brzeżnej, należącej do niecki szczecińskiej, występują struktury Szczecina, Nowego Warpna, Krakówka, Chabowa, Gryfina, Choszczna, Recza, Pławna, Marianowa i Przybiernowa, przybierające formy dobrze wykształconych poduszek oraz wałów solnych nieprzebijających mezozoicznego nadkładu, tworzące poprzecinane uskokami ciągi strukturalne. W części strefy brzeżnej, należącej do bloku Gorzowa, położone są struktury solne Widuchowej, Chojny, Bania, Czelina, Lipian, Myśliborza, Pelczyc, Drezdenka i Dębna, mające postać słabiej wykształconych, połogich soczew i poduszek solnych.

Trwająca od górnego triasu migracja mas solnych, zainicjowana ruchami bloków przedpermicznego podłoża, doprowadziła do rozwoju ciał solnych, powodujących powstanie fałdowych deformacji pokrywy mezozoicznej i kenozoicznej (Trusheim, 1960; Dadlez, 1997). Nad obszarami



- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | strefy dyslokacyjne rozdzielające główne jednostki tektoniczne<br>fault zones dividing the main tectonic units |  | makrostruktury glaciotektoniczne<br>glaciotectionic macrostructures      |
|  | strukтуры solne<br>salt structures   |  | wzgórzka o genezie glaciotektonicznej<br>hills of glaciotectionic origin |
|  | plakantykliny<br>non-saline anticlines (placanticlines)  |  | uskoki<br>faults   |

**Fig. 2.** Szkic lokalizacyjny elementów strukturalnych permio-mezozoiku (według Dadleza, 1979; Wronicza, 1988a, b; Peteckiego, Józwiaka, 1991a, b), z lokalizacją stref zaburzeń glaciotektonicznych

Location of the Permo-Mesozoic structural elements sketched (according to Dadlez, 1979; Wronicz, 1988a, b; Petecki, Józwiak, 1991a, b), and location of the glaciotectionic disturbances zones

wtórnej akumulacji soli (słupami, grzebieniami, poduszkami, wałami) utworzyły się struktury solne, czyli wypukłe formy fałdowe (kopuły, brachyantykliny, antykliny) z ciałem solnym w środku. Natomiast ponad obszarami, z których sole zostały wyciśnięte, w pokrywie mezozoicznej powstały synkliny i brachysynkliny.

Przeanalizowano pokrywę kenozoiczną 26 struktur solnych oraz 10 towarzyszących im form synklinalnych (fig. 2). Nazwy większości poszczególnych struktur solnych przyjęto za Dadlezem (1979), a synklinom i brachysynklinom nadano nazwy rzek.

## POKREDOWA AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA

### UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI STROPOWEJ MEZOZOIKU

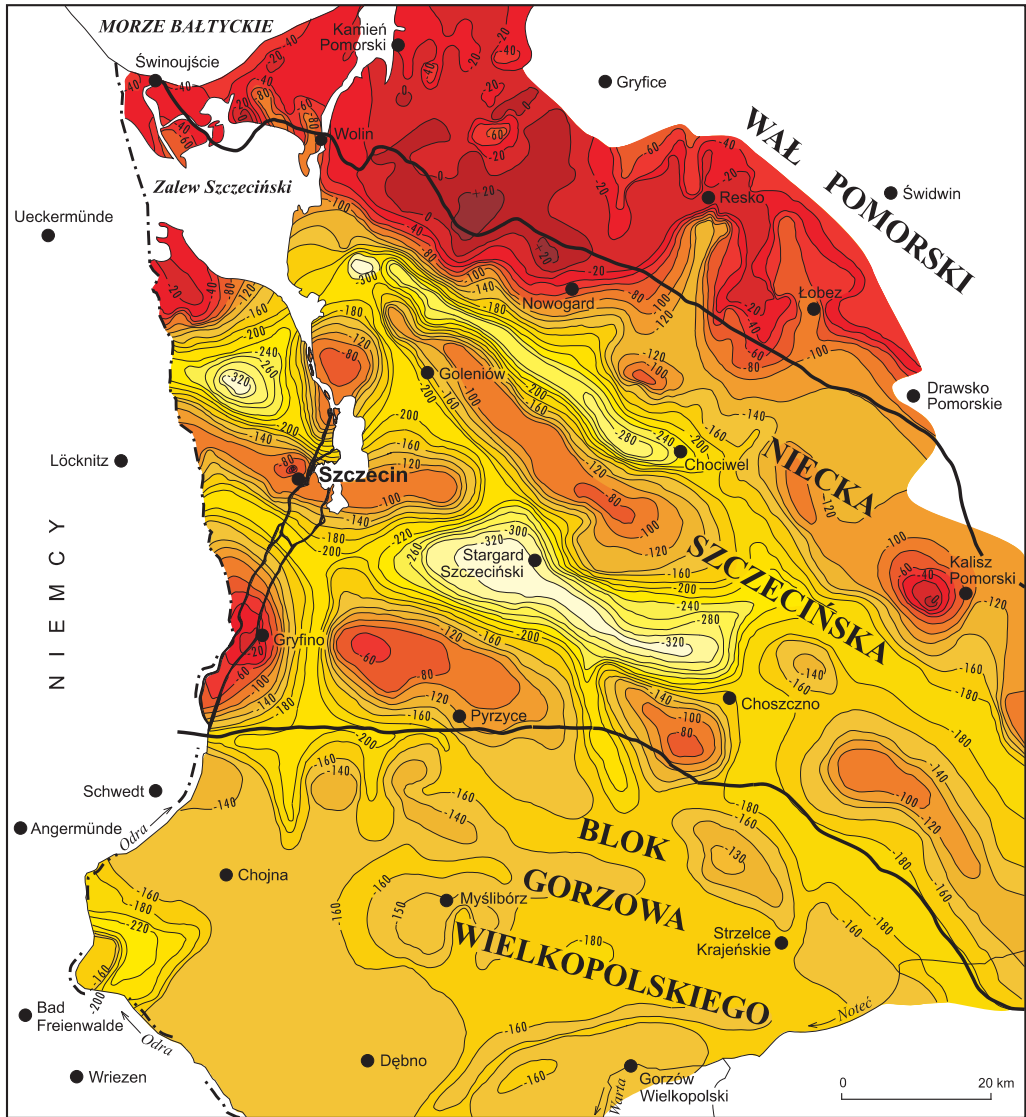
Powierzchnię stropową mezozoiku budują głównie węglanowe osady górnej kredy występujące w obrębie bloku Gorzowa Wielkopolskiego, niecki szczecińskiej, a także jednostek brandenburskiej oraz wschodniobrandenbursko-meklemburskiej. Na analizowanym fragmencie wału pomorskiego dominują osady jurajskie, przy niewielkim udziale skał triasowych.

Na większości rozpatrywanego obszaru wału pomorskiego strop mezozoiku stanowi niemal płaską powierzchnię (peneplene), leżącą od 0 do 60 metrów poniżej poziomu morza (fig. 3), urozmaiconą głębokimi wcięciami dolin erozyjnych rozwiniętych wzdłuż linii uskóków (Kopczyńska-Żandarska, 1970a). W dolinach strop mezozoiku obniża się do rzędnej 90 m p.p.m. w strefie dyslokacyjnej Świnoujścia, do 80 m p.p.m. w strefie dyslokacyjnej Kamienia Pomorskiego, do 124 m p.p.m. w okolicach Reska, a maksymalnie do 184,5 m p.p.m. w rowie Dreżewa (SMGP... – Dobracka, Dobracki, 1977a), na północ od analizowanego obszaru. Te wydłużone obniżenia w stropie mezozoiku na znacznych odcinkach odpowiadają nieciągłościom w poziomach sejsmicznych oraz lineamentom grawimetrycznym. Najwyższe położenie stropu kompleksu mezozoicznego — 25,5 m n.p.m. stwierdzono w otworze w Świętoszewie, koło Przybiernowa, nad przyuskokową strukturą salinarną.

Wał pomorski jest oddzielony od niecki szczecińskiej wyraźną krawędzią w powierzchni podkenozoicznej (fig. 3, 11, 12). Krawędź ta, ukierunkowana NW–SE, przebiega niemal zgodnie z konwencjonalną granicą pomiędzy jednostkami tektonicznymi, wyznaczoną przez zasięg utworów kredowych. Przebieg krawędzi na powierzchni stropowej mezozoiku jest zbieżny z przebiegiem podobnej krawędzi w spągu tego kompleksu i zgodny z przebiegiem lineamentów grawimetrycznych, a także z nieciągłościami w poziomach sejsmicznych permio-mezozoiku (Młynarski i in., 1979; Wronicz, 1988a, b). Można więc stwierdzić, że przebieg krawędzi jest zbieżny ze strefą dyslokacyjną Świnoujście–Drawsko, w rozumieniu Dadleza (1979, 1987). Potwierdzona danymi wiertniczymi wysokość krawędzi wynosi od ponad 150 m w rejonie Przybiernowa do około 300 m w rejonie Nowogardu. Natomiast jej nachylenie sięga 20–50 m/km, czyli 2–5%.

Obszar niecki szczecińskiej charakteryzuje się znacznie większym urozmaiceniem rzeźby powierzchni stropowej kompleksu mezozoicznego, przy jej wysokości maksymalnej 34 m n.p.m. w otworze Karsk-1 koło Nowogardu i minimalnej 428,5 m p.p.m. w otworze Goleniów IG 1 (struktura Zielonczyna). Powierzchnia stropowa mezozoiku niecki szczecińskiej jest wyraźnie pofałdowana, a spowodowane jest to większą intensywnością tektoniki salinarnej w jej obrębie w porównaniu z sąsiednimi jednostkami strukturalnymi (Dadlez, 1979; Jaskowiak-Schoeneich,





— granice głównych jednostek strukturalnych  
borders of the main structural units

**Fig. 3. Mapa ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku**

Topographic map of the Mesozoic roof surface

1979, 1981). Generalizując, można przyjąć, że odnotowane w wierceniach maksymalne wartości rzędnych stropu kredy odpowiadają elewacjom stropu mezozoiku odwzorowującym grzbietowe partie antyklin, brachyantyklin i kopuł nadsolnych. Natomiast minimalne wartości rzędnych stropu kredy odpowiadają obniżeniom stropu kompleksu mezozoicznego, które odwzorowują brachysynkliny i synkliny związane ze strefami wyciśnięcia soli lub strefy dyslokacyjne. Taka interpretacja genezy ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku oparta jest na wynikach badań geofizycznych (Wronicz, 1988a, b; Petecki, Józwiak, 1991a, b). Najwyższe wyniesienia stropu mezozoiku są zbieżne z wyniesieniami w poziomach sejsmicznych cechsztynu ( $Z_3$  — Leine) i w poziomie triasowym (wapień muszlowy), a także pokrywają się z ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi. Natomiast obniżenia w stropie kredy odpowiadają obniżeniom w poziomach sejsmicznych i dodatnim anomaliami grawimetrycznym.

Większość spośród występujących w niecce szczecińskiej struktur solnych zarysowuje się w postaci wzniesień stropu mezozoiku, tak jak struktury: Nowego Warpna i Szczecina (fig. 8, 10), Krakówka (fig. 14), Gryfina (fig. 15), Chabowa (fig. 16, 17), Maszewa–Marianowa (fig. 13), Grzęzna–Oświna, Drawna, Recza i Choszczna. Wypiętrzone grzbiety wymienionych struktur solnych kontrastują z obniżeniami syklinalnymi, których głębokość sięga 200–300 m, a ilustrują to najlepiej przykłady brachysynkliny Gunicy (fig. 8, 10), synkliny Iny (fig. 8, 9, 13, 15, 17), brachysynkliny Stepnicy (fig. 14) i synkliny Okry.

W przedstawionym schemacie nie mieści się struktura Zielonczynna. W wykonanym w jej obrębie otworze strukturalnym Goleniów IG 1 nawiercono utwory kredowe na rzędnej 428,5 m p.p.m., pod 430-metrową pokrywą osadów trzeciorzędu. Fenomen ten został zinterpretowany przez Jaskowiak–Schoeneich (1981) jako efekt ługowania soli wysadu w czasie trzeciorzędu.

Dla struktur Nowogardu, Ostrzycy, Wierchosławia, Drawska, Ińska i Dominikowa brak jest reprezentatywnych danych wiertniczych.

Odwzorowanie przebiegu strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż w powierzchni stropowej mezozoiku jest mniej jednoznaczne niż w przypadku strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko. Wynika to z mniejszej liczby danych geofizycznych i wiertniczych. W zachodnim fragmencie strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż w powierzchni stropowej mezozoiku zaznacza się wydłużone obniżenie (fig. 16, 17) o przebiegu wschód–zachód, widoczne na odcinku 40 km między Pyrzycami i granicą państwa. W jego obrębie strop mezozoiku opada do rzędnej poniżej 200 m p.p.m. Obserwacje dalszego przebiegu tej formy w kierunku wschodnim uniemożliwia niedostatek danych wiertniczych. W powierzchni stropowej kredy, na 50-kilometrowym odcinku między Szczecinem a Chojną, zarysowuje się wydłużone z północy na południe obniżenie, którego przebieg pokrywa się z fragmentem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry (fig. 9, 15, 21, 22). Wymienione podłużne obniżenia stropu mezozoiku zbieżne z dyslokacjami są najwyraźniej odwzorowane na geologicznych mapach ścięcia, na poziomach od 160 do 200 m p.p.m. (Kurzawa, 2000a, 2002).

Blok Gorzowa odznacza się znacznie spokojniejszym niż w niecce szczecińskiej ukształtowaniem stropu kompleksu mezozoicznego (fig. 3); jest to spowodowane mniejszą intensywnością procesów tektoniki solnej, co jednoznacznie ilustrują wyniki badań sejsmicznych (Dadlez, 1974a, 1979; Petecki, Józwiak, 1991a, b). Najwyższe położenie stropu kredy, 124 m p.p.m., odnotowano w otworze poszukiwawczym Górnowo, wykonanym na grzbiecie kopuły Bania, zaś najniższe — 240 m p.p.m. w otworze kartograficznym Cedynia w obrębie brachysynkliny Bielinka. W większości otworów strop mezozoiku nawiercono na rzędnych w przedziale 150–165 m p.p.m.

Podobnie jak w niecce szczecińskiej, również w bloku Gorzowa lokalne elewacje stropu mezozoiku związane są z grzbietami struktur solnych, jak na przykład z kopułą Bania (fig. 22), brachyantykliną Myśliborza (fig. 18, 19) i brachyantykliną Pełczyc (fig. 20). Jednak kontrasty

między grzbietami struktur solnych i obniżeniami synklinalnymi są o wiele mniejsze niż w niecce szczecińskiej, a różnica wysokości położenia stropu mezozoiku nie przekracza 35–50 m.

Ukształtowanie powierzchni stropowej mezozoiku odzwierciedla styl tektonicznych deformacji w obrębie kompleksu mezozoicznego. Halotektoniczne fałdowe deformacje pokrywy mezozoicznej wyrażają się występowaniem elipsoidalnych wychodni skał kredowych wyłaniających się spod pokrywy kenozoicznej. Są one odwzorowaniem przeciętych w kolejnych sekcjach grzbietów struktur salinarnych (Kurzawa, 2000a).

Należy podkreślić znany już z prac Jaskowiak-Schoeneich (1969, 1979, 1981) fakt istnienia związku między rzeźbą stropu mezozoiku a układem elementów strukturalnych permo-mezozoiku. Znajomość tektonicznie zdeterminowanych elementów rzeźby stropu mezozoiku umożliwia odniesienie precyzyjnie umiejscowionych struktur salinarnych i dyslokacji do elementów budowy pokrywy kenozoicznej, a co za tym idzie, pozwala na przeprowadzenie analizy zmienności pokrywy plejstoceńskiej nad poszczególnymi elementami strukturalnymi.

#### MIĄSZOŚĆ OSADÓW TRZECIORZĘDU

Trzeciorząd reprezentowany jest przez piaszczyste i ilaste osady paleoceńskie i eoceńskie, wypełniające najgłębsze partie synklinalnych i uskokowych obniżeń stropu mezozoiku, oraz powszechnie występujące iłowce, ły i piaski oligoceńskie i piaszczysto-mułkowe serie mioceneńskie.

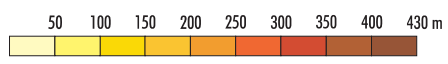
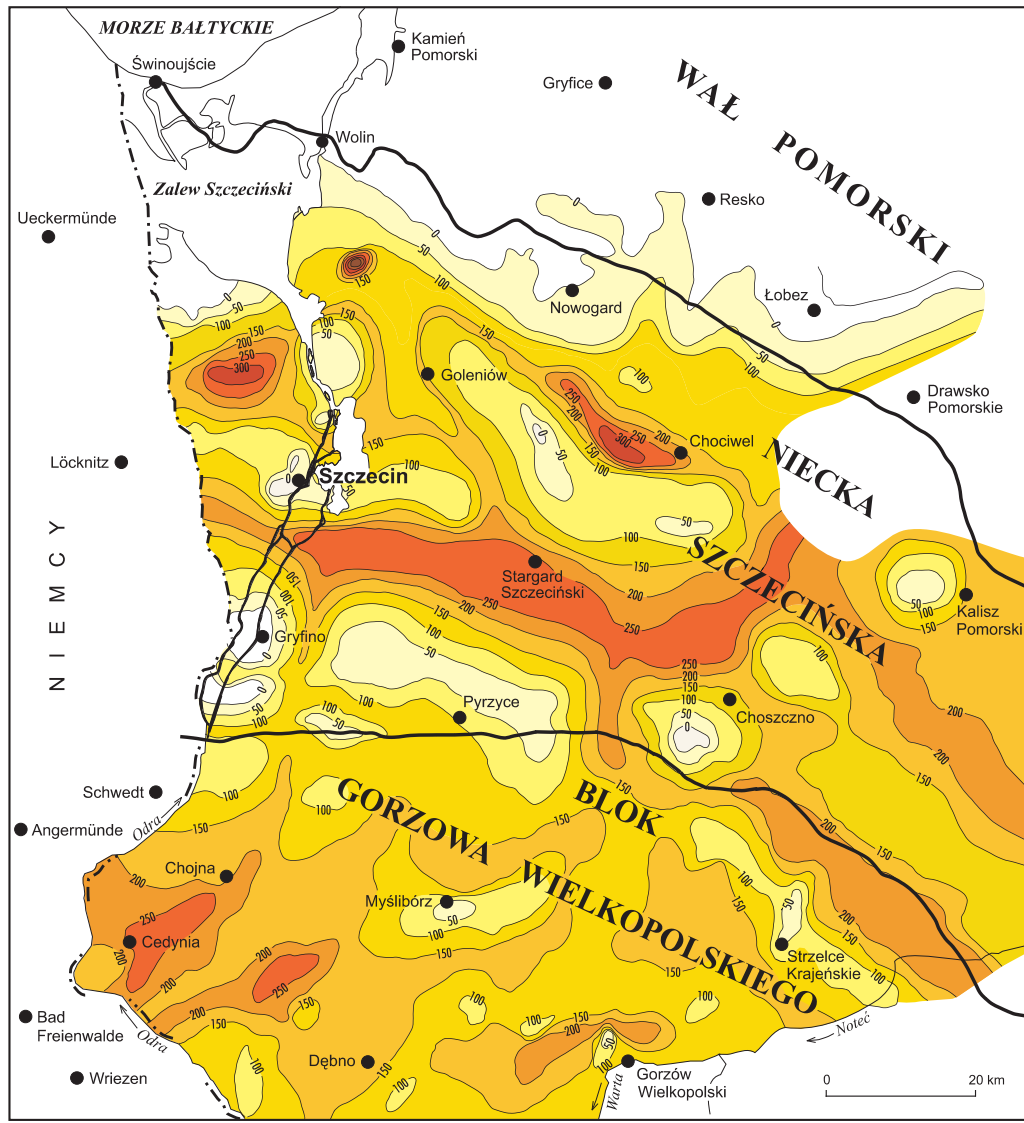
Zróznicowanie miąższości osadów trzeciorzędu dochodzi do 430 m. Na około jednej czwartej powierzchni opisywanego obszaru osady te są całkowicie zerodowane (fig. 4, 5, 11, 12), a maksymalną miąższość, 430 m, odnotowano w otworze Goleniów IG 1.

Bardzo wyraźnie zaznacza się zróznicowanie miąższości osadów trzeciorzędu między wałem pomorskim a niecką szczecińską i blokiem Gorzowa Wielkopolskiego. W części wału pomorskiego obejmującej bloki Wolina i Gryfic brak jest niemal całkowicie osadów trzeciorzędu; w pozostałej części granica zasięgu osadów trzeciorzędowych na ponad 100 km odcinku pokrywa się z granicą strukturalną między niecką szczecińską i wałem pomorskim.

Pokrywa trzeciorzędowa niecki szczecińskiej nie jest ciągła. Brak jej przy granicy z wałem pomorskim i nad grzbietami struktur solnych Nowego Warpna i Szczecina (fig. 8, 10), Gryfina (fig. 15), Maszewa–Marianowa (fig. 13) i Choszczna. Zmniejszenie grubości pokrywy trzeciorzędowej nastąpiło też na grzbietach struktur: Krakówka — do 1,2 m (fig. 14), Chabowa — do 23 m (fig. 9, 16, 17), Recza — do 63 m i Grzęzna–Oświna — do 86 m. Natomiast dużo większą miąższość mają osady trzeciorzędowe występujące w obrębie synklinalnych obniżeń stropu kredy, na przykład 304 m w brachysynklinie Gunicy (fig. 8, 10), 315 m w synklinie Okry (fig. 13) i 244 m w synklinie Iny (fig. 9, 17). Różnice w grubości pokrywy trzeciorzędowej pomiędzy obniżeniami synklinalnymi a otaczającymi je grzbietami antyklin i brachyantyklin sięgają więc od 200 do 300 m. Opisany schemat zależności między zróznicowaniem miąższości osadów trzeciorzędu i budową tektoniczną nie sprawdza się w strefach intensywnych zaburzeń glacitektonicznych i w miejscach głębokich plejstoceńskich wcięć erozyjnych.

Pokrywa trzeciorzędowa bloku Gorzowa Wielkopolskiego jest ciągła i wykazuje znacznie mniejsze niż w niecce szczecińskiej zróznicowanie grubości. Na większości omawianego terenu miąższość trzeciorzędu wynosi 100–180 m. Maksymalna miąższość, 217 m, występuje w otworze Górczyn 42/16 koło Gorzowa Wielkopolskiego, a minimalna 8 m — w otworze Wielopole 5 KO koło Dębna, w głębokim wcięciu erozyjnym.

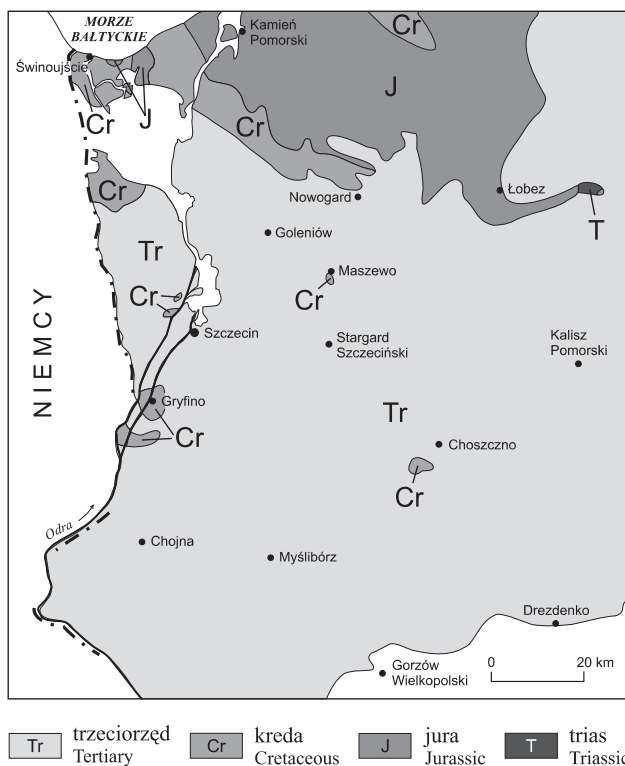
Dane wiertnicze pozwoliły na określenie grubości pokrywy trzeciorzędowej na dwóch strukturach salinarnych: na kopule Bania (53 m) oraz na brachyantyklinie Myślborza (50 m). Wyraźnie



— granice głównych jednostek strukturalnych  
borders of the main structural units

**Fig. 4. Mapa miąższości osadów trzeciorzędu**

Thickness map of Tertiary deposits



**Fig. 5. Szkic geologiczny powierzchni podczwartorzędowej (według Mapa..., 1975–1977, uzupełniony)**

Geological sketch of the sub-Quaternary surface (according to Mapa..., 1975–1977, supplemented)

większą miąższość trzeciorzędu odnotowano w wierceniach w obrębie brachysynkliny Kłodawki (178 m) oraz w brachysynklinie Bielinka (208 m).

Związek przestrzennego rozmieszczenia osadów trzeciorzędu z budową strukturalną analizowanego obszaru widoczny jest po porównaniu sekwencji 11 map geologicznych ścienia poziomego ze szkicem lokalizacyjnym elementów strukturalnych permio-mezozoiku (Kurzawa, 2000a).

Omówiona zmienność miąższości osadów trzeciorzędu i jej związek z układem elementów strukturalnych permio-mezozoiku, opisywany wcześniej przez Schoeneicha (1962a) i Ciuka (1972), jest przede wszystkim efektem dostosowania się przebiegu procesów sedymentacji do kształtów mezozoicznego podłoża. Całkowity brak tych osadów na większości analizowanego fragmentu wału pomorskiego i na grzbietach niektórych struktur solnych może być efektem pomioceńskich procesów wypiętrzających.

## PLEJSTOCENSKA AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA

## UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODCZWARTORZĘDOWEJ

Na przeważającej części obszaru wału pomorskiego powierzchnia podczwartorzędowa jest jednocześnie powierzchnią stropową mezozoiku. Zgodnie z przebiegiem strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko w podłożu czwartorzędu zaznacza się połoga krawędź, oddzielająca wyżej położony obszar wału pomorskiego od obniżonego obszaru niecki szczecińskiej (fig. 6, 11, 12). Krawędź ta jest zbieżna z analogicznym elementem w powierzchni stropowej mezozoiku. Ma ona jednak mniejszą wysokość, 80–120 m, przy nachyleniu 10–30 m/km, tj. 1–3%. We wschodnim odcinku, między Dobrą i Drawskiem, jej przebieg jest mniej wyraźny i zatarty dodatkowo przez głębokie do 50–60 m wcięcia erozyjne dolin schodzących z wału do niecki.

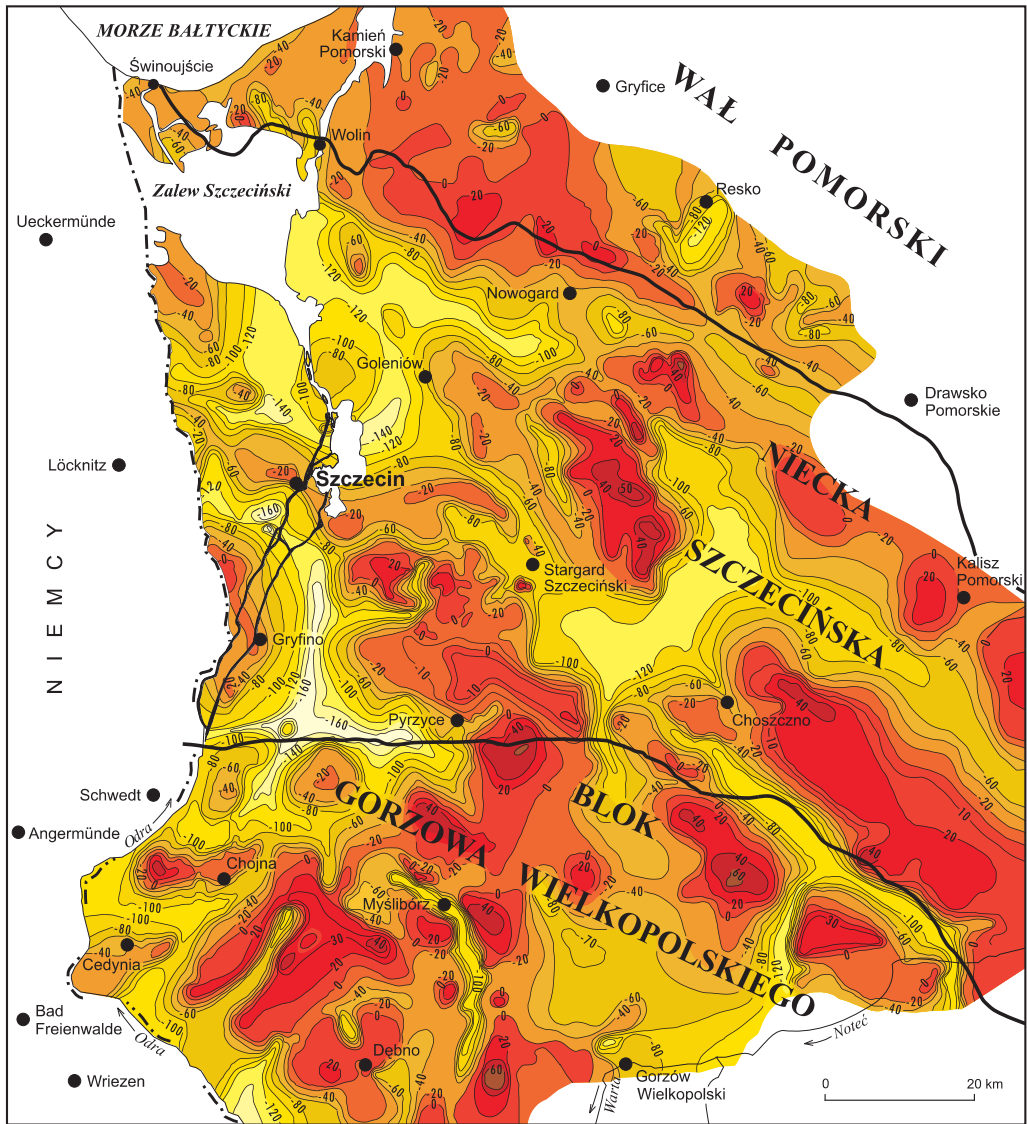
Na obszarze analizowanych części niecki szczecińskiej, bloku Gorzowa Wielkopolskiego oraz jednostek brandenburskiej i wschodniobrandenbursko-meklemburskiej rzeźba podłoża czwartorzędu jest znacznie bardziej urozmaicona niż w obrębie wału pomorskiego. Zaznacza się to w pofałdowaniu powierzchni podczwartorzędowej przypominającym pofałdowanie powierzchni stropowej mezozoiku. Wzniesieniom w stropie mezozoiku odpowiadają wzniesienia w podłożu i w spągu czwartorzędu. Natomiast obniżeniom w stropie mezozoiku odpowiadają obniżenia w podłożu i w spągu czwartorzędu. Prawidłowość ta zaznacza się najlepiej w niecce szczecińskiej i w północnej części bloku Gorzowa, gdzie wyniesienia stropu mezozoiku oraz towarzyszące im wzniesienia podłoża czwartorzędu występują w miejscach struktur solnych. Te wzniesienia podłoża czwartorzędu leżą nad wzniesieniami w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku, które pozwoliły na umiejscowienie spęcznień cechsztyńskich soli i związanych z nimi wypukłych deformacji pokrywy mezozoicznej (antyklin, brachyantyklin, kopuł). Taka zbieżność zaznacza się w odniesieniu do następujących 14 struktur: Nowego Warpna i Szczecina (fig. 8, 10), Krakówka (fig. 14), Gryfina (fig. 15), Chabowa (fig. 9, 17), Maszewa–Marianowa (fig. 13), Choszczna, Pławna, Pełczyce (fig. 20), Myśliborza (fig. 18, 19), Bania (fig. 22), Grzęzna–Oświna, Drawna i Recza.

Za fałdową naturą i halotektoniczną genezą opisywanych wzniesień spągu i podłoża czwartorzędu przemawia także obraz ich budowy wewnętrznej przedstawiony na mapach ścięcia poziomego. Na ścinających omawiane wyniesienia podłoża powierzchniach odwzorowuje się obraz typowy dla przecinanych poziomo antyklin. Kolejne poziomy ścięcia świadczą, iż w centrum tych form występują elipsoidalne wychodnie kredy, otoczone wychodniami trzeciorzędu, które zatopione są w osadach czwartorzędowych. Zjawisko to najlepiej zilustrowane jest na mapach ścięcia na poziomach od 0 do 100 m p.p.m (Kurzawa, 2000a).

Ponad ośmioma strukturami solnymi występują wyniesienia powierzchni podczwartorzędowej, lecz brak jest danych wiertniczych pozwalających na określenie ukształtowania stropu mezozoiku. Są to struktury: Widuchowej (fig. 21), Lipian, Drezdenka, Karska, Dębna, Chojny, Cedyni i Czelińska.

Nad grzbietami poszczególnych struktur podłożu czwartorzędu osiąga następujące wartości rzędnej w m n.p.m.: Nowe Warpno -17; Szczecin -8,5; Krakówko -73; Gryfino -4; Chabowo +14; Zielonczyn -20; Lipiany +42; Maszewo–Marianowo +54,2; Grzęzna–Oświno +27,4; Drawno +38; Recz +43; Choszczno +4,5; Pławno +25,5; Drezdenko +35; Karsko +30; Pełczyce +67; Myślibórz +56,9; Banie -18; Widuchowa -32; Chojna +54; Cedynia -51; Czelińska +26; Dębno +33,8.

Większości spośród rozległych obniżień powierzchni podczwartorzędowej odpowiadają niemal współkształtne depresje powierzchni stropowej mezozoiku. Obniżenia obu tych powierzchni leżą nad obniżeniami w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku, które wyznaczają strefy wy-



— granice głównych jednostek strukturalnych  
borders of the main structural units

**Fig. 6. Mapa ukształtowania powierzchni podzwartorzędowej**

Topographic map of the sub-Quaternary surface

ciśnięcia cechsztyńskich soli i zarysy powstałych nad nimi synklin w pokrywie mezozoicznej. Zbieżność taka najwyraźniej widoczna jest w przypadku pięciu form synklinalnych: Gunicy (fig. 9, 10, 14), Iny (fig. 8, 9, 10, 16, 17), Stepnicy (fig. 14), Kłodawki (fig. 18–20) oraz Okry (fig. 13).

Ponad trzema formami synklinalnymi permo-mezozoiku występują obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, lecz brak jest dostatecznych danych, aby określić ukształtowanie powierzchni stropowej mezozoiku. Są to: synklina Rurzyca (fig. 21), synklina Drawy oraz brachy-synklina Bielinka.

Nad poszczególnymi formami synklinalnymi podłoże czwartorzędu osiąga następujące minimalne wartości rzędnej w m n.p.m.: Gunicy -136; Iny < -170; Stepnicy -155; Gowienicy -138; Okry < -72; Drawy -106; Kłodawki -71,7; Rurzyca -95; Bielinka -119.

Różnice wysokości położenia podłoża czwartorzędu pomiędzy elewacjami (wyniesionymi grzbietami struktur solnych) a obniżeniami (pograżonymi obszarami stref wyciśnięcia soli) dochodzą do 150–200 m. Na przykład, głębokość obniżenia powierzchni podczwartorzędowej odpowiadającej synklinie Iny w stosunku do wzniesień związanych z otaczającymi ją strukturami solnymi Szczecina, Maszewa–Marianowa, Recza, Choszczna, Chabowa, Gryfina przekracza miejscami 230 m.

W powierzchni podczwartorzędowej występują także wydłużone obniżenia, których przebieg jest zgodny z fragmentami stref dyslokacyjnych rozgraniczających główne jednostki tektoniczne. W zachodniej części strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż, na 40-kilometrowym odcinku od Pyrzyce do granicy z Niemcami, w podłożu czwartorzędu zaznacza się wydłużone z zachodu na wschód obniżenie, którego dno leży na wysokości 173 m p.p.m. Jego głębokość w stosunku do sąsiednich elewacji podłoża czwartorzędu związanych ze strukturami solnymi Gryfina, Chabowa, Lipian, Bania i Widuchowej przekracza miejscami 200 m (fig. 9, 16, 17). Kolejne obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, o przebiegu NW–SE, pokrywają się z 50 km odcinkiem omawianej dyslokacji, biegnącym na wschód od Pyrzyce (fig. 20). Podobne podłużne zagłębienie w podłożu czwartorzędu, o głębokości 150–200 m, pokrywa się z 70 km odcinkiem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry (fig. 9, 15, 16, 21, 22) od Siekierok przez Moryń i Chojnę aż do południowych przedmieść Szczecina. W obrębie makrostruktury glacitektonicznej Wzgórz Bukowych zagłębienie to zanika i określenie jego kontynuacji w kierunku północnym jest bardzo trudne.

Omawiane formy wyraźnie rozcinają poszczególne wzniesienia powierzchni podczwartorzędowej odpowiadające strukturalnym solnym. Podobnie jak strefy dyslokacyjne dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż, które w schemacie strukturalnym Dadleza (1979) rozcinają wały solne na osobne poduszki solne Gryfina i Chabowa oraz Widuchowej i Bania.

Nad węzłem strukturalnym na przecięciu tych stref dyslokacyjnych, w otworze Trzaski Sn/1, odnotowano najniższe na całym analizowanym obszarze położenie podłoża osadów czwartorzędu, 173 m p.p.m. (fig. 9, 15, 16, 21, 22).

Mniejsze, wąskie, wydłużone obniżenia podłoża czwartorzędu widoczne są również nad niektórymi uskokiemi niższej rangi, których istnienie w osadach permo-mezozoicznych sygnalizują badania sejsmiczne. Na przykład, obniżenie przecinające wzniesienie powierzchni podczwartorzędowej nad strukturą solną Myślborza (fig. 18) pokrywa się z uskokiem rzeki Myśli, którego przebieg ustalono na podstawie prac sejsmicznych (Petecki, Józwiak, 1991a).

Przebieg omawianych podłużnych obniżeń powierzchni podczwartorzędowej odwzorowuje się na mapach ścięcia, najlepiej na poziomach od 100 do 160 m p.p.m. Zarysy tych obniżeń odwzorowane są w postaci wydłużonych, zwężających się na coraz niższych poziomach ścięcia wychodni osadów czwartorzędowych (Kurzawa, 2000a).



Zasadniczą rolę w tworzeniu rzeźby powierzchni podczwartorzędowej odegrały procesy glaciektoniczne (Krygowski, 1959; Kopczyńska-Lamparska, 1979; Kozłowska, 1982; Mojski, 1984a). Efekty ich oddziaływania zauważalne są zwłaszcza w obrębie rozległych stref intensywnych zaburzeń osadów plejstoceńskich i trzeciorzędowych, które nazwano tu makrostrukturami glaciektonicznymi. Makrostruktury glaciektoniczne wraz z mniejszymi strefami zaburzeń glaciektonicznych zajmują co najmniej 17% powierzchni obszaru badań. Makrostruktury te tworzą wały, wysokie do 150–200 m, powstałe w rezultacie wypchnięcia i przemieszania trzeciorzędowych osadów podłoża z osadami plejstocenu. Makrostruktury glaciektoniczne zarysowują się jako elewacje w powierzchni podczwartorzędowej, które nie leżą nad antyklinami solnymi, lecz występują najczęściej przy północnych, czyli proksymalnych w stosunku do kierunku ruchu lądolodów stokach antyklin solnych (fig. 2). Zacierają one wyrazistość kontrastów rzeźby podłoża czwartorzędu nad antyklinami i synklinami oraz rowami tektonicznymi. Najbardziej wyraźne są tu makrostruktury glaciektoniczne Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych oraz makrostruktura bobrownicka.

Makrostruktura Wzgórz Warszawskich (fig. 2, 10) dominuje w rzeźbie powierzchni podczwartorzędowej nad brachysynkliną Gunicy i antykliną Szczecina. Makrostruktura Wzgórz Bukowych zdeterminowała ukształtowanie podłoża osadów plejstocenu nad północnymi stokami antykliny Chabowa oraz nad centralną i południową częścią synkliny Iny (fig. 2, 9, 17). Bobrownicka makrostruktura glaciektoniczna wywarła decydujący wpływ na kształt powierzchni podczwartorzędowej nad północnymi stokami antykliny Maszewa–Marianowa i południową częścią synkliny Okry (fig. 13). Oprócz wymienionych przykładów procesy glaciektoniczne odegrały zasadniczą rolę w kształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej w południowej części analizowanego terenu, między Dębniem, Witnicą, Gorzowem Wlkp., gdzie wydzielono gorzowską makrostrukturę glaciektoniczną (fig. 19).

Powierzchnię podczwartorzędową ukształtowała także egzaracja związana z lądolodami zlodowaceń najstarszych i południowopolskich, silnie odkształcających piaszczyste i ilaste podłoże, na które wkraczały. Poszczególne mikroloby transgredujących lodowców wykorzystywały tektoniczne obniżenia terenu, pogłębiając ich dna i tworząc rozległe nisze egzaracyjne. Egzaracyjnemu oddziaływaniu lądolodów przypisać także można zubożenie lub miejscami całkowite zdarcie pokrywy osadów trzeciorzędu z wypiętrzonych grzbietów struktur solnych Nowego Warpna i Szczecina (fig. 10), Krakówka (fig. 14) oraz Gryfina (fig. 15). O intensywności procesów egzaracyjnych i glaciektonicznych świadczy powszechne występowanie w osadach plejstocenu porwaków utworów trzeciorzędowych (fig. 13, 15–18).

Ważnym procesem kształtującym rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej była erozja wód plioceńskich oraz plejstoceńskich preglacjalnych i interglacjalnych systemów rzecznych (Krygowski, 1959; Kowalska, 1960; Kopczyńska-Żandarska, 1970a, b; Dyjor, 1987). Istotnym procesem rzeźbotwórczym była także erozja wód proglacjalnych i subglacjalnych. Jej ślady obserwujemy wszędzie tam, gdzie plejstoceńskie osady wodnolodowcowe kontaktują się z podatnymi na erozję trzeciorzędowymi, kredowymi i jurajskimi osadami podłoża. Bardzo głębokie wcięcia erozyjne w podłożu osadów plejstocenu zostały wykształcone przez cieki subglacjalne, nawet te istniejące w stadiale leszczyńsko-pomorskim zlodowacenia wisły. Na przykład, subglacjalne wcięcie doliny Odry sięga do kredowych margli występujących w powierzchni podczwartorzędowej na grzbiecie brachyantykliny Gryfina (fig. 15), a na grzbiecie antykliny Szczecina dochodzi do oligoceńskich ilów (fig. 16).

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej ma charakter poligeniczny i zawdzięcza swoje ukształtowanie procesom glaciektonicznym, erozji oraz egzaracji, jednak na przeważającej części rozpatrywanego obszaru głównym czynnikiem rzeźbotwórczym były glaciostatyczne

ruchy pionowe pomiędzy elementami tektonicznymi. Figury 2, 6, 8 i 9 przedstawiają związek ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej z budową strukturalną kompleksu permo-mezozoicznego. W powierzchni podczwartorzędowej zaznaczają się kontury elementów strukturalnych permo-mezozoiku, a przede wszystkim stref dyslokacyjnych rozgraniczających główne jednostki tektoniczne oraz kontury większości fałdowych form tektoniki solnej. Opisane wzniesienia i obniżenia odzwierciedlają zarysy permo-mezozoicznych elementów strukturalnych w podłożu podplejstocieńskim, które nie zostały zatarte przez procesy glacitektoniczne, egzarycyjne i erozyjne. Jest to przesłanka plejstocieńskiej aktywności elementów strukturalnych, skutkującej odnawianiem związanych z nimi form rzeźby podłoża czwartorzędu.

### MIAŻSZOŚĆ OSADÓW CZWARTORZĘDU

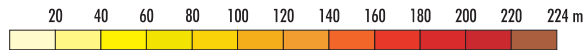
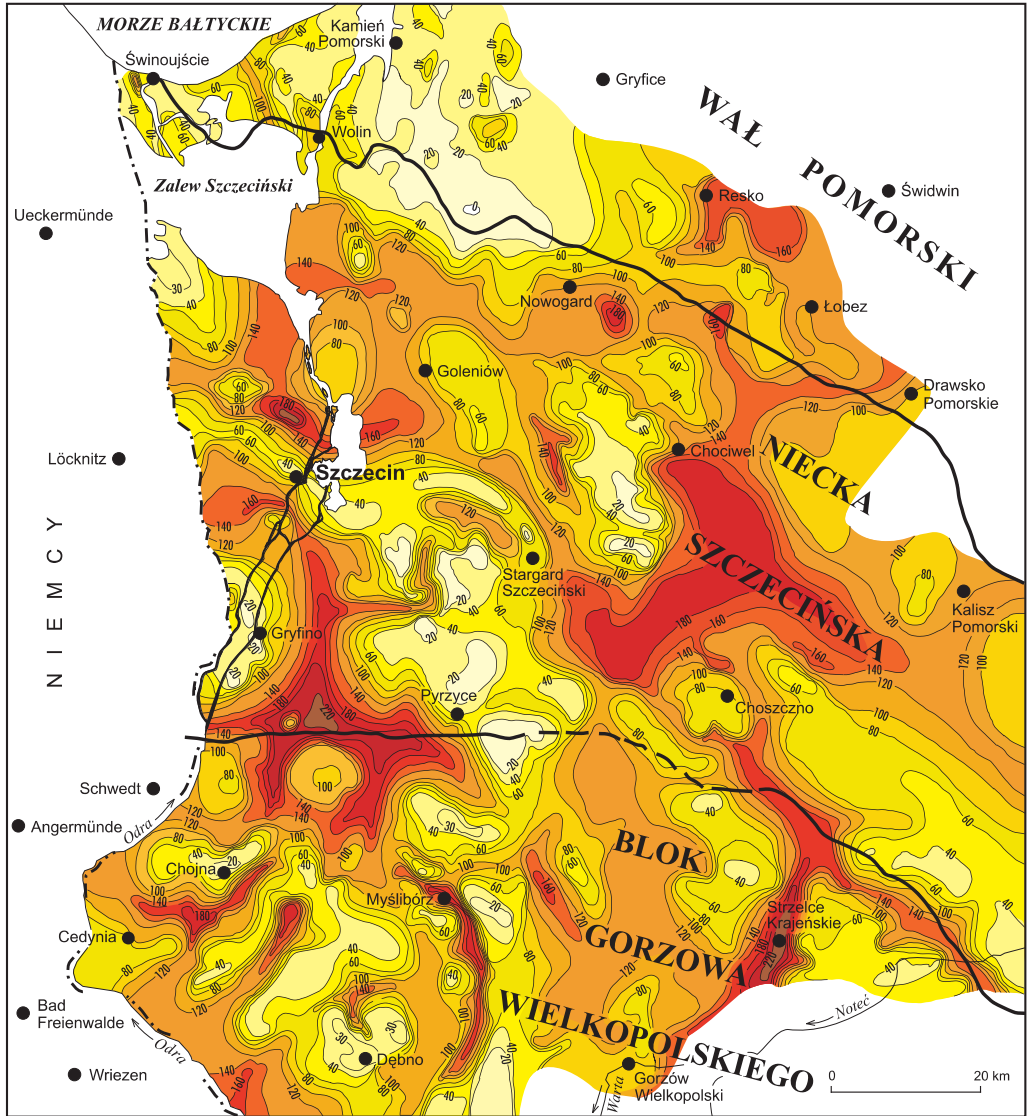
Grubość pokrywy czwartorzędowej osiąga maksymalnie 237 m (wliczając kry osadów trzeciorzędowych), co odnotowano w otworze kartograficznym Przęsocin koło Szczecina, w obrębie brachysynkliny Guniczy, w niecce szczecińskiej (fig. 7, 8).

Miąższość osadów czwartorzędowych wykazuje bardzo wyraźne zróżnicowanie pomiędzy wałem pomorskim a niecką szczecińską i blokiem Gorzowa Wielkopolskiego (fig. 7, 11, 12). Na większości rozpatrywanej części wału pomorskiego grubość pokrywy czwartorzędowej zmienia się od 10 do 40 m, a w okolicy Czarnogłówek koło Przybiernowa osady plejstocenu zostały niemal całkowicie usunięte. Miąższość osadów czwartorzędowych na wale pomorskim jest więc znacznie mniejsza niż na sąsiednich jednostkach strukturalnych, gdzie na większości obszaru przekracza 100 m. Wyraźny wzrost grubości pokrywy czwartorzędowej wału pomorskiego następuje w obrębie wydłużonych obniżeń podłoża czwartorzędu związanych z uskokami potwierdzonymi metodami geofizycznymi: na przykład ponad uskoki strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko, gdzie koło Wolina miąższość czwartorzędu wzrasta do 105 m.

Granica obszaru odznaczającego się zmniejszoną miąższością osadów czwartorzędu na wale pomorskim przebiega wzdłuż opisanej wcześniej krawędzi w powierzchni podczwartorzędowej. Krawędź ta pokrywa się ze strefą dyslokacyjną Świnoujście–Drawsko, rozdzielającą wał pomorski od niecki szczecińskiej (fig. 11, 12). Pomiędzy Reskiem i Drawskiem Pomorskim krawędź ta jest pocięta dolinami erozyjnymi rozwiniętymi nad uskoki mezozoicznego podłoża. W dolinach erozyjnych, opisanych szerzej przez Kopczyńską-Żandarską (1970a), miąższość czwartorzędu dochodzi nawet do 176 m.

Ponad strefami dyslokacyjnymi rozgraniczającymi główne jednostki tektoniczne zaznacza się bardzo wyraźne zwiększenie miąższości osadów czwartorzędowych. Osady plejstocenu o miąższości ponad 200 m wypełniają wydłużone obniżenia podłoża czwartorzędu biegnące zgodnie z podobnymi obniżeniami stropu mezozoiku i z odcinkami głównych dyslokacji. Widać to najlepiej na przykładzie 40 km odcinka strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż pomiędzy Pyrzycami a granicą państwową (fig. 2, 3, 6, 7, 21, 22) oraz 50 km odcinka tej dyslokacji na wschód od Pyrzyc (fig. 20). Równie dużą miąższość mają osady plejstocieńskie wypełniające wydłużone obniżenie powierzchni podczwartorzędowej związane z 70 km odcinkiem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry między Szczecinem, Chojną i Siekierkami (fig. 15, 17, 21, 22).

Największą miąższość osadów plejstocieńskich, 224 m, odnotowano w otworze poszukiwawczym Trzaski Sn/1, wykonanym nad węzłem strukturalnym na przecięciu dyslokacji Pyrzyce–Krzyż i dolnej Odry (fig. 7, 15, 21). Różnica miąższości plejstocenu nad tym węzłem

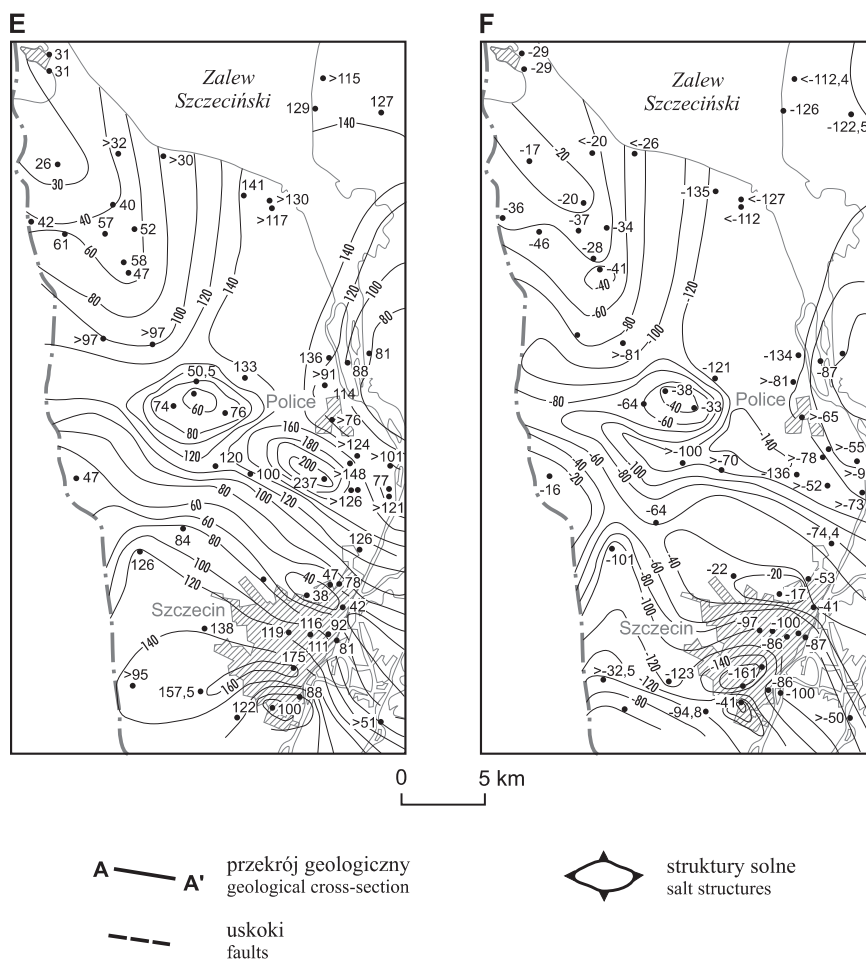


— granice głównych jednostek strukturalnych  
borders of the main structural units

**Fig. 7. Mapa miąższości osadów czwartorzędu**

Thickness map of Quaternary deposits



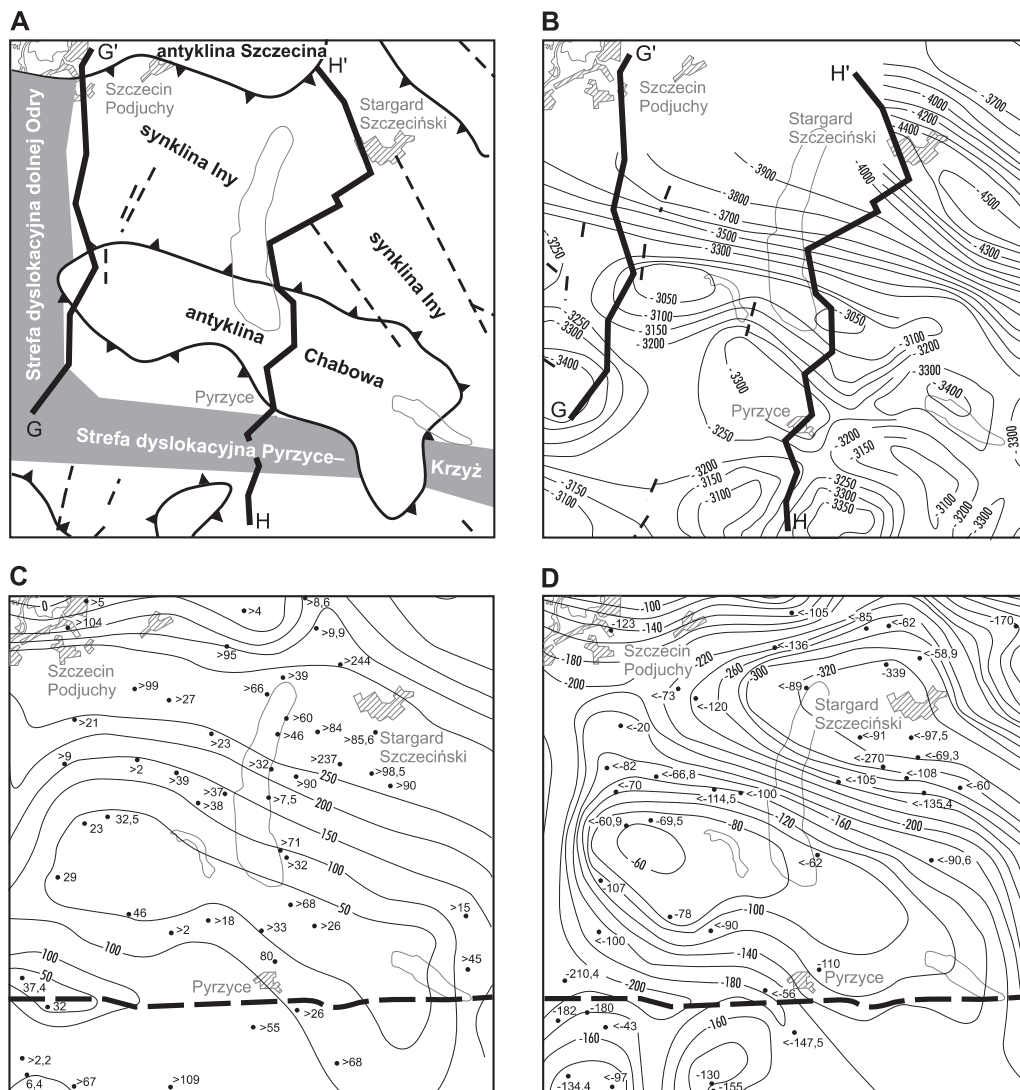


**Fig. 8.** Mapy ukształtowania powierzchni strukturalnych i mapy miąższościowe dla obszaru brachysynkliny Gunicy, antykliny Szczecina i brachyantykliny Nowego Warpna

**A.** Szkic strukturalny według Dadleza (1979) oraz Wronicza (1988a). **B.** Mapa sejsmiczna strukturalna; izobaty poziomu sejsmicznego w obrębie przystropowych partii jury według Łubienkowej i in. (1968); wartości w metrach. **C.** Mapa miąższości osadów trzeciorzędu, wartości w metrach. **D.** Mapa ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku, wysokość w metrach n.p.m. **E.** Mapa miąższości osadów czwartorzędowych, wartości w metrach. **F.** Mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej, wysokość w metrach n.p.m.

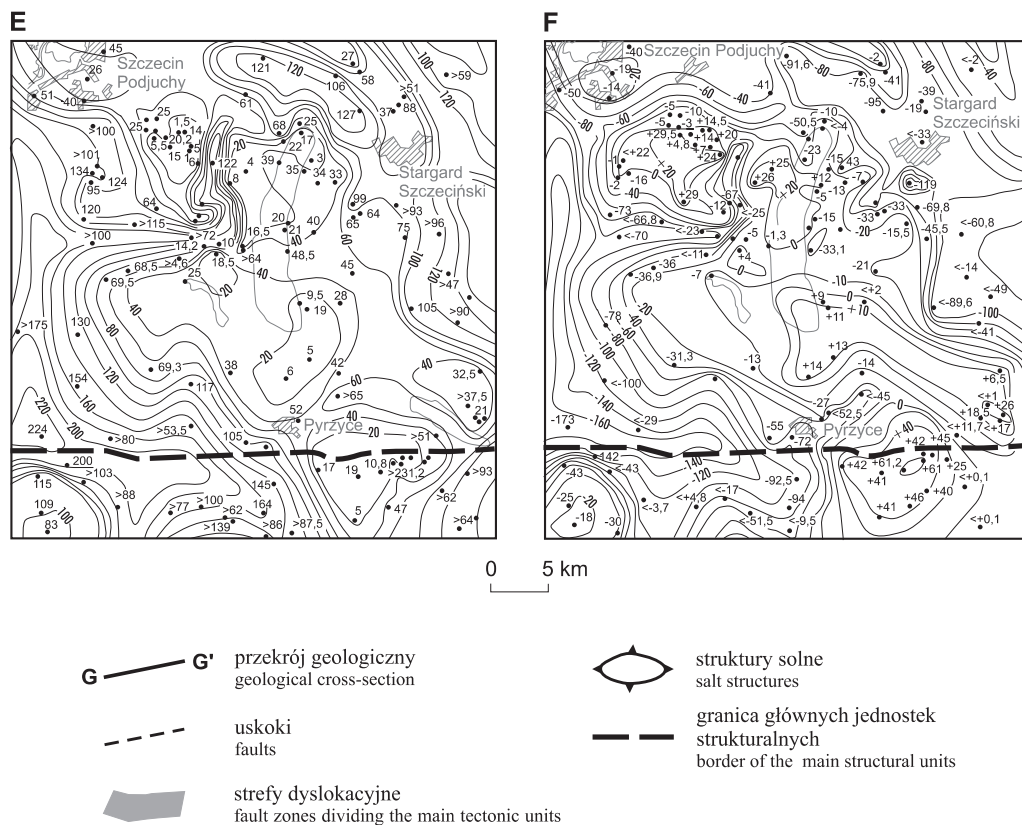
Topographic maps of structural surfaces and thickness maps for area of Gunic brachy-syncline, Szczecin anticline and Nowe Warpno brachy-anticline

**A.** Configuration of structural elements according to Dadlez (1979) and Wronicz (1988a). **B.** Seismic-structural map; isobaths of seismic horizon located within the uppermost parts of Jurassic, according to Łubienkowa *et al.* (1968); values given in meters. **C.** Thickness map of Tertiary deposits, values given in meters. **D.** Topographic map of the Mesozoic roof surface, altitude given in meters a.s.l. **E.** Thickness map of Quaternary deposits, values given in meters. **F.** Topographic map of the sub-Quaternary surface, altitude given in meters a.s.l.



**Fig. 9. Mapy ukształtowania powierzchni strukturalnych i mapy miąższościowe dla obszaru synkliny Iny, antykliny (struktury solnej) Chabowa oraz stref dyslokacyjnych dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż**

A. Szkic strukturalny według Dadleza (1979) oraz Peteckiego, Józwiaka (1991a). B. Mapa sejsmiczna strukturalna; izobaty poziomu sejsmicznego  $Z_3$  — cechsztyln (Leine) według Peteckiego, Józwiaka (1991a); wartości w metrach. C. Mapa miąższości osadów trzeciorzędu, wartości w metrach. D. Mapa ukształtowania powierzchni stropowej mezozoiku, wysokość w metrach n.p.m. E. Mapa miąższości osadów czwartorzędowej, wartości w metrach. F. Mapa ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej, wysokość w metrach n.p.m.



Topographic maps of structural surfaces and thickness maps for area of Ina syncline, Chabowo anticline (salt structure) and junction of Lower Odra and Pyrzyce–Krzyż fault zones

**A.** Configuration of structural elements according to Dadlez (1979) and Petecki, Józwiak (1991a). **B.** Seismic-structural map; isobathes of seismic horizon  $Z_3$  — Zechstein (Leine), according to Petecki & Józwiak (1991a); values given in meters. **C.** Thickness map of Tertiary deposits, values given in meters. **D.** Topographic map of the Mesozoic roof surface, altitude given in meters o.s.l. **E.** Thickness map of Quaternary deposits, values given in meters. **F.** Topographic map of the sub-Quaternary surface, altitude given in meters o.s.l.

strukturalnym w porównaniu z obszarami nad grzbietami struktur solnych Widuchowej, Gryfina, Chabowa i Bania dochodzi do 150–200 m.

W analizowanych obszarach niecki szczecińskiej, bloku Gorzowa oraz jednostek brandenburskiej i wschodniobrandenbursko-meklemburskiej zróżnicowanie miąższości osadów czwartorzędu wykazuje związek z układem fałdowych form tektoniki salinarnej i niektórych uskoków. Pokrywa czwartorzędowa ma wyraźnie mniejszą grubość nad wzniesieniami podłoża czwartorzędu położonymi nad grzbietami antyklin, brachyantyklin i kopuł mezozoiku, związanych ze strefami wtórnej akumulacji cechsztyńskich soli. Zwiększenie miąższości czwartorzędu zaznacza się w obniżeniach podłoża powstałych nad synklynalnymi deformacjami mezozoiku, w obszarach, z których sole zostały wyciśnięte, oraz w podłużnych obniżeniach podłoża powstałych nad niektórymi uskokami.

Obszary wyraźnego zmniejszenia grubości osadów czwartorzędu występują nad grzbietami następujących struktur solnych: Nowego Warpna — 26 m i Szczecina — 26 m (fig. 8, 10), Krakówka — 74 m (fig. 14), Gryfina — 6 m (fig. 15), Chabowa — 5 m (fig. 9, 16, 17), Zielonczyna — 32 m, Lipian — 30,5 m, Maszewa–Marianowa — 8 m, Grzęzna–Oświna — 62,5 m, Drawna — 70 m, Recza — 45,5 m, Choszczna — 62 m, Pławna — 39,5 m, Drezdenka — 26 m, Karska — 45 m, Pełczyc — 34 m (fig. 20), Myślborza — 16 m (fig. 18, 19), Bania — 83 m (fig. 22), Widuchowej — 75 m (fig. 21), Chojny — 15 m, Cedyni — 72 m, Czelina — 34 m, Dębna — 25 m.

Struktury Nowego Warpna, Krakówka, Gryfina, Chabowa, Szczecina, Maszewa–Marianowa i Recza należą do najlepiej udokumentowanych wiertniczo. Zaznacza się tu wyraźny związek redukcji miąższości osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych ze wzniesieniami podłoża czwartorzędu i stropu mezozoiku oraz ze wzniesieniami w przewodnich poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku, jak też z ujemnymi anomaliami grawimetrycznymi.

Mniej wiarygodne jest rozpoznanie struktur Zielonczyna i Drawna, gdyż dane o ich pokrywie czwartorzędowej pochodzą z profili otworów strukturalnych. Dużą grubość pokrywy plejstocenińskiej odnotowano ponad kopułami Ostrzycy (189 m) oraz Nowogardu (128 m), lecz dane te również uzyskano z profili głębokich otworów poszukiwawczych, w których brak jest szczegółowego opisu osadów czwartorzędu.

Wyraźne zwiększenie grubości pokrywy osadów czwartorzędowych zaznacza się nad następującymi formami: brachysynklina Gunicy — 237 m (fig. 8), synklina Iny — 196,7 m, brachysynklina Stepnicy — 155 m (fig. 14), synklina Gowienicy — 141 m, synklina Okry — powyżej 158 m, synklina Drawy — powyżej 178 m, brachysynklina Kłodawki — 162 m, synklina Rurzycy — 150 m, brachysynklina Bielinka — 191 m. W obrębie form synklynalnych Gunicy (fig. 8, 10, 14) oraz Iny (fig. 9, 13, 15, 16) udokumentowano związek wzrostu miąższości osadów czwartorzędu i trzeciorzędowych z obniżeniami podłoża czwartorzędu i stropu mezozoiku oraz z obniżeniami w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku i z dodatnimi anomaliami grawimetrycznymi.

Różnice grubości pokrywy plejstocenińskiej nad formami synklynalnymi, czyli strefami, z których sole zostały wyciśnięte, oraz nad strukturami salinarnymi — strefami wtórnej akumulacji soli, wynoszą od 100 do 150 m, a miejscami przekraczają 200 m. Różnica między największą miąższością utworów plejstocenu (237 m), odnotowaną w obrębie obniżenia powierzchni podczwartorzędowej nad brachysynkliną Gunicy, a miąższością minimalną (26 m) — na elewacji podłoża nad brachyantykliną Nowego Warpna, wynosi 211 m. Zróżnicowanie miąższości utworów plejstocenu nad synkliną Iny i nad grzbietami otaczającymi ją struktur salinarnych Szczecina, Maszewa–Marianowa, Recza, Choszczna, Chabowa i Gryfina dochodzi miejscami do 190 m.

Także z niektórymi uskokami niższej rangi związany jest wyraźny wzrost miąższości czwartorzędu, jak w przypadku uskoku rzeki Myśli przecinającego brachyantyklinę Myślborza (fig. 18).



Biegące wzdłuż uskoku wydłużone obniżenie powierzchni podczwartorzędowej wypełnione jest osadami plejstoceniowymi o miąższości przekraczającej 180 m.

Związek zróżnicowania miąższości osadów czwartorzędowych z budową strukturalną obserwować można porównując sekwencję map ściecia poziomego ze szkicem lokalizacyjnym elementów strukturalnych (Kurzawa, 2000a).

Przedstawione prawidłowości zróżnicowania grubości pokrywy czwartorzędowej nad elementami strukturalnymi na części analizowanego obszaru są zatarte wskutek oddziaływania procesów glaciektonicznych.

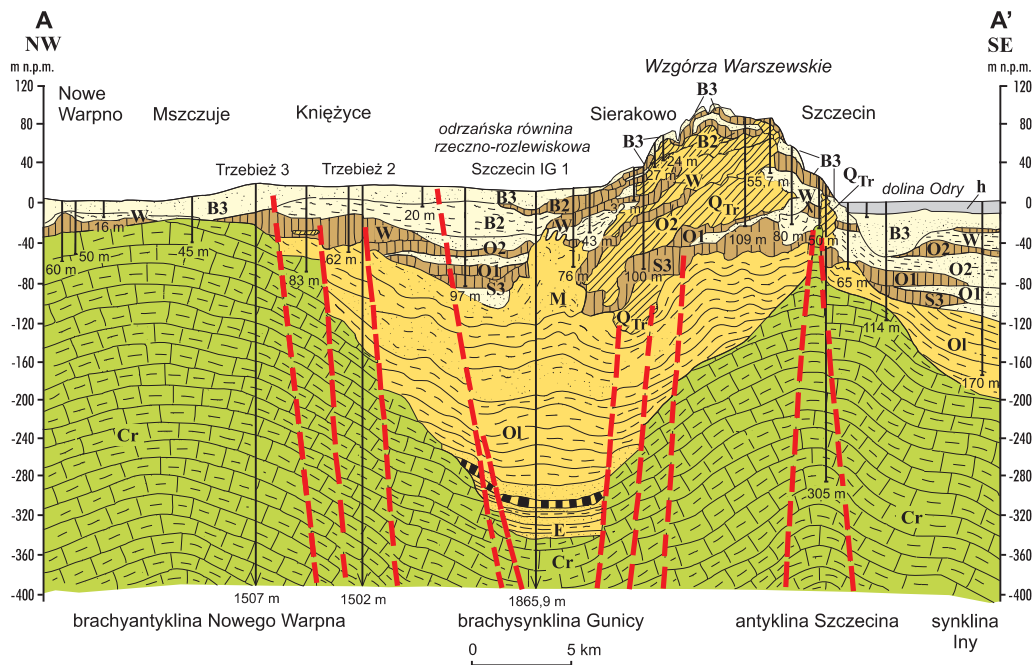
Wyraźne zmniejszenie grubości pokrywy osadów czwartorzędowych na wale pomorskim w porównaniu z pełniejszym jej wykształceniem w niecce szczecińskiej świadczy o wypiętrzaniu wału względem niecki w czasie plejstocenu. Granica obszarów różniących się miąższością osadów plejstoceniowych pokrywa się z rozgraniczającą je strefą dyslokacyjną Świnoujście–Drawsko. Można to interpretować jako przesłankę aktywności tej dyslokacji, wzdłuż której w plejstocenie następowały glaciostaticzne ruchy pionowe wynoszące wał pomorski.

Obserwacje nie wykazały zróżnicowania miąższości osadów plejstoceniowych między niecką szczecińską, blokiem Gorzowa oraz jednostkami brandenburską i wschodniobrandenbursko-meklemburską. Widać jednak zwiększenie miąższości tych osadów wypełniających wydłużone obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, biegnące zgodnie ze strefami dyslokacyjnymi dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż, rozdzielającymi te jednostki. Świadczy to o trwaniu w plejstocenie ruchów obniżających wzdłuż poszczególnych uskoków w obrębie tych stref dyslokacyjnych i istnieniu aktywnych rowów tektonicznych. Bardzo wyraźny związek zaznacza się między zróżnicowaniem miąższości osadów plejstocenu i rozmieszczeniem form tektoniki salinarnej. Redukcję grubości pokrywy plejstoceniowej nad strukturami solnymi w porównaniu z jej dużą grubością nad synklinami permio-mezozoiku należy uznać za dowód wzbudzonego glaciostaticznie wypiętrzania struktur solnych.

## STRATYGRAFIA OSADÓW PLEJSTOCENU

ródłem danych o stratygrafii utworów plejstocenu na analizowanym obszarze są wyniki badań litostratygraficznych rdzeni z 66 wierceń kartograficznych wykonanych dla arkuszy Szczecińskiej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP..., 1977–2000; Objasnienia..., 1979–1995; Badania..., 1981–1998). Uwzględniono też regionalne syntezы badań stratygrafii osadów plejstocenu północno-zachodniej Polski (Mojski, 1984a, b; Krzyszkowski, Czerwonka, 1995; Masłowska, 1999).

Przyjęty podział stratygraficzny osadów plejstoceniowych uwzględnia dziewięć zasadniczych etapów sedymentacji glacialnej odpowiadających dziewięciu poziomom glin zwałowych. Do zlodowacenia narwi zaliczono jeden poziom glin zwałowych (A), opisany tylko z kilku miejsc w obrębie najgłębszych obniżen powierzchni podczwartorzędowej (fig. 17, 21); podobnie poziom glin zwałowych zaliczono do zlodowacenia nidy (N) — figura 16. Zlodowacenie sanu reprezentowane jest przez dwa poziomy glin zwałowych, należących do stadiałów dolnego (S1) i górnego (S3). Do zlodowacenia odry zaliczono dwa poziomy glin lodowcowych należące do stadiała dolnego (O1) oraz środkowego (O2). Zlodowaceni warty przypisano jeden poziom glin zwałowych (W). Do zlodowacenia wisły zaliczono najwyższe dwa poziomy glin zwałowych, pochodzące ze stadiała środkowego (B2) i górnego (B3). W żadnym z otworów kartograficznych nie występuje pełna sekwencja zawierająca wszystkie wymienione poziomy glin zwałowych.



**Fig. 10. Przekrój geologiczny A–A'**

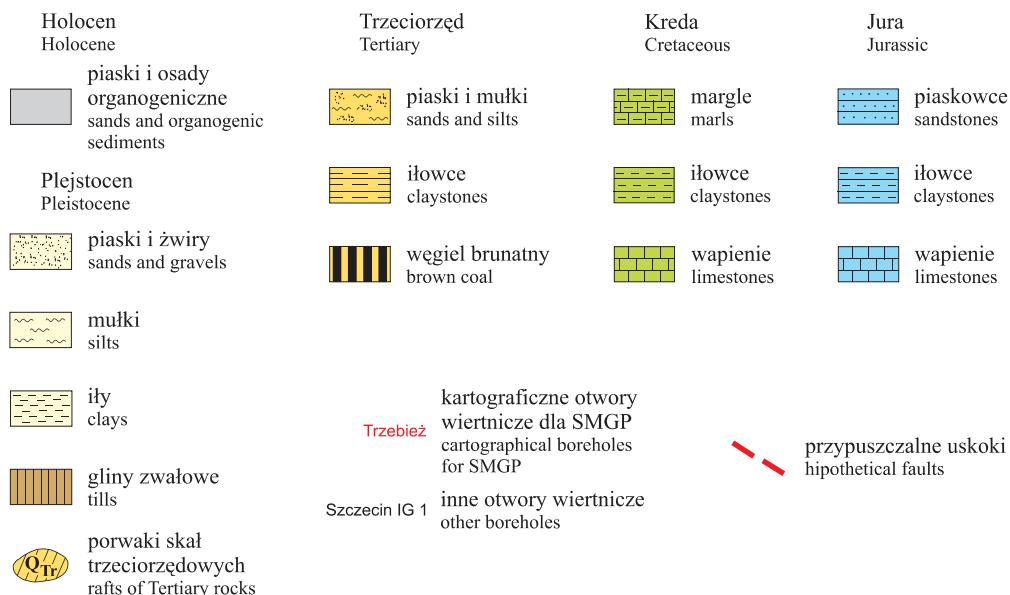
Geological cross-section A–A'

Bardzo wyraźne zróżnicowanie profilu stratygraficznego osadów plejstocenu zaznacza się między obszarami wału pomorskiego, niecki szczecińskiej oraz bloku Gorzowa Wielkopolskiego. Na większości analizowanego odcinka wału pomorskiego zostały usunięte osady zlodowceń południowopolskich, sanu i nidy oraz zlodowceń najstarszych (fig. 11, 12), a profil stratygraficzny plejstocenu rozpoczyna się od osadów zlodowceń środkowopolskich, warty i odry. Brak osadów zlodowceń południowopolskich potwierdzają wyniki badań litostratygraficznych wykonanych przy realizacji SMGP 1:50 000 dla arkuszy Kamień Pomorski i Dziwnów, Racimierz, Wolin i Międzywodzie, Niechorze, Kołobrzeg, Ustronie Morskie, Gryfice (SMGP..., 1997–2000). W profilach otworów hydrogeologicznych czy surowcowych, dla których nie wykonywano badań litostratygraficznych, redukcja profilu stratygraficznego wyraża się występowaniem najwyższej dwóch lub trzech poziomów glin zwałowych, przy miąższości osadów plejstocenu wynoszącej 10–40 m.

Niemal całkowite usunięcie osadów plejstocenu nastąpiło nad przyskokowym wyciśnięciem cechsztyńskich soli w okolicy Czarnogłowów koło Przybiernowa, a na powierzchni odsłania się zwietrzelina jurajskich margli i wapieni.

Wyraźne zwiększenie liczby wydzielen w profilu stratygraficznym osadów plejstocenu zaznacza się natomiast nad niektórymi dyslokacjami rozpoznany w obrębie permo-mezozoiku za pomocą metod geofizycznych. W głębokich, wydłużonych obniżeniach podłoża czwartorzędu występują miąższe na ponad stokilkadziesiąt metrów osady plejstocenne, zawierające gliny

Objaśnienia do figur 10–22:  
Explanation for Figures 10–22:

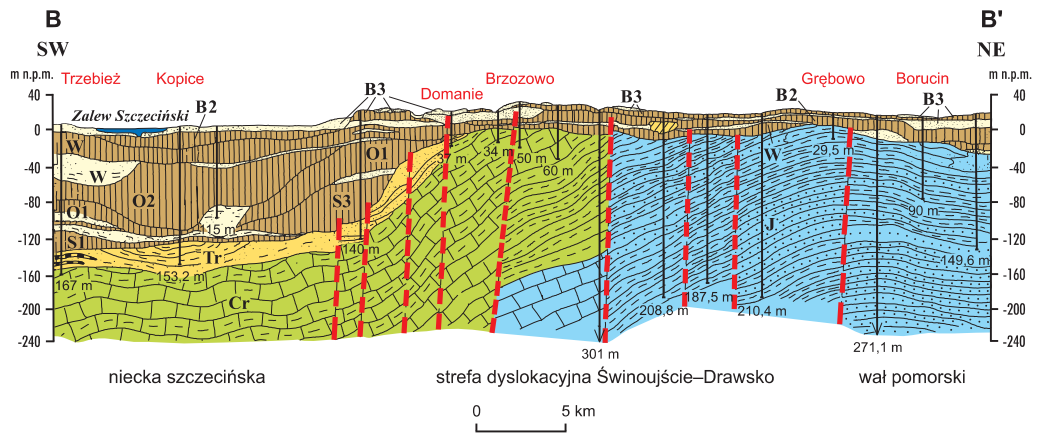


**Stratygrafia:** h – holocen; zlodowacenie wisty: B3 – stadiał górny, B2 – stadiał środkowy; I<sup>3-4</sup> – interglacial eemski; W – zlodowacenie warty (stadiał środkowy); zlodowacenie odry: O2 – stadiał środkowy, O1 – stadiał dolny; zlodowacenie sanu: S3 – stadiał górny, S1 – stadiał dolny; N – zlodowacenie nidy, A – zlodowacenie narwi; Tr – trzeciorzęd: M – miocen, O1 – oligocen, E – eocen; Cr – kreda; J – jura

**Stratigraphy:** h – Holocene; Vistulian Glaciation: B3 – Upper Stadial, B2 – Middle Stadial; I<sup>3-4</sup> – Eemian Interglacial; W – Wartanian Glaciation (Middle Stadial); Odranian Glaciation: O2 – Middle Stadial, O1 – Lower Stadial; Sanian Glaciation: S3 – Upper Stadial, S1 – Lower Stadial; N – Nidanian Glaciation; A – Narevian Glaciation; Tr – Tertiary: M – Miocene, O1 – Oligocene, E – Eocene; Cr – Cretaceous; J – Jurassic

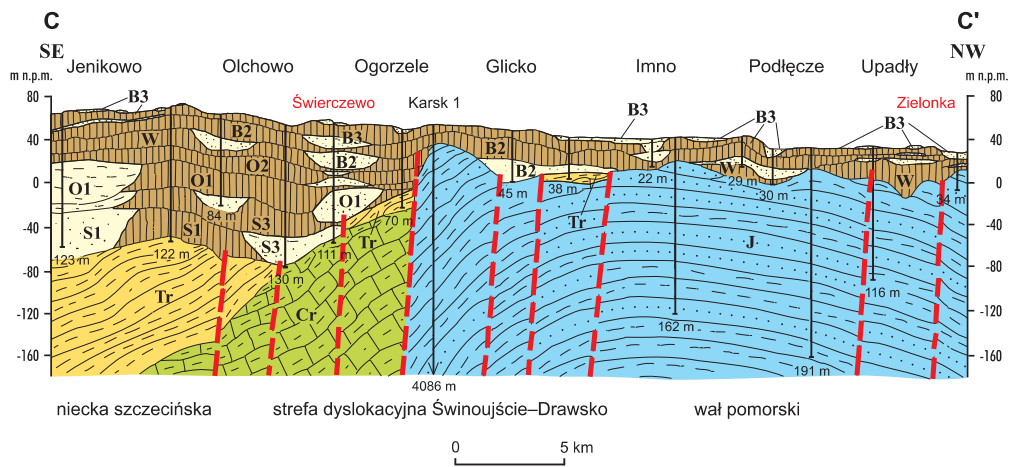
zwałowe zlodowaceń południowopolskich. Sytuacja taka ma miejsce nad strefą dyslokacyjną Trzebieszewo–Koplin (SMGP...: Dobracka, Dobracki, 1977a; Objąsnienia...: Kopczyńska-Lamparska, 1979) oraz nad rowem Dreżewa (Objąsnienia...: Kopczyńska-Lamparska, 1979; SMGP...: Dobracka, 1994). Bardziej pełnym profilem charakteryzują się osady plejstocenu wypełniające doliny erozyjne o założeniach tektonicznych, schodzące z wału pomorskiego do niecki szczecińskiej (Kopczyńska-Żandarska, 1970a). W jednej z takich dolin, zgodnej z uskokiem Rusinowa, został wykonany otwór kartograficzny Borkowo, w którego profilu występują osady zlodowaceń narwi i sanu (Badania...: Masłowska, Michałowska, 1998).

Poczynając od krawędzi w podłożu czwartorzędu rozdzielającej wał pomorski od niecki szczecińskiej, wraz ze wzrostem miąższości postępującym w kierunku południowym pełniejszy staje się też profil stratygraficzny utworów plejstocenu (fig. 11, 12). Krawędź ta, odzwierciedlająca przebieg strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko, rozgranicza obszar odznaczający się redukcją profilu osadów plejstocenu na wale pomorskim od obszaru niecki szczecińskiej,



**Fig. 11. Przekrój geologiczny B–B’; objaśnienia jak przy fig. 10**

Geological cross-section B–B’; explanation as in Fig. 10



**Fig. 12. Przekrój geologiczny C–C’; objaśnienia jak przy fig. 10**

Geological cross-section C–C’; explanation as in Fig. 10

gdzie profil osadów plejstocenu jest wyraźnie pełniej wykształcony. W obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa Wielkopolskiego powszechnie występują osady zlodowaceń południowopolskich, a miejscami także osady zlodowaceń najstarszych.

Analiza profili wierceń nie wykazała zróżnicowania profilu stratygraficznego pomiędzy obszarami niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa Wielkopolskiego. Natomiast bardzo wyraźnie zaznaczają się różnice w wykształceniu profilu stratygraficznego nad poszczególnymi lokalnymi elementami strukturalnymi występującymi w obrębie jednostek tektonicznych. Nad strukturami solnymi pokrywa plejstocenska ma najczęściej wyraźnie uboższy profil stratygraficzny niż nad sąsiadującymi z nimi synklinami oraz niektórymi dyslokacjami. Najpełniej wykształcony profil stratygraficzny mają osady wypełniające obniżenia powierzchni podczwartorzędowej związane z formami synklinalnymi i odcinkami niektórych dyslokacji. W takich obniżeniach podłoża występuje miejscami 7–8 poziomów glin zwałowych, rozdzielonych poziomami osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych oraz jeziorzyskowymi i rzecznyymi osadami interglacialnymi. Profil plejstocenu rozpoczyna się tam najczęściej od osadów zlodowacenia sanu, rzadziej od osadów zlodowacenia nidy lub narwi. Do najlepiej udokumentowanych należą obszary nad formami synklinalnymi Iny, Dobrej, Gunicy i Rurzycy.

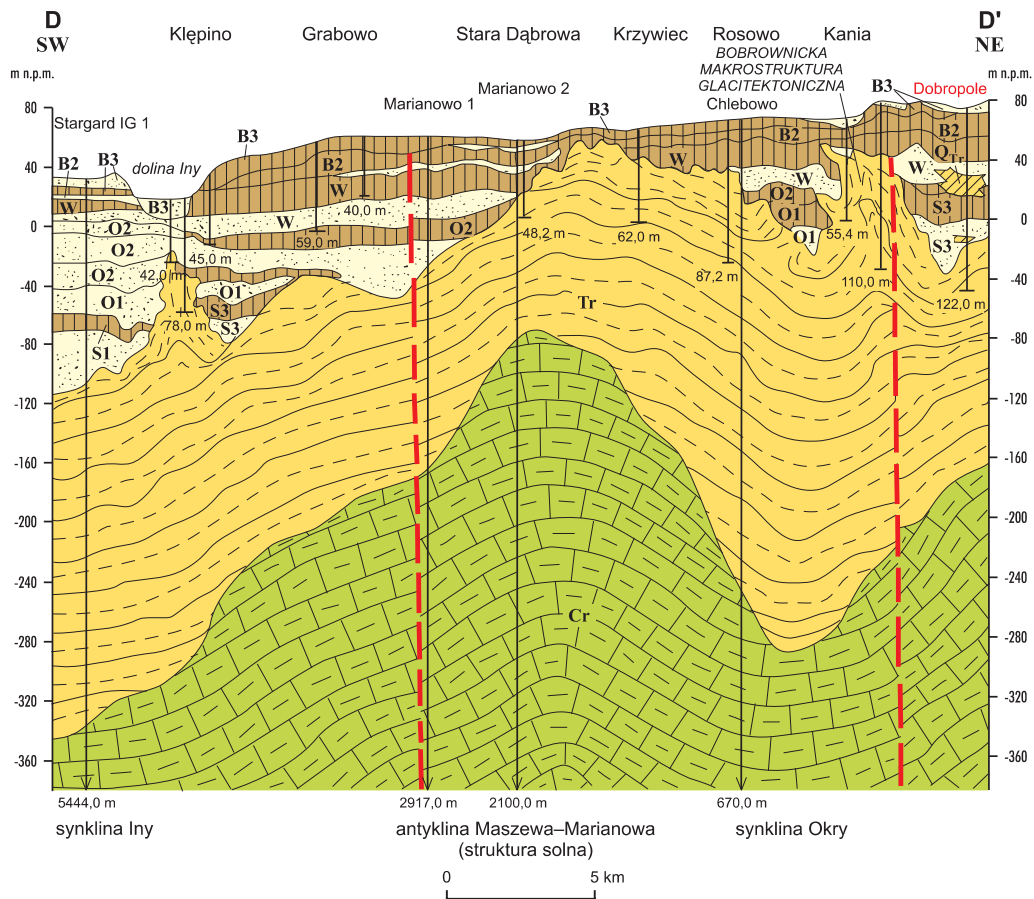
Najbardziej wiarygodnych informacji dostarczają profile otworów kartograficznych zawierających osady plejstocenske wypełniające obniżenie podłoża czwartorzędu nad synkliną Iny. Najpełniej wykształcony profil stratygraficzny plejstocenu w obrębie tej synkliny występuje w obszarze na wschód od Gryfina (Badania...: Choma-Moryl i in., 1989; SMGP...: Kurzawa, 1993) — (fig. 16). W profilu otworu kartograficznego Glinna opisano osiem poziomów glin zwałowych odpowiadających zlodowaceniom nidy, sanu (stadiały dolny i górny), odry (stadiały dolny i środkowy), warty i wisły (stadiały środkowy i górny).

W profilu otworu Warzymice (zachodnia część synkliny Iny, fig. 15) występuje 7 poziomów glin zwałowych wraz z towarzyszącymi im seriami wodnolodowcowymi, zastoiskowymi i porwakami iłów trzeciorzędowych (SMGP...: Piotrowski, 1981). Osady te reprezentują zlodowacenia: sanu (stadiały dolny i górny), odry (stadiały dolny i środkowy), warty i wisły (stadiały środkowy i górny). Również we wschodnim krańcu synkliny Iny, w profilu otworu kartograficznego Sławęcín występuje co najmniej 7 odrębnych poziomów glin zwałowych (Badania..., 1981–1998).

W osadach plejstocenskich wypełniających obniżenie podłoża czwartorzędu związane z synkliną Dobrej, w profilach otworów Mieszewo i Borkowo wydzielono 8 poziomów glin zwałowych odpowiadających zlodowaceniom narwi, sanu (stadiały dolny i górny), odry (stadiały dolny i środkowy), warty i wisły (stadiały środkowy i górny) (Objaśnienia...: Kurzawa, w druku). W otworze Dobropole, w synklinie Okry (fig. 13), opisano profil plejstocenu rozpoczynający się od osadów zlodowacenia sanu (Badania...: Masłowska, Michałowska, 1998).

W otworze Krajnik Dolny, usytuowanym nad obniżeniem powierzchni podczwartorzędowej związanym z synkliną Rurzycy (fig. 21), profil plejstocenu zawiera osiem poziomów glin zwałowych, z których najstarszy należy do zlodowacenia narwi (Badania...: Moryl red., 1985; Objąśnienia...: Piotrowski, 1990). Również w profilach otworów Przęsocin i Trzebież (brachysynklina Gunicy) występuje sekwencja osadów plejstocenskich zawierająca 6 poziomów glin zwałowych, zaczynająca się od glin zlodowacenia narwi (Badania...: Kucharewicz red., 1981; Objąśnienia...: Piotrowski, 1982, Dobracka, 1982). Występowanie 5–7 poziomów glin zwałowych stwierdzono w obrębie brachysynklin Stepnicy (fig. 14), Bielinka i Kłodawki (fig. 19), lecz nie mają one dokumentacji litostratygraficznej.

Podobne profile stratygraficzne mają osady plejstocenu leżące w obniżeniach podłoża czwartorzędu biegnących zgodnie z fragmentami stref dyslokacyjnych rozgraniczających główne jed-



**Fig. 13. Przekrój geologiczny D–D’; objaśnienia jak przy fig. 10**

Geological cross-section D–D’; explanation as in Fig. 10

nostki tektoniczne. W otworach Babinek (fig. 21, 22) i Steklno, wykonanych nad obniżeniem podłoża czwartorzędu na przecięciu stref dyslokacyjnych dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż, udokumentowano 7 poziomów glin zwałowych reprezentujących zlodowacenia narwi, sanu (stadiały dolny i górny), odry (stadiały dolny i środkowy), warty, wisły (stadiały środkowy i górny) (Badania...: Choma-Moryl i in., 1989, Masłowska, Michałowska, 1995; SMGP...: Kurzawa, 1993; Objaśnienia...: Kurzawa, 1993). W profilu otworów Krzemlin (SMGP...: Ruszała, 1998), umiejscowionym nad strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyż (fig. 17), oraz Mętno (Badania...: Moryl red., 1985; Objaśnienia...: Piotrowski, 1991), odwierconym nad strefą dyslokacyjną dolnej Odry, opisano gliny zlodowaceń narwi, sanu (stadiał dolny), odry (stadiały dolny i środkowy) i wisły (stadiały środkowy i górny).

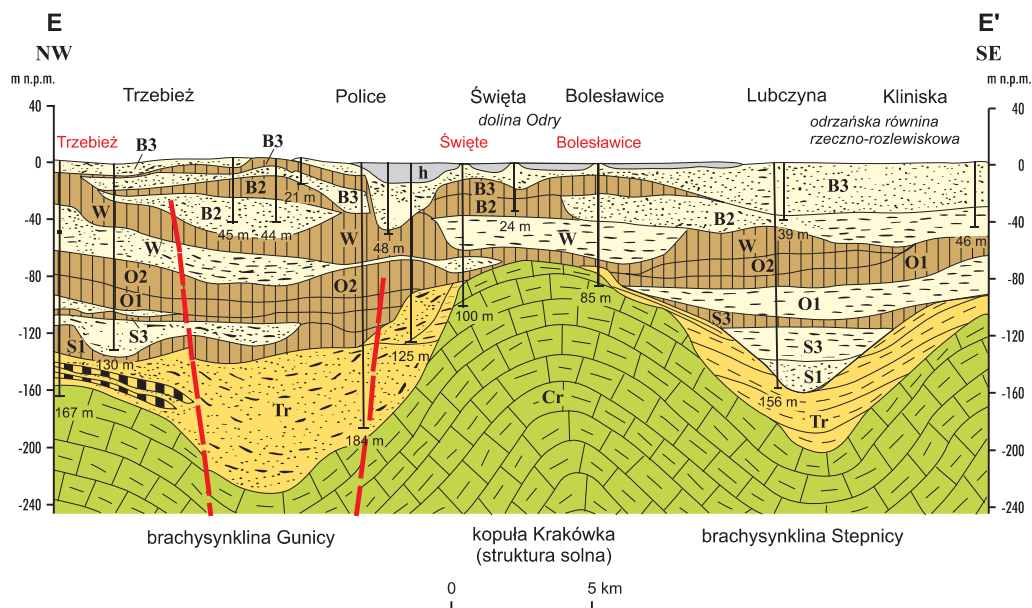


Fig. 14. Przekrój geologiczny E–E'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section E–E'; explanation as in Fig. 10

Z zawierającymi 6–8 poziomów glin zwałowych profilami plejstocenu, typowymi dla obszarów synklin i dyslokacji, kontrastują mniej kompletne profile plejstocenu nad grzbietami struktur solnych. Wyraźne zubożenie profilu stratygraficznego pokrywy plejstocenijskiej nastąpiło nad dziewiętnastoma z dwudziestu sześciu rozpatrywanych struktur solnych: Nowego Warpna i Szczecina (fig. 10), Gryfina (fig. 15), Krakówka (fig. 14), Maszewa–Marianowa (fig. 13), Grzędna–Oświna, Recza, Choszczna, Chabowa (fig. 17), Lipian, Myślborza (fig. 18, 19), Karska, Pełczyc (fig. 20), Pławna, Drezdenka, Czelina, Chojny, Widuchowej (fig. 21) i Dębna. Nad wzniesieniami powierzchni podczwartorzędowej leżącymi nad tymi strukturami solnymi występują najczęściej trzy lub cztery najwyższe poziomy glin zwałowych należące do zlodowaceń odry, warty i wisły. Wiek glin zwałowych został potwierdzony przez badania litostratygraficzne rdzeni otworów kartograficznych wykonanych nad strukturami: Krakówka, Gryfina, Widuchowej, Szczecina i Chabowa.

Odmierna, nietypowa sytuacja zaznacza się w obszarze nad szczytem wzniesienia podłoża czwartorzędowego nad brachyantykliną Bania (fig. 22). W profilu otworu kartograficznego Baniewice występuje siedem warstw glin zwałowych (SMGP...: Kurzawa, 2000), a najniższa należy do zlodowacenia sanu (Badania...: Masłowska, Michałowska, 1995). Jest to jedyny przypadek, w którym badania litostratygraficzne potwierdziły występowanie tak pełnego profilu plejstocenu nad szczytem wzniesienia podłoża czwartorzędowego związanej ze strukturą solną.

Brak wiarygodnych danych wiertniczych uniemożliwił analizę profilu stratygraficznego osadów plejstocenu nad strukturami solnymi Cedyni, Zielonczyna, Drawna, Nowogardu i Ostrzycy.

Zróznicowanie profilu stratygraficznego osadów plejstocenu zaznacza się najwyraźniej w obszarach nad następującymi konfiguracjami elementów strukturalnych:

— strefa dyslokacyjna Pyrzyce–Krzyż – antyklina Chabowa – synklina Iny (fig. 17);

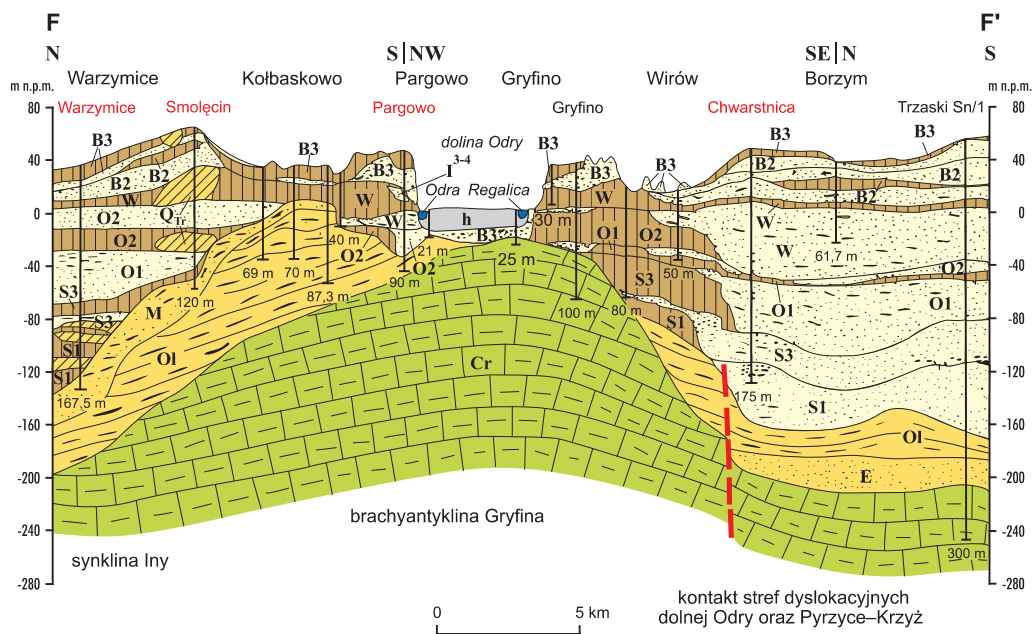


Fig. 15. Przekrój geologiczny F-F'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section F-F'; explanation as in Fig. 10

— synklina Rurzyca – brachyantyklina Widuchowej – węzeł strukturalny na przecięciu dyslokacji dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż (fig. 21);

— synklina Iny – brachyantyklina Gryfina – kontakt stref dyslokacyjnych dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż (fig. 15);

— brachysynklina Gunicy – kopuła Krakówka – brachysynklina Stepnicy (fig. 14).

Redukcja profilu plejstocenu zaznacza się nad wyniesieniami podłoża czwartorzędu związanymi ze strukturami solnymi, nad którymi brak osadów zlodowaceń narwi, nidy i sanu, występujących w obniżeniach podłoża utworzonych nad formami synklinalnymi i dyslokacjami. Bardzo wyraźne zubożenie profilu plejstocenu widoczne jest między obszarami brachysynkliny Gunicy i brachyantykliny Nowego Warpna (fig. 10). Zbudowany z górnokredowych margli wierzchołek brachyantykliny Nowego Warpna przykryty jest tylko miejscami piaszczystymi osadami pochodzącymi z okresu recesji ostatniego lądolodu. Wodnolodowcowe serie ze schyłku stadiału górnego zlodowacenia wisły są jedynymi elementami profilu plejstocenu w obrębie wcięć subglacialnych wykorzystanych przez współczesne doliny rzek Noteci i Odry (fig. 15).

Niemal całkowity brak osadów zlodowaceń najstarszych i południowopolskich na wale pomorskim i ich obecność w niecce szczecińskiej świadczą o wypiętrzaniu wału względem niecki w czasie plejstocenu. Zubożenie profilu osadów plejstocenu nad strukturami solnymi, w porównaniu z pełniejszym jego wykształceniem w synklinach, świadczy o plejstocenijskiej aktywności form tektoniki solnej. Redukcja pokrywy plejstocenijskiej jest efektem glaciostatycznych ruchów pionowych w interglacjalach i wynikającej stąd ekspozycji wyniesionych obszarów na egzogeniczne oddziaływanie transgredujących lądolodów.



## WYKSZTAŁCENIE FACJALNE OSADÓW PLEJSTOCENU

Na tle elementów strukturalnych permo-mezozoiku (fig. 2) przeanalizowano sposób rozmieszczenia osadów plejstocenu należących do dwóch grup genetycznych. Pierwszą grupę tworzą osady akumulacji wodnej — zastoiskowe, rzeczne i wodnolodowcowe, reprezentowane przez ropy, mułki, piaski i żwiry. Do drugiej grupy należą osady glacialne, reprezentowane w profilach wiertniczych głównie przez gliny zwałowe. Rozumiana w ten sposób budowa kompleksu plejstocenijskiego w wielu miejscach wykazuje związek z elementami strukturalnymi permo-mezozoiku, który zaznacza się dostosowaniem zmienności facji osadów do rozmieszczenia tektonicznie uwarunkowanych wzniesień i obniżień podłoża czwartorzędu. Przejawem takiego dostosowania jest obecność miąższych serii osadów złożonych w wodzie i przez wody w obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej, występujących nad permo-mezozoicznymi synklinami. Osady akumulacji wodnej powstałe w poszczególnych okresach sedymentacji (stadiałach i interstadiałach) z reguły osiągają największą miąższość w centralnych częściach obniżień podłoża czwartorzędu. Stopniowe zmniejszanie ich miąższości następuje w kierunku wzniesień podłoża wykształconych nad grzbietami struktur solnych. Nad grzbietami struktur solnych serie osadów złożonych w wodzie zwykle mają wyraźnie mniejszą miąższość lub miejscami całkowicie się wyklinowują. W obszarach tych w profilu utworów plejstocenu najczęściej przeważają gliny zwałowe. Udział glin zwałowych w profilu plejstocenu często (choć nie zawsze) maleje w kierunku ku centralnym częściom wspomnianych obniżień powierzchni podczwartorzędowej. Tam też poszczególne poziomy glin zwałowych, odpowiadające różnym poziomom litostratygraficznym, mają mniejszą miąższość lub zupełnie zanikają. Przedstawiony schemat znacznie komplikują efekty oddziaływania procesów glacictektonicznych, egzaracyjnych i erozyjnych.

Przykłady zróżnicowania facjalnego utworów plejstocenijskich zilustrowane są na przekrojach geologicznych przecinających poprzecznie sąsiadujące ze sobą synkliny i antykliny. Wyraźna przewaga osadów akumulacji wodnej zaznacza się w profilu plejstocenu w centralnej części obniżenia podłoża czwartorzędu, leżącego nad zachodnią i środkową częścią synkliny Iny. Osiągające tam maksymalną miąższość osady piaszczysto-żwirowe, mułkowo-piaszczyste i mułkowo-ilaste, reprezentujące kolejne zlodowacenia, zanikają w kierunku wzniesień podłoża czwartorzędu nad strukturami solnymi Gryfina (fig. 15), Szczecina (fig. 10), Chabowa (fig. 17) i Maszewa–Marianowa (fig. 13). Zmniejszenie miąższości i zanik tych osadów nad grzbietem brachyantykliny Gryfina nastąpiły w pięciu odrębnych etapach sedymentacji, podczas zlodowaceń sanu, odry i wisły.

Zanik pięciu, a miejscami nawet sześciu generacji zbiorników, istniejących w obniżeniu podłoża czwartorzędu w synklinie Iny, widać nad grzbietami otaczających ją struktur solnych (fig. 10, 13, 17). Jednocześnie w środkowej części tego obniżenia udział glin zwałowych w profilu plejstocenu jest niewielki, a miąższość poszczególnych poziomów glin wyraźnie się zmniejsza lub ulegają one całkowitemu zanikowi. Natomiast wschodnie krańce depresji między Dobrzanami, Choszczem i Reczem wypełnione są grubym do ponad 150 m kompleksem glin zwałowych.

Obraz zróżnicowania facjalnego osadów plejstocenu nad synkliną Iny i nad antyklina Chabowa zakłóca obecność makrostruktury glacictektonicznej Wzgórz Bukowych (fig. 2, 16, 17). Makrostruktura glacictektoniczna Wzgórz Warszawskich utrudnia obserwację zmienności facjalnej plejstocenu nad brachysynkliną Gunicy i antyklina Szczecina (fig. 2, 10), a makrostruktura bobrownicka — nad sykliną Okry (fig. 13).

W obrębie obniżenia powierzchni podczwartorzędowej nad synkliną Rurzyca nastąpił zanik warstw osadów akumulacji wodnej, zaznaczający się od centrum obniżenia ku wyniesieniom

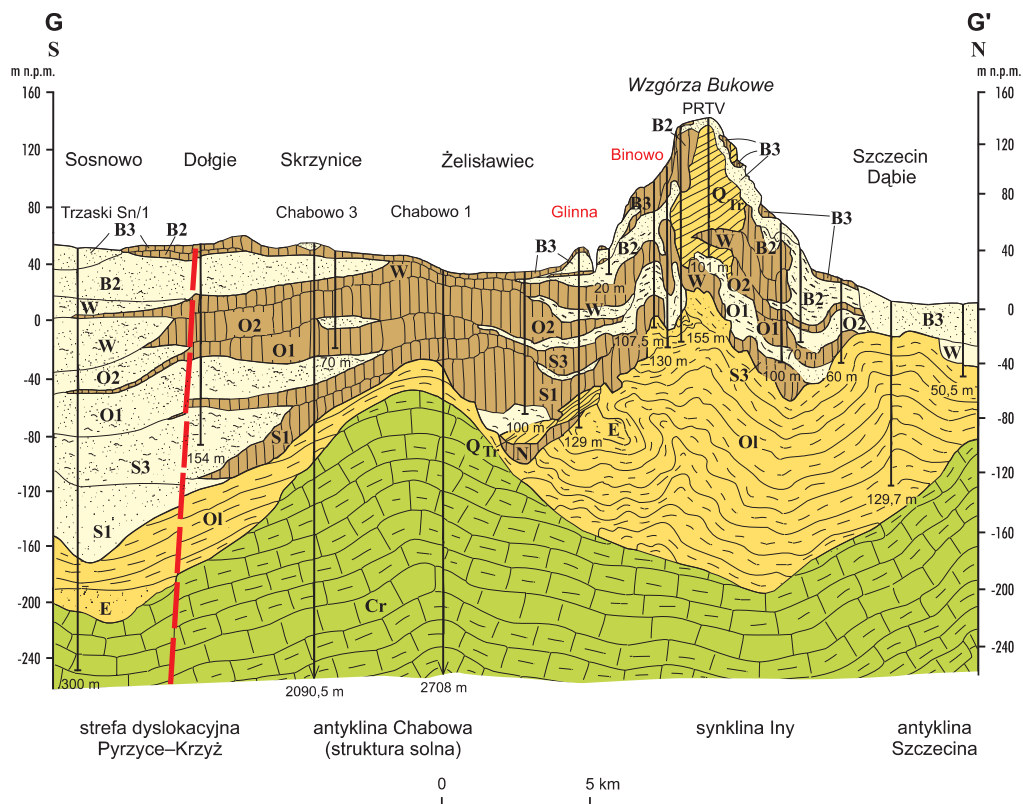


Fig. 16. Przekrój geologiczny G-G'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section G-G'; explanation as in Fig. 10

podłoża nad strukturami solnymi Widuchowej (fig. 21), Bania (fig. 22) i Chojny. Między otworem kartograficznym Krajnik Dolny, wykonanym w centrum obniżenia, i otworem kartograficznym Rynica, wykonanym nad wzniesieniem podłoża, nastąpiła redukcja miąższości (miejscami aż do zaniku) pięciu poziomów osadów piaszczysto-mułkowych.

Takie same prawidłowości w zróżnicowaniu facjalnym osadów plejstocenijskich zaznaczają się także w obszarach nad następującymi konfiguracjami elementów strukturalnych: brachysynklina Kłodawki – brachyantyklina Myśliborza (fig. 19), brachysynklina Kłodawki – brachyantyklina Pełczyc (fig. 20), brachysynklina Stepnicy – kopuła Krakówka (fig. 14), brachysynklina Gunicy – kopuła Krakówka (fig. 14), brachysynklina Bielinka – brachyantyklina Chojny, brachysynklina Kłodawki – kopuła Karska, brachysynklina Stepnicy – antyklina Marianowa–Maszewa, synklina Okry – brachyantyklina Grzęzna–Oświna, brachysynklina Bielinka – antyklina Czelina.

Podobną zmienność facjalną plejstocenu zaobserwowano pomiędzy obszarami struktur solnych oraz stref dyslokacyjnych Pyrzyce–Krzyż i dolnej Odry, rozgraniczających główne jednostki tektoniczne. Osady plejstocenijskie wypełniające podłużne obniżenia podłoża czwartorzędowego nad tymi

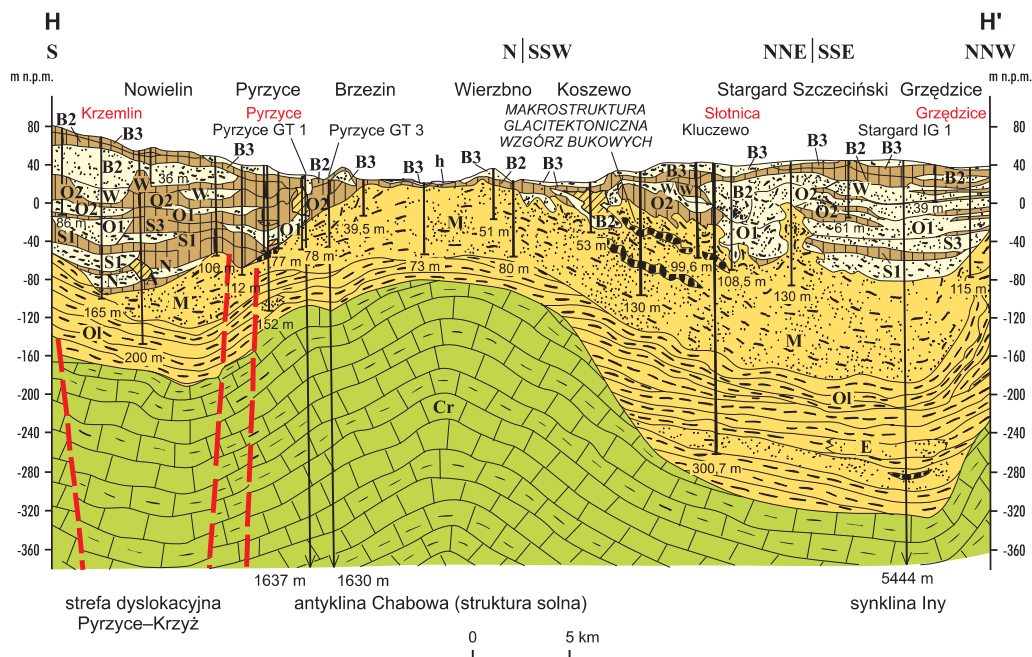


Fig. 17. Przekrój geologiczny H–H'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section H–H'; explanation as in Fig. 10

strefami dyslokacyjnymi wykazują taki sam styl zróżnicowania facjalnego jak osady leżące w obniżeniach nad formami synklinalnymi.

Przewaga osadów akumulacji wodnej widoczna jest w środkowych partiach obniżień biegnących zgodnie ze strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyż. Najwyraźniej zaznacza się to w odcinku między Pyrzycami i granicą państwa (fig. 15–17, 21), a nieco słabiej w odcinku na wschód od Pyrzyc (fig. 20). W środkowej części obniżień w profilu plejstocenu występują niemal wyłącznie osady piaszczysto-żwirowe, piaszczysto-mułkowe i mułkowo-ilaste, a udział glin zwałowych jest niewielki (fig. 15, 20, 21). W obszarach tych występują utwory co najmniej 5–8 serii zastoiskowych i wodnolodowcowych, będących głównym budulcem pokrywy plejstocenijskiej o miąższości 150–200 m.

Serie osadów akumulacji wodnej zanikają ku brzeżnym częściom obniżień, w kierunku wzniesień podłoża czwartorzędowego, nad grzbieciami struktur solnych rozmieszczonych wzdłuż strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż. Nad wzniesieniami podłoża serie te mają zredukowaną miąższość lub całkowicie zanikają, a w profilu plejstocenu przeważają gliny zwałowe. Prawidłowości te zaznaczają się w obszarach pomiędzy strefą dyslokacyjną Pyrzyce–Krzyż i strukturami solnymi: Gryfina (fig. 15), Bania (fig. 22), Lipian, Chabowa (fig. 16, 17), Widuchowej (fig. 21), Choszczna, Pelczyc (fig. 20) i Pławna.

Takie same prawidłowości w zróżnicowaniu facjalnym osadów plejstocenijskich zaznaczają się pomiędzy obszarem nad analizowanym fragmentem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry i obsza-

rami nad wykształconymi wzdłuż niej strukturami solnymi: Gryfina (fig. 15), Bania (fig. 22), Widuchowej (fig. 21), Chabowa (fig. 16), Chojny i Czelina.

Dominację glin zwałowych w profilu plejstocenu stwierdzono w obszarach nad najwyższymi wzniesieniami podłoża czwartorzędu nad strukturami solnymi: Gryfina (fig. 15), Chabowa (fig. 16, 17), Maszewska–Marianowa (fig. 13), Grzęzna–Oświna, Recza, Choszczna, Pełczyc (fig. 20), Lipian, Widuchowej (fig. 21), Bania (fig. 22), Chojny, Czelina, Myślitorza (fig. 18, 19), Karska i Drezdenka.

Przewagę utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych w pokrywie plejstocenijskiej widać miejscami nad grzbietami struktur solnych: Nowego Warpna (fig. 10), Krakówka (fig. 14), Szczecina, Pławna i Zielonczyna. W miejscach tych osady plejstocenijskie zostały w znacznym stopniu zniszczone wskutek oddziaływania procesów egzaracyjnych oraz erozji wód subglacjalnych i proglacjalnych. Wierzchołki grzbietów antykliny Szczecina i brachyantykliny Nowego Warpna przykryte są tylko piaszczysto-żwirowymi utworami odrzańskiej równiny rzeczno-rozlewiskowej, pochodzącymi ze schyłku ostatniego zlodowacenia. W Gryfinie, w głębokiej na ponad 100 m rynnie subglacjalnej wykorzystanej przez współczesną dolinę Odry, górnokredowe margle budujące grzbiet brachyantykliny Gryfina przykryte są tylko piaszczysto-żwirową serią wodnolodowcową (fig. 15). Podobne kopalne formy subglacjalne występują ponad grzbietami innych struktur solnych, na przykład nad kopułą Recza i brachyantykliną Pełczyc (fig. 20).

Brak wiarygodnych danych wiertniczych nie pozwolił na dokładny opis utworów plejstocenijskich nad strukturami Zielonczyna, Drawna, Ostrzycy i Nowogardu.

Przedstawiony schemat zmienności facjalnej osadów plejstocenijskich dotyczy większości analizowanych struktur solnych i sąsiadujących z nimi form synklinalnych, a także niektórych stref dyslokacyjnych i związanych z nimi rowów tektonicznych. Wskazane przypadki związku zróżnicowania facjalnego osadów kolejnych zlodowaceń z rozmieszczeniem elementów strukturalnych permio-mezozoiku są efektem glaciostatycznie wzbudzonych pionowych ruchów blokowych i wznoszenia struktur solnych.

#### WYKSZTAŁCENIE FACJALNE OSADÓW PLEJSTOCENU NA POWIERZCHNI TERENU

Analizie poddano zasięg rozprzestrzenienia osadów sandrowych i zastoiskowych powstałych u schyłku stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego) zlodowacenia wisły. Celem analizy było sprawdzenie, czy widoczne w budowie kompleksu plejstocenijskiego przypadki lokalnego dostosowania się zmienności facji do elementów strukturalnych powtarzają się w najmłodszych osadach plejstocenu.

Szczególnie interesującym przykładem jest sandr maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego). Sandr ten dzieli się na odrębne powierzchnie: sandr moryński, sandr różańsko-chełmiński, sandr barlinecki i sandr Drawy (Karczewski, 1968). Podział sandru na odrębne stożki oraz rozprzestrzenienie poszczególnych stożków sandrowych nawiązuje miejscami do położenia form tektoniki solnej i stref zaburzeń glacitektonicznych. Stożki sandrowe rozwinięte są w obszarach ponad odrębnymi obniżeniami podłoża czwartorzędu i rozdzielone są wysoczyznami leżącymi nad wzniesieniami podłoża związanymi ze strukturami solnymi lub wyniesieniami o genezie glacitektonicznej.

Sandr moryński oddzielony jest od sandru różańsko-chełmińskiego obszarem wysoczyznowym wyścielonym glinami zwałowymi, leżącym nad strefą zaburzeń glacitektonicznych w okolicy Morynia i Dębna.

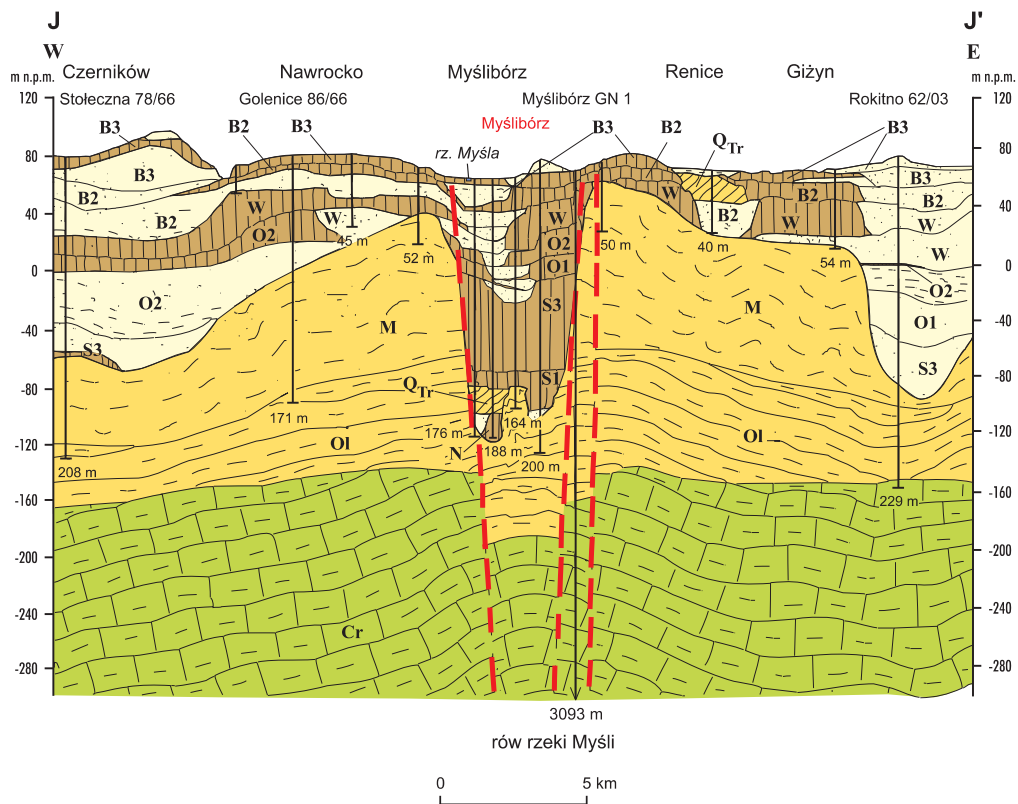


Fig. 18. Przekrój geologiczny J–J'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section J–J'; explanation as in Fig. 10

Sandr różańsko-chełmiński, położony ponad odrębnym zagłębieniem powierzchni podczwartorzędowej, jest ograniczony przez wysoczyzny związane z brachyantyklinałami Dębna i Myśluborza oraz strefy zaburzeń glacitektonicznych. Podobne ograniczenie zasięgu występowania sandrów nastąpiło w tym obszarze kilka razy w czasie plejstocenu. Na przekroju geologicznym biegnącym od brachyantkliny Myśluborza ku gorzowskiej makrostrukturze glacitektonicznej (fig. 19) widać, że piaszczysto-żwirowe osady sandru zanikają prawie w tym samym miejscach co przynajmniej cztery starsze serie osadów wodnolodowcowych.

Sandr barlinecki rozpościera się ponad obniżeniem w powierzchni podczwartorzędowej nad brachysynkliną Kłodawki (fig. 20). Jego zasięg ograniczają wysoczyzny polodowcowe zbudowane z glin zwałowych, występujące nad wyniesieniami podłoża czwartorzędowego związanymi z brachyantyklinałami Myśluborza, Pełczyc i Drezdenka oraz kopułą Karska, a także z gorzowską makrostrukturą glacitektoniczną.

Sandr barlinecki oddzielony jest od sandru Drawy obszarami wysoczyznowymi wykształconymi nad strukturami solnymi Drezdenka, Pełczyc i Pławna, tworzącymi barierę rozgraniczającą dwa stożki sandrowe. Zasięg sandru barlineckiego kończy się mniej więcej w tych samych obsza-

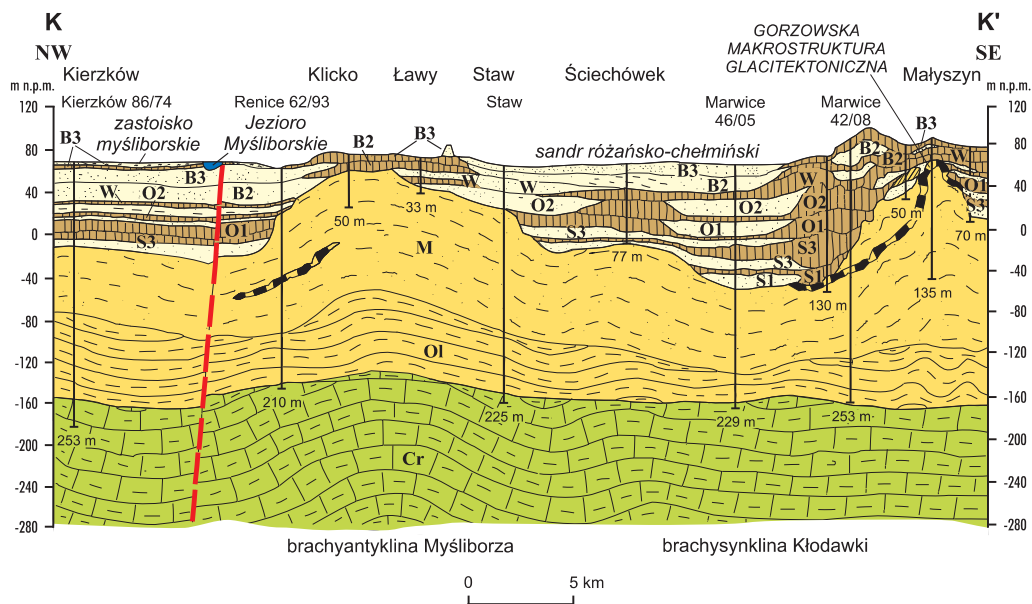


Fig. 19. Przekrój geologiczny K-K'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section K-K'; explanation as in Fig. 10

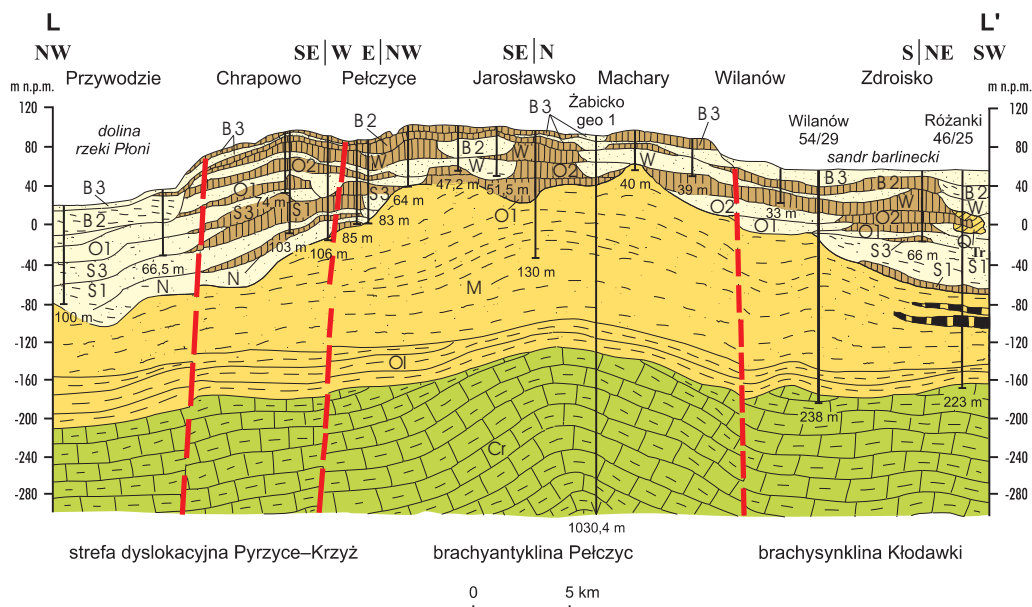


Fig. 20. Przekrój geologiczny L-L'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section L-L'; explanation as in Fig. 10

rach, w których następuje zanik lub zmniejszenie miąższości co najmniej czterech lub pięciu serii wodnolodowcowych (fig. 20). Oznacza to, że w przybliżeniu w tych samych miejscach w co najmniej pięciu etapach akumulacji wodnolodowcowej istniały elementy rzeźby ograniczające przestrzeń, w której ta akumulacja zachodziła. Tworzyły się tam bariery lub wyniesienia dna zbiorników sandrowych lub zastoiskowych, powstające ponad grzbietami struktur solnych.

Taką samą analizę przeprowadzono też w odniesieniu do sandrów i zastoisk powstałych w kolejnych etapach recesji lądolodu fazy pomorskiej. Na szczególną uwagę zasługują dwa odosobnione stożki sandrowe utworzone na przedpolu luków moren czołowych subfazy chojeńskiej. Jeden z nich, położony na południowy zachód od Chojny, powstał nad obniżeniem powierzchni podczwartorzędowej związanym z brachysynkliną Bielinka. Zasięg tego stożka sandrowego na południu ograniczają wysoczyzny występujące nad północnymi stokami brachyantykliny Cedyni i towarzyszącej im strefie zaburzeń głacitektonicznych. Drugi z analizowanych stożków sandrowych subfazy chojeńskiej występuje na południowy zachód od Lipian. Sandr ten i sąsiadujące z nim od południa dwa niewielkie zastoiska rozwinęły się nad obniżeniem podłoża czwartorzędu związanym z bezimienną formą synklijalną (fig. 18, 19). Rozprzestrzenienie osadów sandrowych i zastoiskowych na południu wyznaczają wzniesienia wysoczyzny, położonej nad północnymi stokami brachyantykliny Myśliborza. Zanik sandru i zastoiska subfazy chojeńskiej następuje prawie w tych samych miejscach, w których zanikają co najmniej cztery starsze serie osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych (fig. 18, 19). Osady te wyklinowują się ku południowi ponad wzniesieniem powierzchni podczwartorzędowej powstałym nad grzbietem brachyantykliny Myśliborza.

Ilasto-mułkowo-piaszczyste osady zastoiska wełtyńskiego, położonego na zachód od Gryfina, powstały przed stadiałem górnym (Ileszczyńsko-pomorskim) i zostały wypreparowane spod osadów wyżej leżących, odsłaniając się w obrębie rynny subglacjalnej i równiny erozyjnej wód roztopowych (Objaśnienia...: Kurzawa, 1993; Ruszała i in., 1994). Także zasięg osadów zastoiska pyrzyckiego, rozciągającego się między Pyrzycami a Stargardem Szczecińskim, nie jest zależny od rozmieszczenia elementów strukturalnych. Według Karczewskiego (1968) i Ruszały (Objaśnienia..., 1995) osady tego zastoiska powstawały w olbrzymiej szczelinie czy też przetainie lodowca. Wraz z topnieniem lodowych brzegów jeziorzysko rozszerzało się, a jego osady tworzyły kolejne tarasy rozwijające się w uwolnionej przestrzeni.

Znacznie bardziej skomplikowany problem stanowi zastoisko szczecińskie, nazywane też odrzańską równiną rzeczno-rozlewiskową. Zbiornik powstały na przedpolu regredującego ostatniego lądolodu był wypełniany piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi i rzecznyymi oraz mułkowo-piaszczystymi osadami zastoiskowymi. Osady te, składane pośród topniejących bloków lodowych, utworzyły kilka tarasów (Karczewski, 1968; Matkowska, Mojski, 1975; Mojski, 1977a, b; Dobracki, Mojski, 1979). Od północy zbiornik ograniczony był przez front lodolodu, a potem przez blok martwego lodu spoczywający w dzisiejszym obniżeniu Zalewu Szczecińskiego. Natomiast południowe i wschodnie brzegi zbiornika okolone są przez wzniesienia terenu związane z makrostrukturami głacitektonicznymi Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych (fig. 10, 16). Są tam też wzniesienia terenu położone nad wzniesieniami podłoża czwartorzędu powstałymi nad zachodnią częścią antykliny Szczecina i północną częścią antykliny Maszewa–Marianowa.

Przesłanką aktywności tektonicznej jest też zróżnicowanie miąższości piasków najmłodszej serii wodnolodowcowej, zaznaczające się niekiedy nad poszczególnymi elementami strukturalnymi, np. między obszarem nad kopułą Krakówka a obszarem nad brachysynkliną Stepnicy (fig. 14). Podobna prawidłowość zaznacza się w obrębie serii piaszczysto-żwirowych wypełniających rynnę subglacjalną wykorzystaną przez współczesną dolinę Odry (SMGP...: Kurzawa, 1993; Objąśnienia...: Kurzawa, 1993). Ponad grzbietem brachyantykliny Gryfina osady te mają wyraźnie

mniejszą miąższość niż ponad synkliną Iny. Zróżnicowanie miąższości osadów wypełniających rynnę subglacialną świadczy o tym, że nad wznoszącą się strukturą solną Gryfina powstała wyniosłość w dnie rynny — próg ograniczający przestrzeń, w której były składane osady wodnolodowcowe (fig. 15).

Związek zmienności facjalnej występujących na powierzchni terenu osadów fazy pomorskiej zlodowacenia wisły z budową tektoniczną jest znacznie słabszy niż w przypadku osadów wcześniejszych zlodowaceń. Tylko miejscami zaznacza się zbieżność między rozprzestrzenieniem osadów sandrowych i zastoiskowych fazy pomorskiej a rozmieszczeniem struktur solnych. Świadczy to o wyraźnej aktywności form tektoniki solnej u schyłku plejstocenu. Jednak wpływ glaciostacyjnych ruchów pionowych na wykształcenie osadów powstałych podczas recesji ostatniego lądolodu był nikły.

### STREFY ZABURZEŃ GLACITEKTONICZNYCH

Największe, najbardziej znane strefy zaburzeń glacitektonicznych, określane jako makrostruktury glacitektoniczne, zaznaczają się wyraźnie na powierzchni terenu jako wydłużone, odosobnione wzniesienia lub ciągi wzniesień, górujących miejscami nawet 100 m ponad otoczeniem. Do makrostruktur glacitektonicznych należą Wzgórze Warszawskie (fig. 10) i Wzgórze Bukowe (fig. 16) położone w okolicach Szczecina, wał bobrownicki biegnący od okolic Maszewa po Chociwel, Wzgórze Krzymowskie położone na zachód od Chojny, a także pasma wzgórz przebiegające na wschód i zachód od Gorzowa (fig. 19). Charakterystycznym zjawiskiem jest zbieżność ukierunkowania przebiegu makrostruktur glacitektonicznych z kierunkiem dłuższych osi antyklin solnych.

Styl budowy makrostruktur glacitektonicznych widoczny jest fragmentarycznie w licznych wyrobiskach poeksploatacyjnych, jak w Śmierdnicy, Podjuchach i Warszawie, położonych na obrzeżeniach Szczecina. W ścianach odsłoneń widać deformacje osadów o charakterze łusek, fałdów, uskoków i nasunięć wyeksponowanych przez ostre kontrasty facjalne. Zaburzone osady plejstocenu są wymieszane z wyrwanymi z podłoża, przetransportowanymi i redeponowanymi krami osadów trzeciorzędu i kredy.

Powierzchniowe przejawy obecności zaburzeń glacitektonicznych na Wzgórzach Bukowych, wale stobniańskim i Wzgórzach Warszawskich zaznaczają się na obszarze około 400 km<sup>2</sup>. Samo wzniesienie Wzgórz Bukowych ma 14 km długości, 4–7 km szerokości i 50–140 m wysokości względnej.

Przejawów glacitektoniki w osadach kenozoiku szukano w profilach wierceń, przyjmując, że świadczą o nich: porwaki starszych formacji w osadach plejstocenu, powierzchnie poślizgu (lustra glacitektoniczne) w osadach ilastych plejstocenu i trzeciorzędu oraz strome położenia lamin osadów w otworach pełnordzeniowanych. Uwzględniono także interpretacje obrazu ułożenia warstw utworów kenozoiku zawarte w dokumentacjach badań geoelektrycznych przeprowadzonych dla SMGP w skali 1:50 000.

Po określeniu zasięgu makrostruktur glacitektonicznych i mniejszych stref zaburzeń glacitektonicznych możliwe było szacunkowe obliczenie ich rozmiarów. Na przykład makrostruktura glacitektoniczna Wzgórz Bukowych i Wzgórz Warszawskich rozciąga się od okolic Löknitz w Niemczech aż po Dolice, leżące na wschód od Stargardu. Jej długość wynosi ponad 60 km, szerokość 5–15 km, a oszacowana wielkość powierzchni około 900 km<sup>2</sup>. Zaburzenia obejmują tu cały profil plejstocenu i wchodzą w osady trzeciorzędu, do potwierdzonej w wierceniach głęboko-



ści 150–300 m od powierzchni terenu (fig. 16, 17). Makrostruktura Wzgórz Warszawskich ma powierzchnię około 200 km<sup>2</sup> i sięga miejscami do głębokości 200 m (fig. 10). Makrostruktura bobrownicka, która przebiega od okolic Maszewa po okolice Chociwła i Marianowa, ma około 30 km długości i osiąga miejscami 10 km szerokości. Występuje ona na powierzchni ponad 200 km<sup>2</sup>, sięgając ponad 150 m w głąb kompleksu kenozoicznego (fig. 13). Powierzchnie pozostałych makrostruktur wynoszą: gorzowskiej 200 km<sup>2</sup> i chojeńskiej 150 km<sup>2</sup>. Łączna powierzchnia, jaką zajmują wymienione makrostruktury oraz mniejsze rozpoznane strefy zaburzeń glacitektonicznych, wynosi około 2000 km<sup>2</sup>. Stanowi to 17% powierzchni analizowanego obszaru. Podkreślić należy, że podane wartości liczbowe są jedynie szacunkowe, ale świadczą one o skali problemu, jaki stwarzają strefy zaburzeń glacitektonicznych przy analizie budowy osadów plejstocenijskich.

Większość stref zaburzeń glacitektonicznych rozciąga się wzdłuż północnych grzbietów struktur solnych (fig. 2). Największe makrostruktury glacitektoniczne rozpoczynają się już ponad centralnymi partiami mezozoicznych synklin i kontynuują się ku obszarom położonym nad grzbietami mezozoicznych form antyklinalnych. Nad północnymi, proksymalnymi w stosunku do kierunku ruchu lądolodów stokami antyklin i brachyantyklin występują nagromadzenia odspojonych od podłoża i przetransportowanych przez lodowiec, a następnie redeponowanych osadów kenozoicznych, tworzące na powierzchni terenu łańcuchy wzgórz.

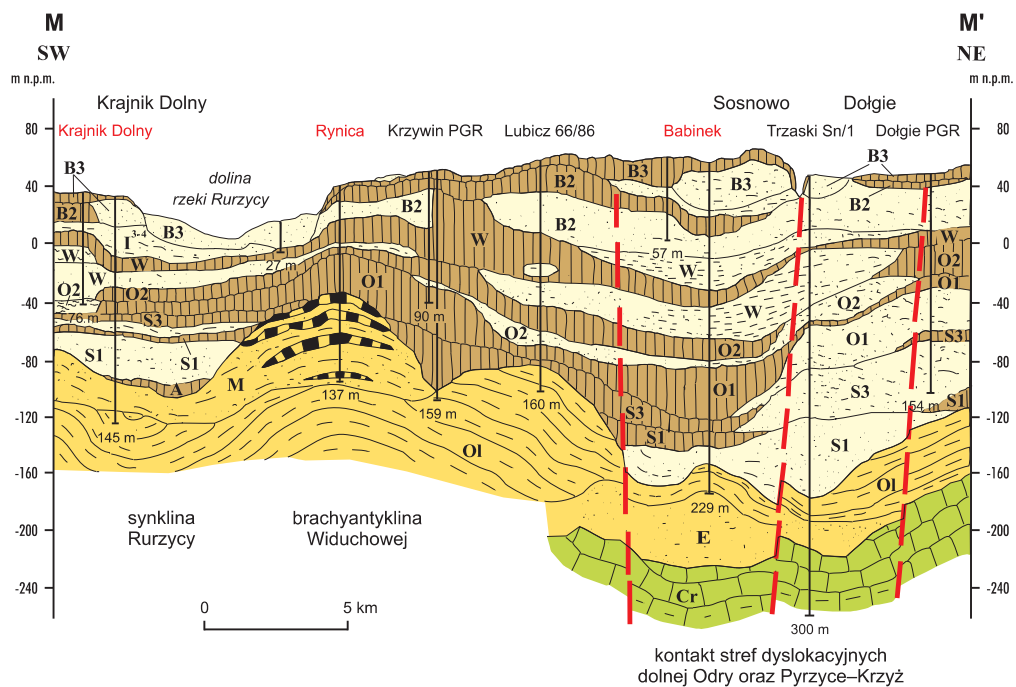
Makrostruktura glacitektoniczna Wzgórz Warszawskich, zakorzeniona w centralnej części brachysynkliny Gunicy, kontynuuje się ku północnym stokom antykliny Szczecina, nad którymi powstały Wzgórz Warszawskie zbudowane głównie z olbrzymich kier oligoceńskich iłowców (fig. 10). Makrostruktura glacitektoniczna Wzgórz Bukowych, zakorzeniona w centralnej części synkliny Iny, rozciąga się ku północnym stokom antykliny Chabowa, gdzie na powierzchni terenu zaznacza się w postaci wzniesienia Wzgórz Bukowych, zbudowanego głównie z kier osadów miocenu i oligocenu oraz kredy (fig. 16, 17). Bobrownicka makrostruktura glacitektoniczna jest rozwinięta nad synkliną Okry i antyklina Maszewa–Marianowa (fig. 13), a makrostruktura Chojeńska — nad sykliną Rurzyca i brachyantykliną Chojny. Natomiast odmienna jest budowa strukturalna obszaru, w którym występuje gorzowska makrostruktura glacitektoniczna, której geneza nie wiąże się formami fałdowymi tektoniki solnej (fig. 19).

Strefy zaburzeń glacitektonicznych o mniejszych rozmiarach znajdują się nad północnymi stokami struktur solnych Widuchowej, Lipian, Cedyni, Grzęzna–Oświna, Dębna i Myślborza (fig. 2).

Podane przykłady świadczą o związku genezy stref zaburzeń glacitektonicznych z wyniesieniami stropu mezozoiku powstałymi nad strukturami solnymi. Wypiętrzanie struktur solnych mogło sprzyjać wzmocnieniu oddziaływaniu procesów glacitektonicznych w obszarach nad północnymi stokami grzbietów antyklin. Można przypuszczać, iż osady kenozoiczne były wyciskane przez czoła lądolodów nad północnymi skłonami elewacji stropu mezozoiku, związanymi ze strukturami solnymi. Podobne poglądy odnośnie genezy Wzgórz Warszawskich i Wzgórz Bukowych przedstawiali Krygowski (1959), Schoeneich (1962a), Kopczyńska-Lamparska (1979), Piotrowski (Objaśnienia..., 1981), Mojski (1984a) oraz Kurzawa (Objaśnienia..., 1993).

#### TEKTONICZNE DEFORMACJE OSADÓW PLEJSTOCENU

Analiza ruchów neotektonicznych nie może pomijać spowodowanych przez nie deformacji warstw osadów plejstocenu. Problem jednak polega na specyficznej odmienności plejstocenijskich procesów sedymentacji glacialnej, a także na istnieniu procesów deformacji glacitektonicznych oraz procesów egzarycyjnych, zacierających deformacje osadów o tektonicznej genezie.



**Fig. 21. Przekrój geologiczny M–M’; objaśnienia jak przy fig. 10**

Geological cross-section M–M’; explanation as in Fig. 10

Do obserwacji położenia warstw posłużyły poziomy glin zwałowych, których pozycję stratygraficzną określiły badania litostratygraficzne. Najbardziej precyzyjny obraz budowy kompleksu plejstoceniowego dają oparte na otworach kartograficznych przekroje, wzdłuż których wykonano sondowania elektrooporowe. Przykład zastosowania takiego zestawu danych do interpretacji budowy pokrywy plejstoceniowej przedstawia figura 22. Przekrój geologiczny N–N’ i zbliżny z nim przekrój geoelektryczny (Duda, 1993) biegną nad kopułą Bania i strefą dyslokacyjną dolnej Odry. W pokrywie plejstoceniowej kopuły Bania występuje siedem poziomów glin zwałowych (Badania...: Masłowska, Michałowska, 1995; SMGP...: Kurzawa, 2000), a najstarszy z nich należy do stadiału dolnego zlodowacenia sanu. Jest to sytuacja wyjątkowa, gdyż nad żadną inną spośród rozpatrywanych w pracy struktur solnych nie został udokumentowany tak kompletny profil plejstocenu. Pozwala to na obserwacje zróżnicowania położenia warstw plejstoceniowych między dwoma elementami strukturalnymi o przeciwnych tendencjach ruchów pionowych. Na przekroju geologicznym pięć kolejnych najniższych poziomów glin zwałowych położonych jest wyżej nad strukturą solną Bania niż nad strefą dyslokacyjną dolnej Odry. Są to poziomy glin należące do zlodowaceń sanu (stadiały dolny i górny), odry (stadiały dolny i środkowy) oraz warty. Zróżnicowanie wysokości położenia wymienionych poziomów glin o 80–100 m widoczne jest między dwoma otworami kartograficznymi, Babinek i Baniewice.

Warto podkreślić zgodność ukształtowania poziomów glin zwałowych i warstw osadów trzeciorzędu. Na figurze 22 widać wyraźne podobieństwo kształtu powierzchni strukturalnych w ob-

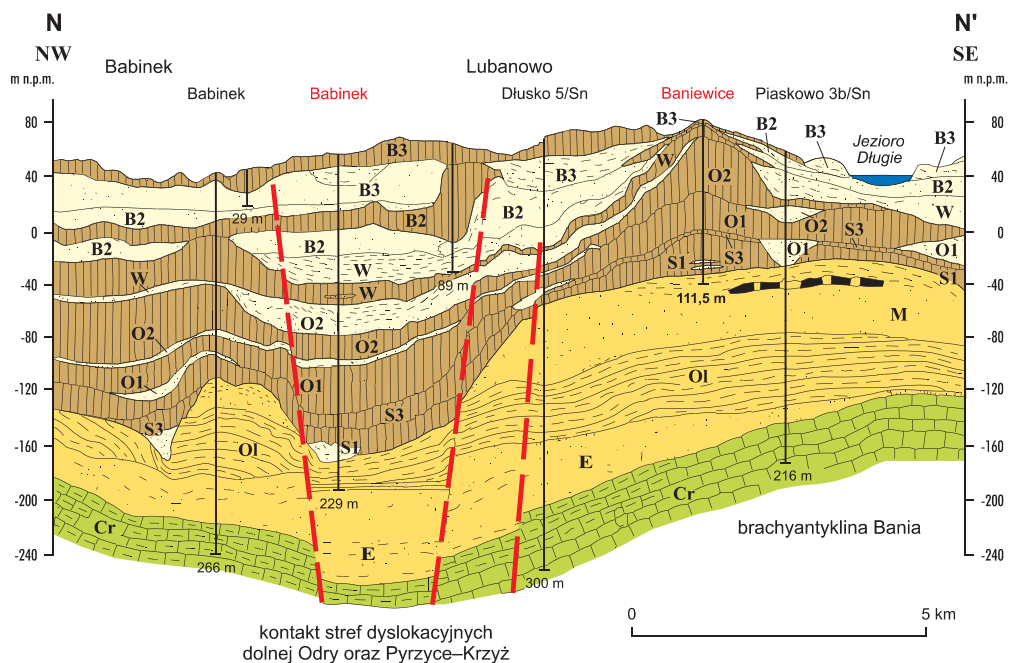


Fig. 22. Przekrój geologiczny N-N'; objaśnienia jak przy fig. 10

Geological cross-section N-N'; explanation as in Fig. 10

rzebie plejstocenu z następującymi powierzchniami strukturalnymi: powierzchni podczwartorzędowej (spągu czwartorzędowego), spągu miocenu, spągu oligocenu, stropu mezozoiku (spągu trzeciorzędowego).

Wyraźne związki ukształtowania poziomów glin zwałowych z układem elementów strukturalnych zilustrowane są też na przekroju biegnącym między otworami kartograficznymi Babinek i Rynica (fig. 21).

Zbliżone ukształtowanie poziomów glin zwałowych i podłoża czwartorzędowego odnotowano również nad innymi strukturami solnymi i sąsiadującymi z nimi synklinami oraz dyslokacjami przedstawionymi na przekrojach geologicznych, lecz nie wszystkie przykłady są wystarczająco potwierdzone badaniami litostratygraficznymi. Obserwacja deformacji warstw glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich i starszych jest na większości przekrojów niemożliwa. Gliny zwałowe zlodowaceń narwi, nidy i sanu, leżące w obniżeniach podłoża nad synklinami i dyslokacją, zwykle nie występują nad wzniesieniami podłoża powstałymi nad strukturami solnymi. Unieżliwiło to obserwację starszych poziomów glin zwałowych, w przypadku których deformacje powstające wskutek ruchów pionowych powinny być najpełniej wykształcone.

Ukształtowanie poziomów glin zwałowych zlodowacenia wisły z reguły nie wykazuje związku z ukształtowaniem powierzchni podczwartorzędowej ponad elementami strukturalnymi. Wyjątkiem jest sytuacja widoczna na figurze 21, pomiędzy otworami Rynica i Babinek.

Istotnym zagadnieniem są deformacje osadów plejstocenu i trzeciorzędowego spowodowane przez transgredujące lądolody, które zacięrały deformacje osadów powstałe wskutek glaciostatycznie

wzbudzonych ruchów elementów strukturalnych. Efekt glacitektonicznego zdeformowania pokrywy plejstocenijskiej widać szczególnie wyraźnie w obrębie makrostruktur glacitektonicznych, czyli stref intensywnych zaburzeń osadów (fig. 10, 13, 16, 17, 19). Jednak trzeba jeszcze brać pod uwagę deformacje glacitektoniczne występujące w postaci szerokopromiennych, połączonych form fałdowych, których rozwój także prowadził do zatarcia tektonicznych odkształceń osadów plejstocenu.

Rozpatrując problem tektonicznych deformacji osadów plejstocenu przede wszystkim musimy uwzględnić specyficzny charakter sedimentacji glacialnej. Kolejne warstwy glin zwałowych deponowane były na terenie o bardzo urozmaiconej rzeźbie. Współczesne ułożenie kolejnych poziomów glin zwałowych w znacznym stopniu odwzorowuje deniwelację powierzchni terenu, na którym zostały złożone. Dlatego ukształtowanie poziomów glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich oraz środkowopolskich nawiązuje do rzeźby podłoża czwartorzędowego i układu elementów strukturalnych. Zależność ta mogła zaistnieć bez aktywnego udziału elementów strukturalnych. Wzbudzone izostatycznie plejstocenijskie ruchy pionowe bloków tektonicznych i struktur solnych nie są niezbędnym warunkiem powstania tej zależności. Trudno jest bowiem stwierdzić, na ile współcześnie obserwowane położenie poziomów glin jest pierwotne, a na ile wtórne. W jakim stopniu są to deniwelacje warstw osadów złożonych na silnie urozmaiconym podłożu, a w jakim stopniu są to odkształcenia powstałe wskutek przemieszczeń elementów strukturalnych? Wobec istnienia takich wątpliwości nie można jednoznacznie uznać przedstawionych przypadków „dopasowania” ułożenia poziomów glin do układu elementów strukturalnych za skutek ich plejstocenijskiej aktywności.

## PODSUMOWANIE I DYSKUSJA

Najbardziej oczywisty przykład zróżnicowania osadów plejstocenijskich wskutek pionowych ruchów glaciostatycznych widoczny jest w budowie geologicznej fragmentów niecki szczecińskiej i wału pomorskiego. Jest to zróżnicowanie typowe dla osadów powstających nad dwoma blokami tektonicznymi lub jednostkami regionalnymi, z których jedna ulega wypiętrzaniu względem drugiej. Na wypiętrzanym wale pomorskim osady plejstocenijskie zostały wyraźnie zredukowane w porównaniu do osadów plejstocenijskich niecki szczecińskiej. Miąższość utworów plejstocenu na rozpatrywanym odcinku wału pomorskiego wynosi od 10 do 40 m (fig. 7, 11, 12), wzrastając tylko w tektonicznych obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej, natomiast w niecce szczecińskiej miąższość osadów plejstocenu na większości obszaru przekracza 100 m. W profilu stratygraficznym osadów plejstocenu leżących na wale pomorskim brak jest osadów zlodowaceń narwi, nidy oraz sanu. Natomiast w profilu osadów plejstocenu w niecce szczecińskiej spotykane są miejscami osady zlodowacenia narwi i nidy, zaś powszechnie występują osady zlodowaceń sanu, odry, warty i wisły. Świadczą o tym wyniki badań litostratygraficznych glin zwałowych.

Obszar redukcji osadów plejstocenijskich w obrębie wału pomorskiego nakłada się na obszary redukcji osadów trzeciorzędowych i kredy (fig. 4, 5, 11, 12). Można więc stwierdzić, że zmniejszenie miąższości osadów plejstocenijskich w wyniku ruchów wypiętrzających nawiązuje do procesów wypiętrzania zachodzących na analizowanym obszarze od schyłku kredy. Proces podnoszenia wału pomorskiego w kredzie, trzeciorzędzie i preplejstocenie zapisał się usunięciem utworów kredowych i trzeciorzędowych (Jaskowiak-Schoeneich, 1976, 1979; Dadlez, 1979). Następnymi etapami tego procesu było zerodowanie na większości tego obszaru osadów zlodowacenia narwi

w interglacjale podlaskim oraz osadów zlodowaceń nidy i sanu w interglacjale mazowieckim. Osady te zachowały się jedynie w głębokich obniżeniach podłoża czwartorzędu. Znacznie słabsze były rezultaty ruchów wynoszących wał pomorski podczas interglacjału eemskiego, a widać je najlepiej w tych miejscach, w których osady zlodowacenia wisły leżą bezpośrednio na powierzchni podczwartorzędowej. Podobne wnioski odnośnie głównych plejstoceńskich etapów wypiętrzania wału pomorskiego przedstawiła Kopczyńska-Żandarska (1970a, b).

Opisana redukcja osadów plejstocenu i trzeciorzędu nastąpiła przede wszystkim w północnym fragmencie wału pomorskiego, czyli na blokach Wolina, Gryfic i Kołobrzegu. Osady plejstoceńskie leżące na południowo-wschodnim odcinku analizowanej części wału pomorskiego nie wykazują wyraźnego zróżnicowania w porównaniu z osadami plejstoceńskimi niecki szczecińskiej. Natomiast silne zróżnicowanie zaznacza się pomiędzy poszczególnymi blokami budującymi wał pomorski, co świadczy o istnieniu w plejstocenie intensywnych przemieszeń pionowych między tymi blokami.

O współczesnej kontynuacji procesu wypiętrzania rozpatrywanego obszaru wału pomorskiego względem niecki szczecińskiej świadczą wyniki dwóch cykli pomiarów niwelacyjnych zawarte w katalogach wydanych przez Państwową Służbę Geodezyjną. Dane geodezyjne po opracowaniu statystycznym posłużyły do wykreślenia krzywych powtórnej niwelacji, odzwierciedlających wyniki pomiarów na ciągach niwelacyjnych biegnących przez analizowane jednostki tektoniczne. Obliczona na podstawie tych pomiarów prędkość współczesnych ruchów wypiętrzających wał pomorski w odniesieniu do niecki szczecińskiej wynosi około 1 mm na rok (Kurzawa, 2002). Należy jednak pamiętać o istnieniu paradoksu prędkości (Dadlez, Jaroszewski, 1993), ujawniającym się przy interpretacji wyników powtórnej niwelacji precyzyjnej.

Potwierdzone tak współczesne ruchy wynoszące obszar wału pomorskiego w stosunku do obszaru niecki szczecińskiej są zgodne z ukierunkowaniem gradientów ruchów pionowych, wyznaczonych w tych samych obszarach przez Wyrzykowskiego (1990). O współczesnym wznoszeniu wału pomorskiego pisał Schoeneich (1962a), choć dysponował on innym zbiorem danych, nie obejmującym wyników pomiarów niwelacyjnych wykonanych w latach 1974–1982.

Południowa granica obszaru redukcji na wale pomorskim osadów kredy, trzeciorzędu i plejstocenu przebiega w przybliżeniu zgodnie ze strefą dyslokacyjną Świnoujście–Drawsko, rozgraniczającą wał pomorski od niecki szczecińskiej (fig. 4, 5, 6, 7, 11, 12). Znaczący to, że zarówno trzeciorzędowe, jak i plejstoceńskie wznoszenie wału pomorskiego odbywało się wzdłuż tej strefy dyslokacyjnej. O jej plejstoceńskiej aktywności świadczy też występowanie krawędzi zaznaczającej się w powierzchniach podczwartorzędowej, podkenozoicznej oraz powierzchniach strukturalnych permio-mezozoiku. Współczesną aktywność strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko potwierdzają serie załamania krzywych powtórnej niwelacji występujące na odcinkach odwzorowujących te miejsca, w których ciągi punktów niwelacyjnych przecinają omawianą dyslokację (Kurzawa, 2002).

Osady plejstoceńskie nie wykazują czytelnego zróżnicowania pomiędzy analizowanymi obszarami niecki szczecińskiej, bloku Gorzowa Wielkopolskiego i jednostek brandenburskiej oraz wschodniobrandenbursko-meklemburskiej. Świadczyć to może o tym, że w plejstocenie między tymi jednostkami strukturalnymi nie dochodziło do tak zdecydowanych izostatycznych ruchów pionowych jak między wałem pomorskim i niecką szczecińską. Poza wałem pomorskim nie odnaleziono w osadach plejstoceńskich śladów przemieszczeń także między blokami tektonicznymi o niższej randze, przypuszczalnie zatartych przez wypiętrzanie struktur solnych.

O zaangażowaniu tektonicznym opisywanego obszaru w plejstocenie świadczą symptomy aktywności stref dyslokacyjnych dolnej Odry i Pырzyce–Krzyż, rozdzielających główne jednostki tektoniczne. Zgodnie z 40–70 km odcinkami tych dyslokacji biegną wydłużone obniżenia po-

wierzchni podkenozoicznej i podczwartorzędowej o głębokości do 200 m. Są one wypełnione osadami plejstocenu o miąższości ponad 220 m, których profil zawiera 7–9 poziomów glin zwałowych. W miejscach tych profil plejstocenu niekiedy zaczyna się od osadów zlodowacenia narwi lub nidy, a zwykle od osadów zlodowacenia sanu (stadiały dolny i górny). Wyżej zawiera osady zlodowaceń odry (stadiały dolny i środkowy), warty (stadiał środkowy?) i wisły (stadiały środkowy i górny). Występowanie tych form powierzchni podczwartorzędowej i wykształcenie wypełniających je osadów sugerują, że w odcinkach reaktywizowanych stref dyslokacyjnych mogły powstać rowy tektoniczne, w obrębie których w plejstocenie następowały ruchy obniżające. Wzrost miąższości osadów czwartorzędu w podłużnych obniżeniach podłoża nad strefami dyslokacyjnymi jest często przedstawiany jako przesłanka ich czwartorzędowej aktywności, nawet w przypadku bardzo starych uskoków przecinających podpermskie podłoże (Baraniecka, 1975, 1980, 1979, 1995; Franke, 1990; Ostaficzuk, 1995, 1999; Stackebrandt, 1997).

O współczesnej aktywności stref dyslokacyjnych dolnej Odry i Pyrzyce–Krzyż świadczą rezultaty analizy fotolineamentów satelitarnych (Graniczny, Doktor, 1992) oraz wyniki powtórnej niwelacji precyzyjnej (Kurzawa, 2002, 2003).

Znacznie trudniejszym zadaniem okazało się potwierdzenie plejstocenijskiej aktywności uskoków niższej rangi. Problemem jest tu wystarczająco precyzyjne określenie przebiegu tych uskoków w obrębie kompleksu permo-mezozoicznego i kenozoicznego. Należy jeszcze raz podkreślić, że zaznaczone na przekrojach uskoki są hipotetyczne. Tylko w kilku przypadkach dane geofizyczne pozwoliły na odpowiednio dokładną lokalizację nieciągłości warstw w obrębie permo-mezozoiku, a usytuowanie wierceń umożliwiło analizę osadów plejstocenu. Uzyskane dane potwierdziły, że nad niektórymi uskokami w podłożu czwartorzędu występują wydłużone obniżenia wypełnione osadami plejstocenijskimi o dużej miąższości i bogatym profilu stratygraficznym. Do najlepiej udokumentowanych przykładów należy uskok rzeki Myśli (fig. 18). Obniżenie podłoża czwartorzędu, związane z czwartorzędową aktywnością uskoku — rowu rzeki Myśli, zostało opisane w pracy Dąbrowskiego i Mojskiego (1982) jako wcięcie kopalnej doliny powstałej wskutek erozji rzeki interglacjalnej.

Wiele innych uskoków niższej rangi, zlokalizowanych metodami geofizycznymi podobnie jak uskok rzeki Myśli, odwzorowuje się w postaci załamania na krzywych powtórnej niwelacji, co świadczy o ich współczesnej aktywności (Schoeneich, 1962a; Bażyński, 1990; Kurzawa, 2002, 2003).

Rozważając przesłanki współczesnych ruchów blokowych należy pamiętać, że w ciągu ostatnich kilkuset lat na analizowanym obszarze i w jego sąsiedztwie miały miejsce wstrząsy sejsmiczne (Pagaczewski, 1972; Karaszewski, 1981).

Na większości analizowanego obszaru wykształcenie osadów plejstocenijskich oraz budowa ich podłoża są dostosowane do systemu wyniesionych struktur solnych i sąsiadujących z nimi synklin. Nad formami synklijalnymi permo-mezozoiku występują rozległe obniżenia powierzchni podczwartorzędowej o głębokości do 200 m, w porównaniu z wyniesieniami powstałymi nad strukturami solnymi. Porównanie danych wiertniczych i geofizycznych (Wronicz, 1988a, b; Petcecki, Józwiak, 1991a, b) wykazało, że omawianym obniżeniom powierzchni podczwartorzędowej odpowiadają obniżenia powierzchni stropowej mezozoiku oraz obniżenia w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku oraz dodatnie anomalie grawimetryczne. Natomiast wyniesieniom powierzchni podczwartorzędowej nad strukturami solnymi odpowiadają wyniesienia powierzchni stropowej mezozoiku i elewacje w poziomach sejsmicznych permo-mezozoiku oraz ujemne anomalie grawimetryczne (fig. 8, 9).

Przytoczone dane dowodzą, że nad strefami wtórnej akumulacji soli i nad strefami ich wyciśnięcia nastąpiły wypukłe i wklęsłe deformacje różnowiekowych powierzchni strukturalnych. Za kolejną generację tych odkształceń można uznać deniwelacje podłoża czwartorzędu, będące de-

formacjami spągu osadów plejstocenijskich, powstałymi w rezultacie glaciostatycznie wzbudzonej migracji mas solnych i plejstocenijskiego wypiętrzania struktur solnych. Za taką interpretacją przemawia zróżnicowanie wykształcenia osadów plejstocenijskich leżących nad tymi wyniesieniami i obniżeniami podłoża.

Nad strukturami solnymi pokrywa plejstocenijska uległa redukcji przejawiającej się zmniejszeniem miąższości i zubożeniem profilu stratygraficznego, w porównaniu z obszarami nad obniżeniami powierzchni podczwartorzędowej związanymi z formami synklinalnymi i niektórymi dyslokacjami. Minimalne wartości miąższości osadów plejstocenu nad wzniesieniami podłoża czwartorzędu, które można wiązać ze strukturami solnymi, wynoszą od 8 do 83 m. Osady plejstocenijskie wypełniające obniżenia podłoża nad synklinami mają dużo większą miąższość, przekraczającą 120–150 m, osiągającą 237 m w brachysynklinie Gunicy; zatem różnica miąższości wynosi 100–150 m, a miejscami przekracza 200 m. Przykłady zróżnicowania miąższości osadów plejstocenijskich nad strukturami solnymi i synklinami były często opisywane z obszaru Polski i Niemiec (Schoeneich, 1962a; Liszkowski, Wójcik, 1969; Johansen, 1971; Baraniecka, 1975, 1980; Piotrowski, 1991; Niewiarowski, Pasierbski, 1999; Kurzawa, 1998, 1999, 2000a, b, 2001, 2003; Ludwig, 2001).

Tak samo zmienia się również miąższość osadów trzeciorzędowych (pomijając nieliczne wyjątki), jest mniejsza nad grzbietami struktur solnych niż w obrębie form synklinalnych (fig. 8, 9). Zaznacza się tu wyraźne podobieństwo uwarunkowanego tektonicznie zróżnicowania miąższości osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Dowodzi to istnienia w trzeciorzędzie i w czwartorzędzie tych samych tendencji ruchów pionowych — wypiętrzania struktur solnych względem obszarów synklinalnych.

Wniosek powyższy uzasadnia dodatkowo to, że w porównaniu z obszarami synklinalnymi zmniejszeniu miąższości osadów plejstocenijskich nad grzbietami struktur solnych towarzyszy z reguły redukcja ich profilu stratygraficznego. Profil stratygraficzny osadów plejstocenu jest bardziej kompletny w obszarach nad obniżeniami podłoża czwartorzędowych związanymi z synklinami. W profilach wierceń występuje tam 7–8, miejscami 9 poziomów glin zwałowych reprezentujących zlodowacenia narwi, nidy, sanu (stadiały środkowy i górny), odry (stadiały dolny i środkowy), warty i wisły (stadiały środkowy i górny). Natomiast nad wyniesieniami podłoża czwartorzędowych związanymi ze strukturami solnymi profil plejstocenu zawiera najczęściej cztery lub trzy, a miejscami tylko dwa najmłodsze poziomy glin zwałowych, należących do zlodowaceń odry, warty i wisły (fig. 14, 15, 17, 22). Osady starszych zlodowaceń prawdopodobnie uległy zniszczeniu w efekcie ruchów wypiętrzających struktury solne, które spowodowały wyeksponowanie ich na intensywną egzarację i denudację.

Zniszczenie osadów zlodowacenia narwi i ich zachowanie tylko w najgłębszych partiach synklinalnych obniżen podłoża pod osadami zlodowaceń południowopolskich świadczy o tym, że intensywne ruchy pionowe struktur solnych zachodziły w interglacjale podlaskim. Z kolei usunięcie osadów zlodowaceń południowopolskich z grzbietów struktur solnych świadczy o tym, że również okres interglacjału wielkiego był ważnym etapem ich ruchów wznoszących. Reasumując, intensywne ruchy pionowe między formami fałdowymi tektoniki salinarnej trwały w okresach plejstocenu odpowiadających zasadniczym etapom wypiętrzania wału pomorskiego względem niecki szczecińskiej.

Także zmienność facyjna osadów plejstocenu jest w wielu miejscach dostosowana do systemu struktur solnych i sąsiadujących form synklinalnych oraz rowów tektonicznych. Zjawisko to polega na powtarzającej się w czasie kolejnych zlodowaceń depozycji osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych w obszarach nad obniżeniami podłoża czwartorzędowych związanymi z formami synklinalnymi. Najlepiej udokumentowane są przykłady z obszarów nad następującymi konfigu-

racjami elementów strukturalnych: syklina Rurzyca – brachyantyklina Widuchowej – strefa dyslokacyjna dolnej Odry (fig. 21), synklina Iny – brachyantyklina Gryfina – strefa dyslokacyjna dolnej Odry (fig. 15), strefa dyslokacyjna Pyrzyce–Krzyż – antyklina Chabowa – syklina Iny (fig. 17).

Wznoszenie obszarów nad strefami akumulacji soli i obniżanie się obszarów nad strefami wy-ciskania soli w czasie okresów interglacjalnych mogło prowadzić do powstawania obniżeń terenu, wykorzystanych potem przez wody proglacjalne wypływające z transgredujących łądolodów. Wzniesienia podłoża czwartorzędu nad strukturami solnymi i leżące na nich poziomy glin ograniczały rozprzestrzenienie osadów akumulacji wodnej lub wyznaczały strefy redukcji ich miąższości. Opisana sekwencja wydarzeń powtórzyła się w czasie powstania kolejnych, miejscami nawet 6–8 poziomów osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych, zanikających lub ulegających redukcji nad grzbietami struktur solnych, gdzie w profilu plejstocenu dominują gliny zwałowe. Świadczy to o powstawaniu nad grzbietami analizowanych struktur rozległych wysp, barier lub wzniesień dna w obrębie basenów sedimentacyjnych, w których składane były te osady. Baseny sedimentacyjne powstawały w obniżeniach powierzchni terenu utworzonych nad obniżeniami podłoża czwartorzędu związanymi z synklinami i strefami dyslokacyjnymi, w których osady akumulacji wodnej są najpełniej rozwinięte. Do tych basenów napływały wody niosące materiał klastyczny. Na wzniesieniach dna basenów nad strukturami solnymi osady wodnolodowcowe i zastoiskowe mają mniejszą miąższość, a na wynurzonych obszarach wysp i barier wcale nie powstały. Prawie takie same rozmieszczenie basenów sedimentacyjnych oraz wzniesień ich dna, wysp i barier powtórzyło się w kolejnych etapach sedimentacji. Wskazuje to na kilkakrotne odnowienie systemu obniżeń i wzniesień powierzchni terenu odwzorowujących system obniżeń i wzniesień podłoża czwartorzędu związanych z aktywnymi elementami strukturalnymi.

Należy także uwzględnić rolę przepływu wód jako czynnika erozyjnego. Wykorzystujące system tektonicznie uwarunkowanych obniżeń terenu wody proglacjalne oraz wody rzek interglacjalnych niszczyły i usuwały osady podłoża, zastępując je niesionymi osadami. Tak można wytłumaczyć, dlaczego gliny zwałowe dominujące w profilu plejstocenu nad grzbietami antyklin solnych ulegają redukcji lub zanikowi ponad formami synklinalnymi.

Zależności między rozprzestrzenieniem osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych a rozmieszczeniem struktur solnych istnieją także w obszarze Polski centralnej (Baraniecka, 1975). Powtarzalność powstawania w tych samych miejscach różnowiekowych plejstoceńskich serii akumulacji wodnej zaznacza się także w tej części Niżu Polskiego, w której struktury solne nie występują lub są słabo rozwinięte. Baraniecka (*op.cit.*) wiąże to zjawisko z zapadliskami tektonicznymi. Marks (1988) zinterpretował powtarzalność występowania osadów zastoiskowych jako skutek glaciostatycznie wzbudzonej aktywności tektonicznej na obszarze zachodniej Warmii i Mazur. O tym, że ukierunkowanie przepływów wód plejstoceńskich mogło miejscami być związane z aktywnością elementów strukturalnych świadczą związki współczesnej sieci hydrograficznej z rozmieszczeniem form tektoniki solnej (Piotrowski, 1991; Kurzawa, 1998).

Ruchy tektoniczne wpływały na wykształcenie facjalne przede wszystkim w przypadku osadów powstających podczas transgresji łądolodów. Przemawia za tym bardzo niski związek zmienności facji osadów recesyjnych fazy pomorskiej z budową strukturalną. Zdecydował o tym czynnik czasu, który jest niezbędny do wytworzenia czy odnowienia deniwelacji terenu powstałych wskutek pionowych przemieszczeń elementów strukturalnych. Zanik łądolodu i tworzenie związanych z nim osadów i form terenu w obszarze między ciągami moren maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej — 15,2 ka i subfazy wolińskiej — 14 ka (Kozarski, 1986; Marks, 2002) trwało około tysiąc lat, a w obszarach pomiędzy morenami poszczególnych subfaz recesyjnych zaledwie po kilkaset lat.



O efektach, jakie w czasie interglacjałów powodować mogły na powierzchni terenu ruchy struktur solnych, można dyskutować porównując prędkość zachodzących nad nimi współczesnych ruchów powierzchni Ziemi. Reprezentatywne pomiary niwelacyjnych zostały wykonane dla struktur solnych Chabowa, Gryfina, Recza, Maszewa, Szczecina i Myślborza oraz sąsiadujących z nimi form synklinalnych. Oszacowana prędkość współczesnych ruchów wypiętrzających antykliny solne względem synklin wynosi od 0,3 do 2,0 mm na rok, przy wartości średniej 1 mm na rok (Kurzawa, 2002, 2003). Jest ona zbliżona do prędkości czwartorzędowych ruchów wypiętrzających podawanej w literaturze dla struktur solnych Nizżu Polsko-Niemieckiego, a wyraźnie większa od prędkości ruchów w kenozoiku i mezozoiku (Teichmüller, 1948; Trusheim, 1960; Jaritz, 1973, 1980; Niewiarowski, 1983). Przyspieszenie procesów migracji soli i wypiętrzania struktur solnych w czwartorzędzie tłumaczone jest zwykle procesami glaciostatycznymi (Liszkowski, 1982, 1993; Tarka, 1988, 1992; Piotrowski, 1999c).

Przy średniej prędkości ruchów różnicujących wynoszącej 1 mm/rok, obniżanie się terenu nad synklinami względem terenu ponad grzbietami antyklinalnymi rosłoby z prędkością 1 m na tysiąc lat. Na przykład, w czasie interglacjału mazowieckiego, trwającego około 50 ka (Lindner, 1992; Mojski, 1993), nad centrum synkliny mogło powstać obniżenie o głębokości 50 m w stosunku do sąsiednich struktur solnych. Dla interglacjału eemskiego (128–118 tysięcy lat BP; Lindner, 1992) wielkość ta wyniosłaby tylko 10 m. Rozważania te nie uwzględniają zróżnicowania prędkości pionowych przemieszczeń elementów tektonicznych podczas glaciostatycznych cykli obciążania i odciążania skorupy (Liszkowski, 1982, 1993) oraz mechanizmów migracji soli, a zwłaszcza ich bezwładności (Seni, Jackson, 1983; Jackson, Talbot, 1986; Tarka, 1992). Można jednak sądzić, że prędkość i amplituda ruchów wypiętrzających struktury solne oraz subsydencji synklin były wystarczające, by kształtować powierzchnię terenu i zarazem wywierać zasadniczy wpływ na przebieg procesów erozji i sedymentacji prowadzących do powstania osadów plejstoceńskich.

## WNIOSKI

1. Zróżnicowanie profilu stratygraficznego i miąższości osadów plejstoceńskich nad badanymi elementami tektonicznymi permio-mezozoiku świadczy o tym, że główne etapy ruchów pionowych nastąpiły w interglacjałach podlaskim, mazowieckim i eemskim, podobnie jak w centralnej i wschodniej Polsce (Baraniecka, 1975, 1995; Marks, 1988; Ber, 2000). Wyraźny wzrost intensywności ruchów pionowych w interglacjałach wskazuje na to, że glaciostatyzacja związana z cyklami obciążenia i odciążenia skorupy ziemskiej, spowodowanymi przez rozwój i zanik pokryw lodowych, była podstawowym mechanizmem powodującym pionowe przemieszczenia między elementami tektonicznymi. Izostatycznie wzbudzona reaktywizacja starych struktur skorupy doprowadziła do przemieszczeń bloków podpermskiego podłoża, które przyspieszyły przebieg procesów migracji cechsztyńskich soli. To z kolei spowodowało ruchy wznoszące struktury solne i ruchy obniżające w obrębie form synklinalnych, szybsze niż we wcześniejszych okresach geologicznych.

2. Przemieszczenia bloków tektonicznych i struktur solnych w znacznym stopniu modyfikowały przestrzeń (a co za tym idzie środowisko), w której następowały procesy sedymentacji i erozji, wywierając zasadniczy wpływ na ich przebieg, a także na rozwój systemu krążenia wód i umiejscowienie stref wzmoczonej egzaracji oraz stref zaburzeń glacitektonicznych.

3. Pionowe przemieszczenia elementów strukturalnych spowodowały zróżnicowanie osadów plejstoceńskich, które wyraża się redukcją ich miąższości i profilu stratygraficznego nad elementami wyniesionymi w porównaniu z elementami obniżonymi.

4. Zróżnicowanie osadów plejstocenu wykazuje bardzo wyraźny związek z rozmieszczeniem lokalnych elementów strukturalnych (struktur solnych, bloków i rowów tektonicznych), a w mniejszym stopniu wiąże się z głównymi jednostkami tektonicznymi permo-mezozoiku. Świadczy to o tym, że plejstoceńskie ruchy blokowe nie wyrażały się przemieszczeniami całych jednostek tektonicznych, lecz raczej ruchami poszczególnych budujących je bloków.

5. O plejstoceńskich ruchach pionowych między fragmentami jednostek tektonicznych i bloków różnej rangi świadczą ślady aktywności dyslokacji je oddzielających, którymi są:

— krawędzie w powierzchni podczwartorzędowej biegnące zgodnie z dyslokacjami oddzielającymi jednostki lub bloki tektoniczne, na których osady plejstoceńskie są różnie wykształcone — strefa dyslokacyjna Świnoujście–Drawsko;

— obniżenia powierzchni podczwartorzędowej biegnące zgodnie z dyslokacjami wypełnionymi osadami plejstocenu o dużej miąższości i kompletnym profilu stratygraficznym — strefy dyslokacyjne Pyrzyce–Krzyż i dolnej Odry.

6. Zmienność wykształcenia osadów plejstoceńskich jednoznacznie wiąże się z formami tektoniki solnej. Świadczy to o tym, że tektonika solna, wbudzona przez naciski lądolodów i przez izostatyczne ruchy blokowe, bezpośrednio i w zasadniczy sposób wpływała na rozwój osadów plejstoceńskich.

## LITERATURA

- AHRENS H., LOTSCH D., SCHWAB G., 1982 — Präglaziale tektonische Aktivierung im Nordteil der DDR. *Z. Geol. Wiss.*, **10**: 671–678.
- BADANIA litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa:
- Choma-Moryl K., Czerwonka J., Krzyszkowski D., Moryl J., 1989 — ark. Stare Czarnowo i Żeliszewiec; Kucharewicz J. (red.), 1981 — ark. Police, Tanowo, Szczecin;
- Masłowska M., Michałowska M., 1995 — ark. Banie;
- Masłowska M., Michałowska M., 1998a — ark. Choszczno;
- Masłowska M., Michałowska M., 1998b — ark. Dobra;
- Moryl J. (red.), 1985 — ark. Widuchowa, Cedynia, Chojna.
- BARANIECKA M.D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**: 5–97.
- BARANIECKA M.D., 1979 — Quaternary dislocation zones along main tectonic borders of Polish Lowlands. *Quatern. Stud.*, **1**: 1–13.
- BARANIECKA M.D., 1980 — Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **322**: 31–64.
- BARANIECKA M.D., 1995 — Quaternary tectonic structures of the margins of the Kujavian Ridge, Polish Lowland. *Fol. Quatern.*, **66**: 39–49.
- BAŻYŃSKI J., 1990 — Geologiczna interpretacja danych geodezyjnych wzdłuż przekroju podwójnej precyzyjnej niwelacji. *Pr. Inst. Geod.*, **37**, 1–2: 249–267.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**: 89 s

- BER A., RYKA W., 1998 — Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 171–181.
- CIUK E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11: 498–502.
- DADLEZ R., 1974a — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. *W: Budowa geologiczna Polski*. T. 4 Tektonika, cz. 1. Niż Polski: 256–278. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., 1974b — Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex of north-western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 149–177.
- DADLEZ R., 1979 — Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. *W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa* (red. M. Jaskowiak-Schoeneich). *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 108–121.
- DADLEZ R., 1987 — Tektonika. Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 186–194.
- DADLEZ R., 1997 — Tektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 410–414.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1993 — Tektonika. Wyd. PAE. Warszawa.
- DĄBROWSKI A., MOJSKI J.E., 1982 — Lokalne dodatnie anomalie siły ciężkości na północno-zachodniej Polsce, związane z rynnami plejstoceńskimi. *Kwart. Geol.*, **26**, 3/4: 663–674.
- DOBRAKCI R., MOJSKI J.E., 1979 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Szczecin + Dziwnów. Inst. Geol. Warszawa.
- DUDA J., 1993 — Dokumentacja badań geoelektrycznych na arkuszu Banie SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DYJOR S., 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce* (red. A. Jahn, S. Dyjor): 85–101. Ossolineum. Wrocław.
- FURKALUK J., SKALNY A., 1968 — Opracowanie badań sejsmicznych wykonanych w rejonie Szczecin–Strzelce Krajeńskie–Kostrzyń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- FRANKE D., 1990 — Submeridionale transcurrent Störungen im prepermischen Untergrund der Mitteleuropischen Senke. *Z. Angew. Geol.*, **36**, 6: 201–207.
- FRISCHBUTTER A., SCHWAB G., 1995 — Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der Umrahmung der Ostsee-Depression. Ein Beitrag zu IGCP-Projekt Nr. 346 “Neogeodynamica Baltica”. *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, **2**: 59–67.
- GARETSKY R.G., LEVKOV E., SCHWAB G., KARABANOV A., AIZBERG R., GARBAR D., KOCKEL F., LUDWIG, A.O., LYKKE-ANDERSEN H., OSTAFICZUK S., PALIENKO V., SIML., ŠILIAUPA A., SOKOŁOWSKI J., STACKEBRANDT W., 1999 — Main neogeodynamic features of the Baltic Sea and adjacent areas. *Tech. Poszuk. Geol.*, **1**: 17–27.
- GRANICZNY M., DOKTÓR S., 1992 — Mapa fotogeologiczna obszaru niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa Wielkopolskiego. Skala 1:200 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Pomorski. Szczecin.
- HURTIG, E., 1965 — Beziehungen zwieschen Oberfläshenmorphologie und Salzstrukturen. *Geoph. Geol.*, **7**: 42–56.
- ILLES H., 1955 — Pleistozäne Salzstockbewegungen in Norddeutschland und ihre regionale Anordnung. *Geol. Rdsch.*, **43**: 70–78.
- INSTRUKCJA opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, 1996. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JACKSON M.P.A., TALBOT C.J., 1986 — External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *GSA Bull.*, **97**: 305–323.
- JARITZ W., 1973 — Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwest-Deutschlands. *Geol. Jb.*, A **10**: 3–77.

- JARITZ W., 1980 — Einige aspekte der Entwicklungsgeschichte der nordwestdeutschen Salzstöcke. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **131**: 384–408.
- JASKOWIAK-SCHOENEICH M., 1969 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego z antyklinoorium pomorskim w okolicy Zalewu Szczecińskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 596–602.
- JASKOWIAK-SCHOENEICH M., 1976 — Kenozoiczne procesy tektoniczne w niecce szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **24**, 10: 580–583.
- JASKOWIAK-SCHOENEICH M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 178 s.
- JASKOWIAK-SCHOENEICH M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**: 98 s.
- JOHANSEN A., 1971 — Salinar tektonische Einflüsse auf Ausbildung und Verbreitung tetrirer und quartrer Sedimente in Ost-Holstein. *Meyniana*, **21**: 33–39.
- KARASZEWSKI W., 1981 — Wstrząsy sejsmiczne w Polsce (bez Karpat i Sudetów) i ich związek z budową głębokiego podłoża. *Kwart. Geol.*, **25**, 3: 581–592.
- KARCZEWSKI A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **8**, 3: 106 s.
- KASIŃSKI J., PIWOCKI M., 1995 — Outline of development of the lower Oligocene transgression in northern Poland. *Tech. Poszuk. Geol.*, **3**: 47–52.
- KASIŃSKI J., PIWOCKI M., 1999 — Tertiary tectonic Troughs in the Polish Lowlands. *Tech. Poszuk. Geol.*, **1**: s. 57.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA K., 1979 — Najstarsze zlodowacenie, geneza podłoża czwartorzędu i wiek Wzgórz Warszawskich na tle budowy geologicznej Szczecina. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**: 41–56.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K., 1970a — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 539–555.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K., 1970b — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Stud. Geol. Pol.*, **33**: 93–108.
- KOWALSKA A., 1960 — Paleogeomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. *Pr. Geogr. PAN*, **21**: 75 s.
- KOZARSKI S., 1986 — Time scales and the rhythm of Vistulian geomorphic events in the Polish Lowland. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- KOZŁOWSKA M., 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **337**: 41–114.
- KRYGOWSKI B., 1959 — O związkach rzeźby dziesięcioletniej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. *Zesz. Naukowe UAM*, **21**, *Geografia*, 2: 69–86.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 — Quaternary tectonics in the Kleszczów Graben (central Poland); a study based on sections from the “Bełchatów” outcrop. *Quatern. Stud.*, **11**: 65–90.
- KRZYSZKOWSKI K., CZERWONKA J.A., 1995 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, 1702, *Pr. Inst. Geogr. Ser. A*, **7**: 37–61.
- KURZAWA M., 1998 — O przesłankach czwartorzędowej mobilności wybranych form tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Mat. III Ogólnopol. Konf. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość*: 39–40. Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Kraków.
- KURZAWA M., 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstocenijskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 489–498.
- KURZAWA M., 2000a — Przestrzenny model budowy kenozoiku Polski północno-zachodniej na cyfrowych geologicznych mapach ścięcia poziomego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 306–312.

- KURZAWA M., 2000b — Digital space model of Cenozoic cover in NW Poland. Proc. III Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems: 126–129. Bayerisches Geologisches Landesamt. München.
- KURZAWA M., 2001 — Traces of vertical tectonic movements recorded in Pleistocene sediments in NW Poland. *Z. Geol. Wiss.*, **29**, 1/2: 75–82.
- KURZAWA M., 2002 — Symptoms of Quaternary tectonic movements in NW Poland. *Fol. Quatern.*, **73**: 13–29.
- KURZAWA M., 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quatern. Intern.*, 101–102: 137–148.
- LINDNER L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 1982 — Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Rozpr. UW*, **174**: 179 s.
- LISZKOWSKI J., 1993 — The effects of Pleistocene ice-sheet loading-deloadng cycles on the bedrock structure of Poland. *Fol. Quatern.*, **64**: 7–24.
- LISZKOWSKI J., WÓJCIK G., 1969 — Anormalna miąższość utworów czwartorzędowych w okolicy Łęczycy i ich geneza. *Prz. Geol.*, **17**, 10: 494–495.
- LUDWIG A.O., 1995 — The surface of Holsteinian interglacial sediments as a base level for reconstruction of vertical neotectonic movements in northern Germany. *Tech. Poszuk. Geol.*, **3**: 31–36.
- LUDWIG A.O., 1999 — Tectonic and non-tectonic causes of the interglacial Holsteinian sea transgression into central Baltic Sea region. *Tech. Poszuk. Geol.*, **1**: 58–66.
- LUDWIG A.O., 2001 — Die neotektonische Ausgestaltung des südlichen Ostseeraumes. *Z. Geol. Wiss.*, **29**, 1/2: 149–167.
- LUDWIG A.O., SCHWAB G., 1995 — Neogeodynamica Baltica — ein internationales Kartenproject (IGCP-Project Nr 346). Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit Beginn des Rupelian (Unteroligozän) bzw. seit Ende der Holstein-Zeit. *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, **2**: 47–57.
- ŁUBIENKOWA H., FURKALUK J., JASIŃSKI W., 1968 — Szkic głębokościowy z przystropowej partii jury, synklinorium szczecińskie, skala 1:200 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA geologiczna Polski 1:200 000 wyd. B. Inst. Geol., Warszawa:  
Butrymowicz N., Nosek M., 1975 — ark. Świdwin;  
Dobracki R., 1977 — ark. Szczecin;  
Kozłowski I., Nosek M., 1977 — ark. Gorzów Wielkopolski;  
Uniejewska M., Nosek M., 1975 — ark. Pyrzyce.
- MARKS L., 1988 — Relations of substrate to the Quaternary palaeorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH*, 1165, *Geol. Kwart.*, **14**, 1: 76 s.
- MARKS L., 2002 — Last Glacial Maximum in Poland. *Quatern. Sc. Rev.*, **21**, 1–3: 103–110.
- MASŁOWSKA M., 1999 — Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.* **47**, 11: 1016–1021.
- MATKOWSKA Z., MOJSKI J., 1975 — Budowa geologiczna górnoplejstocenijskich osadów Niziny Szczecińskiej. *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 679–688.
- MŁYŃSKI S., DADLEZ R., DĄBROWSKA B., GROBELNY A., JANKOWSKI H., KARACZUN K., KOZERA A., KRÓLIKOWSKI C., MAREK S., SKORUPA J., 1979 — Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Moryń–Lębork, Gorzów–Bytów i Pleszew–Sierpc. *Biul. Inst. Geol.*, **314**: 49–96.
- MOJSKI J.E., 1977a — Mapa geologiczna Polski 1: 200 000, ark. Szczecin. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

- MOJSKI J.E., 1977b — Budowa geologiczna osadów plejstocenijskich w obszarze centralnej części lobu Odry. *Kwart. Geol.*, **21**, 2: 370–371.
- MOJSKI J.E., 1984a — Budowa geologiczna. *W: Północne Pomorze* (red. B. Augustowski): 9–40. Wyd. Gd. Tow. Nauk. PAN. Gdańsk.
- MOJSKI J.E., 1984b — Budowa geologiczna Polski. T. 1, Stratygrafia, cz. 3b, Kenozoik, Czwartorzęd: 23–24. Wyd. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E., 1993 — Europa w plejstocenie. Wyd. PAE. Warszawa.
- MÖBUS G., 1996 — Tektonische Erbalangen im Quartär des südlichen Ostseeraumes — eine Richtungsanalyse. *Z. Geol. Wiss.*, **24**, 3/4: 325–334.
- MÖRNER N.A., 1990 — Glacioisostatic and longterm crustal movements in Fenoscandia with respect to lithospheric and atmospheric processes and properties. *Tectonophysics* **176**, 1/2: 13–24
- NIEWIAROWSKI W., 1983 — Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Prz. Geogr.*, **55**, 1: 13–31.
- NIEWIAROWSKI W., PASIERBSKI M., 1999 — Influence of bedrock on the Quaternary deposits in central Kraina Lakeland. *Geol. Quart.*, **43**, 1: 49–60.
- OBJAŚNIENIA do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Inst. Geol. Warszawa:
- Dobracka E., 1980 — ark. Nowe Warpno;
  - Dobracka E., 1982 — ark. Tanowo;
  - Dobracka E., 1988 — ark. Kołobrzeg i Ustronie Morskie;
  - Dobracka E., Dobracki R., Matkowska Z., 1977 — ark. Dziwnów i Kamień Pomorski;
  - Dobracki R., 1980 — ark. Gryfino;
  - Dobracki R., 1982 — ark. Szczecin;
  - Kopczyńska-Lamparska K., 1979 — ark. Niechorze;
  - Kurzawa M., 1993 — ark. Żeliszew;
  - Kurzawa M., w druku — ark. Dobra;
  - Matkowska Z., Ruszała M., Wdowiak M., 1977 — ark. Świnoujście i Międzyzdroje;
  - Piotrowski A., 1981 — ark. Dołuje;
  - Piotrowski A., 1982 — ark. Police;
  - Piotrowski A., 1990 — ark. Widuchowa;
  - Piotrowski A., 1991a — ark. Chojna;
  - Piotrowski A., 1991b — ark. Cedynia;
  - Ruszała M., 1981 — ark. Racimierz;
  - Ruszała M., 1988 — ark. Wielgowo;
  - Ruszała M., 1995 — ark. Stare Czarnowo;
  - Ruszała M., Dobracka E., Piotrowski A., 1979 — ark. Wolin i Międzywodzie.
- OSTAFICZUK S., 1995 — Impact of Poland's geological structure on geodynamics. *Tech. Poszuk. Geol.*, **3**: 79–107.
- OSTAFICZUK S., 1999 — Neogeotectonic features in the sub-Quaternary surface. *Tech. Poszuk. Geol.*, **1**: 77–81.
- PAGACZEWSKI J., 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce z lat 1000–1970. *Mater. Pr. Inst. Geof. PAN*, **51**: 3–36.
- PETECKI Z., JÓ WIĄK W., 1991a — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-lódzkiej i warszawskiej. Arkusz Pyrzyce. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- PETECKI Z., JÓ WIAK W., 1991b — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permio-mezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-lódzkiej i warszawskiej. Arkusz Gorzów Wielkopolski. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PIOTROWSKI A., 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, **35**, 2: 221–234.
- PIOTROWSKI A., 1999 — Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędzowej lądolodu na migrację soli. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1016–1021.
- POBORSKI J., 1957 — O wstępnych badaniach struktury solnej pod Łęczycą. *Biul. Inst. Geol.*, **105**: 167–176.
- POŻARYSKI W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- RUSZAŁA M., SOCHAN A., KURZAWA M., 1994 — Korelacja stratygraficzna osadów zastoisk pyrzyckiego i wełyńskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Pomorski. Szczecin.
- SENI S J., JACKSON M.P.A., 1983 — Evolution of salt structures, East Texas diapir province. part 1: Sedimentary record of halokinesis, part 2: Patterns and rates of halokinesis. *AAPG Bull.*, **67**: 1219–1244, 1245–1279.
- SCHOENEICH K., 1962a — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczec. Tow. Nauk. Wyzd. Nauk Techn.*, **3**, 1: 96 s.
- SCHOENEICH K., 1962b — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **8**, 9: 488–489.
- SCHWAB G., LUDWIG A.O., 1996 — Zum relief der Quartarbasis in Norddeutschland. Bemerkungen zur einer neuen Karte. *Z. Geol. Wiss.* **24**, 3/4: 343–350.
- SMGP — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa:
- Dobracka E., 1980 — ark. Nowe Warpno;
  - Dobracka E., 1982 — ark. Tanowo;
  - Dobracka E., 1987a — ark. Ustronie Morskie;
  - Dobracka E., 1987b — ark. Kołobrzeg;
  - Dobracka E., 1994 — ark. Gryfice;
  - Dobracka E., Dobracki R., 1977a — ark. Kamień Pomorski;
  - Dobracka E., Dobracki R., 1977b — ark. Dziwnów;
  - Dobracki R., 1980 — ark. Gryfino;
  - Dobracki R., 1982 — ark. Szczecin;
  - Kopczyńska-Lamparska K., 1979 — ark. Niechorze;
  - Kurzawa M., 1993 — ark. Żeliszew;
  - Kurzawa M., 2000 — ark. Banie;
  - Piotrowski A., 1981 — ark. Dołuje;
  - Piotrowski A., 1982 — ark. Police;
  - Piotrowski A., 1988 — ark. Widuchowa;
  - Piotrowski A., 1990a — ark. Chojna;
  - Piotrowski A., 1990b — ark. Cedynia;
  - Piotrowski A., 1999a — ark. Stara Rudnica;
  - Piotrowski A., 1999b — ark. Mieszkowice;
  - Ruszała M., 1978 — ark. Wolin i Międzywodzie;

- Ruszała M., 1981 — ark. Racimierz;
- Ruszała M., 1986 — ark. Wielgowo;
- Ruszała M., 1998 — ark. Pyrzyce;
- Ruszała M., 1999 — ark. Stare Czarnowo;
- Ruszała M., Dobracka E., Piotrowski A., 1977 — ark. Świnoujście i Międzyzdroje;
- Ruszała M., Wdowiak M., 1977 — ark. Świnoujście i Międzyzdroje.
- SOKOŁOWSKI J., 1972 — Rola tektoniki salinarnej w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. *Biul. Inst. Geol.*, **252**: 98–118.
- STACKEBRANDT W., 1997 — Zur Strukturgeologie am Südrand der Nord(ost)deutschen Senke. *Z. Geol. Wiss.*, **25**, 1/2: 239–243.
- STACKEBRANDT W., GARETSKI R., AIZBERG R., KARABANOW A., LUDWIG A., OSTAFI-CZUK S., 2001 — Zur Neogeodynamik der nördlichen Mitteleuropas — Ergebnisse aus dem IGCP-Projekt 346 “Neogeodynamica Baltica”. *Z. Geol. Wiss.* **29**, 1/2: 13–16.
- STEWART I. S., SAUBER J., ROSE J., 2000 — Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quatern. Sc. Rev.*, **19**, 14–15: 1367–1389.
- TARKA R., 1988 — Postglacialne dźwiganie wysadów solnych w Inowrocławiu i Górze — fenomen szybkości. *Prz. Geol.*, **36**, 2: 105–106.
- TARKA R., 1992 — Tektonika wybranych złóż soli w Polsce na podstawie badań mezostrukturalnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **137**: 47 s.
- TEICHMÜLLER R., 1948 — Das oberflächenbild des Salzdomes von Segenberg in Holstein. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **98**: 7–29.
- THORSON R.M., 2000 — Glacial tectonics: a deeper perspective. *Quatern. Sc. Rev.*, **19**, 14–15: 1391–1398.
- TRUSHEIM F., 1960 — Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bull.*, **49**, 9: 1519–1540.
- WIENHOLZ R., 1969 — Über den geologischen Bau des untergrundes im Nordostdeutschen Flachland. *Jb. Geol.*, **1**: 1–87.
- WRONICZ S., 1988a — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cech-szyńskiego-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych, arkusz Szczecin. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WRONICZ S., 1988b — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cech-szyńskiego-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych, arkusz Kołobrzeg i Świdwin. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WYRZYKOWSKI T., 1990 — Opracowanie map gradientów prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Pr. Inst. Geol.*, **37**, 1–2: 225–248.
- ZNOSKO J., 1969 — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. Przew. 49. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 5–48. Wyd. Geol. Warszawa.

## SUMMARY

The aim of this paper is to describe the differentiation pattern of the Pleistocene cover overlying the Permo-Mesozoic tectonic elements, in a selected fragment of the Polish–German Lowlands, in order to evaluate the dynamics of the glacioisostatically induced tectonic movements and their influence on the development of deposition and erosion processes in glaciated areas. The analysis of relations between variations of the Ce-



nozoic and Pleistocene complexes and tectonic framework, helps to appraise the significance of mobile tectonic elements in the formation of the Pleistocene glaciogenic cover. The paper reviews the vertical displacements of tectonic blocks constructing the regional tectonic units, which occurred along very old fault zones cutting the sub-Permian basement, but considers also the activity of singular faults of the Permo-Mesozoic complex. However, the greater part of the paper is dedicated to the mobility of salt structures, driven by glacioisostatic processes connected with ice-sheet loading – deloading cycles reviving the Zechstein salt migration.

The investigated area (approximately 12 000 km<sup>2</sup>) is situated in NW Poland, between the Odra and Warta rivers, the border with Germany, the Baltic Sea coast, and the 16th meridian East of Greenwich (Figs. 1, 2). Pleistocene cover can be regarded as almost continuous, except for a 2 km<sup>2</sup> hiatus existing at the highest elevation of the sub-Cenozoic surface, and its maximum thickness reaches 237 m. The Pleistocene stratigraphic division has been based on lithostratigraphic examinations of glacial till core samples, taken from 66 “cartographical drillings”, made for the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000. The synthesis of these examinations allowed 9 main till horizons to be distinguished. They represent the Narevian (Menapian), Nidanian and Sanian (Elsterian), Odranian (Saalian 1 + 2), Wartanian (Saalian 3 + Warthe), Vistulian (Weichselian) glaciations.

The analyzed tectonic elements were positioned according to maps of main conductive seismic horizons, like Zechstein (Leine), Triassic (Muschelkalk and Bundsandstein) and uppermost Jurassic, elaborated on scale 1:200,000, by the Geophysics Department of the Polish Geological Institute (Wronicz, 1988a, b; Petecki, Józwiak, 1991a, b).

### Tectonic block displacements

The most spectacular case of the Pleistocene cover differentiation over fragments of two regional tectonic units is visible between the northern parts of the Pomeranian Wall and the Szczecin Trough (Figs. 11, 12). On the uplifted unit, the Pomeranian Wall, where the Tertiary sediments have been removed, the Pleistocene cover is also partly destroyed, and this is expressed by a reduction of thickness and stratigraphic section, in relation to the unit which was lowered. The thickness of Pleistocene cover in the Pomeranian Wall usually reaches no more than 10–40 m, increasing only within tectonic depressions, whereas in the Szczecin Trough area it usually exceeds 100 m. The stratigraphic log of the Pleistocene cover in the Pomeranian Wall, in most of the drilling cores which were put under lithostratigraphic examination, begins with the Odranian or Wartanian glaciation sediments and is deprived of older Quaternary deposits. The till layers, representing the three oldest glacial events, Narevian, Nidanian and Sanian, commonly found in the lowered unit, were almost totally removed from the uplifted unit. In the Szczecin Trough area, the stratigraphic log of Pleistocene sediments is much richer and usually begins with Sanian glaciation deposits, and in many places with older, Nidanian or Narevian sediments.

The described differentiation of the Pleistocene cover has been interpreted as an effect of tectonic uplift of the Pomeranian Wall in relation to the Szczecin Trough during the Pleistocene period. The tectonic displacement exposed the uplifted unit area to intensive exaration by advancing glaciers and denudation during interglacial periods. Podlasiian (Cromerian) and Mazovian (Holsteinian) interglacial periods should be considered as the main stages of the Pleistocene uplifting movements. This suggestion is supported by almost total removal of Narevian, Nidanian and Sanian deposits from the Pomeranian Wall, as well as the manner in which they are preserved, being covered by younger Pleistocene sediments only within the deepest tectonic depressions.

The southern borders of areas characterized by distinct reduction of the Cretaceous, Tertiary and Pleistocene covers on the Pomeranian Wall run parallel to the 200 m high escarpment within the sub-Cenozoic and sub-Quaternary surfaces, which is concordant with the Świnoujście–Drawsko fault zone, and which divides the Pomeranian Wall from the Szczecin Trough. This means that both Tertiary and Quaternary vertical movements between examined tectonic units were continuing along this reactivated, very old and deep dislocation zone deep rooted within the sub-Permian basement.

The described sharp reduction of Pleistocene and Tertiary sediments on the Pomeranian Wall is typical mainly for the Wolin and Gryfice blocks, and the northern corner of the Kołobrzeg Block, which constitute the north-western segment of this tectonic unit. The Pleistocene cover, overlying the south-eastern part of the examined fragment of the Pomeranian Wall, does not display such noticeable differentiation in relation to the neighbouring Szczecin Trough area. Such differentiation can be seen between individual tectonic blocks building the Pomeranian Wall.

The analysis gave no evidence of Pleistocene cover variation between the remaining Permo-Mesozoic regional tectonic units. This may suggest that between the Szczecin Trough, Gorzów Block, Brandenburger Zwischeneinheit and Ostbrandenburg-Mecklemburg Einheit no significant vertical movements occurred during the Pleistocene period. However, some indicators confirm tectonic engagement of these regional units. The Lower Odra and Pyrzyce–Krzyż fault zones, which divide these tectonic units, show symptoms of reactivation. The reactivation is marked by the occurrence of elongated depressions in sub-Cenozoic and sub-Quaternary surfaces, running parallel to 40–70 km long fragments of fault zones (Figs. 2, 3, 5, 21, 22). Within the discussed depressions, the sub-Quaternary surface descends even to 150–170 m b.s.l., and then their depth exceeds 150–200 m. They are filled up by extremely thick (up to 224 m) Pleistocene sediments, which have a rich stratigraphic log, containing 8–9 glacial till layers, usually beginning with the Sanian and in some places with Nidanian or Narevian tills (Figs. 21, 22).

The recent reactivation of the Świnoujście–Drawsko, Pyrzyce–Krzyż and Lower Odra fault zones, which separate the main tectonic units, were confirmed by repeated leveling results (Kurzawa 2002). Reactivation symptoms are recorded as peak points on repeated levelling curves at places where levelling lines run across the dislocations and, supposedly, may reflect the displacements of singular blocks within dislocation zones. The repeated leveling also allows observation of recent vertical displacements between the blocks constructing the main tectonic units (*op. cit.*).

### **Uplift of salt structures**

The architecture of the Pleistocene cover, and the structure of its basement are quite different in areas over the examined salt structures (anticlines with a Zechstein salt body in the core) in relation to those observed in areas located over Permo-Mesozoic synclines (Figs. 10, 13–22).

The occurrence of extensive depressions within the sub-Quaternary surface may be regarded as typical for the areas situated over all analyzed Permo-Mesozoic synclines. The depth of these depressions can reach 150–200 m, in relation to distinct elevations of the sub-Quaternary surface, which have developed above 23 of the 25 examined salt structures. A comparison of drilling and geophysical data confirmed that the above mentioned sub-Quaternary surface elevations and depressions can be correlated with elevations and depressions within the sub-Cenozoic (Mesozoic roof) surface and similar relief elements of seismic conductive horizons within the Permo-Mesozoic complex.

The suggestion pointing to the fold nature and halotectonic genesis of sub-Quaternary surface elevations over salt anticlines is supported by their internal structure, presented on geological maps of horizontal cutting (Kurzawa 2000a, 2002). On consecutive cutting levels we observe a picture typical for horizontal sections of anticlinal forms.

The discussed sub-Quaternary surface elevations and depressions should be treated as a subsequent generation of deformations, caused by Zechstein salt migration and uplift of salt structures during the Quaternary period. Such interpretation is also based on the Pleistocene cover anomalies connected with the discussed forms within the sub-Quaternary surface. In areas over salt anticlines the Pleistocene cover is sharply reduced, which is expressed by decreasing thickness and simplification of the stratigraphic log in relation to areas of synclinal forms.

The thinning of the Pleistocene cover was noticed over almost all examined salt structures, where minimal thickness values range from 8 to 83 m. The thickness of Pleistocene sediments increases up to 150–200 m within the deepest parts of sub-Quaternary surface depressions developed over Permo-Mesozoic synclines, so it is 100–200 m thicker than over salt anticline crests. The thickness of Tertiary sediments is differentiated

in the same way, but connections with the architecture of the Permo-Mesozoic complex are even closer than in the case of Quaternary deposits.

Lithostratigraphic studies proved that thickness reduction of the Pleistocene complex occurring over salt anticlines crests is accompanied by simplification of its stratigraphic section in relation to synclinal areas (Figs. 10, 13–22). The stratigraphic log of the Pleistocene sediments which fill the “synclinal” depressions of the sub-Quaternary surface, contains 7–9 till horizons, representing all glacial events which occurred in that region. By contrast, the Pleistocene deposits overlying salt anticlines usually contain only 3–4, and in some places only 2, uppermost, youngest till horizons representing Odranian, Wartanian and Vistulian glaciations. The older till horizons, the Narevian, Nidanian and Sanian, have been removed. This can be interpreted as the result of uplift, affecting the areas over salt anticline tops, and leading to their exposure to the intensive activity of destructive processes, mainly exaration and denudation.

Moreover facies distribution within the Pleistocene complex is in many places controlled by the location of salt tectonic structures (Figs. 10, 13–22). Water-laid sediments, like fluvioglacial, fluvial and glaciolacustrine deposits have been best developed within depressions of the sub-Quaternary surface, formed over Permo-Mesozoic synclines. Gravel, sand, silt and clay layers show thickness reduction or disappear over crests of salt anticlines, where glacial tills usually (but not always) become the main component of the Pleistocene cover.

The described relations between the location of salt structures and variations within their Pleistocene cover can not be traced in zones of intensive glaciotectonic disturbances. These zones originated as a result of the squeezing of the Cenozoic cover by glaciers fronts. They occupy at least 15–17% of the investigated area (Kurzawa 1999, 2000a, 2002).

The most intensive uplift of salt structures took place during the Podlasian (Kromerian) and Mazovian (Holsteinian) interglacials, which is proved by removal of Narevian, Nidanian, Sanian (older than Saalian) deposits from areas situated over anticlinal crests and their occurrence mainly within the synclinal depressions.

The recent uplift of the examined salt anticlines in relation to synclinal areas is reflected in repeated leveling measurements. Representative data were collected for Chabowo, Gryfino, Recz, Maszewo, Szczecin, Myślibórz salt anticlines, and neighbouring synclines and/or major fault zones. The velocity of recent uplifting movements of salt anticlines and the velocity of subsidence in synclinal areas, were estimated at about 0,3–2,0 mm/yr, averaging out at 1 mm/yr (Kurzawa, 2002, 2003). When we assume that the comparable velocity of vertical movements could be typical for the Cromerian and Holsteinian, we may expect that, the value of subsidence in synclinal areas could reach tens of meters in relation to salt anticlines during these main stages of Pleistocene tectonic displacements. Subsidence of such value was sufficient to cause the described variability of facies, observed within the Pleistocene cover over salt tectonic folds.

The described relations between facies variation of the Pleistocene cover and tectonic elements mainly concern sediments originating from the advance of glaciers, which occurred after the main interglacial and interstadial periods. This supposition is based upon observations proving that spatial distribution of facies within deposits formed during the decay of the last ice-sheet show only very slight connections with distribution of some salt structures (Kurzawa, 1999). The time factor was supposedly decisive here. The renewal of a tectonically-produced system of water circulation demanded a period of tectonic mobility, which had to be long enough to result in the regeneration of tectonic depressions within the Earth's surface which were buried by newly deposited glacial sediments. Such re-enforcement of the glacio-fluvial and fluvial system might be associated with isostatically driven uplift during interglacial periods.

## Conclusions

The variation pattern of stratigraphic log and thickness of the Pleistocene glaciogenic deposits overlying the examined tectonic elements implies that vertical tectonic movements were most intensive during the Kromer and Holstein interglacial periods, and weaker during the Eemian. This conclusion corresponds with the examinations conducted in central and eastern Poland by Baraniecka (1975, 1995), Marks (1988), Ber (2000).

The evident increase in the rate of uplift during the interglacials indicates the glacioisostasy related to ice-sheet loading-deloaded cycles as a main factor responsible for tectonic vertical displacements. Isostatically driven reactivation of old crustal structures induced displacements between blocks constructing the sub-Permian basement (Liszkowski, 1993). This revived migration of the Zechstein salt masses, resulting in an increased uplift of investigated salt anticlines and subsidence in synclinal areas. Mobile blocks and salt structures shaped the architecture of the environment in which sedimentation and erosion took place, determining the development of these processes, and determining the formation of the water circulation system, as well as the location of zones of exaration and glaciotectonic disturbances. Vertical tectonic displacements resulted in differentiation of the Pleistocene cover, expressed by a reduction in its thickness and stratigraphic section over uplifted tectonic elements in relation to those lowered.

The recognized pattern of variation within the Pleistocene sediments shows very a distinct coincidence with the system of local tectonic elements, and much weaker connections with the distribution of main Permo-Mesozoic tectonic units. The major features of the Pleistocene cover, such as spatial variability of facies, thickness and stratigraphic log, are connected with the distribution of salt tectonic folds, grabens, and occasionally with some individual blocks deep-rooted within the sub-Permian basement.

Pleistocene vertical movements were supposedly not manifested by displacements of entire regional Permo-Mesozoic tectonic units, but by displacements between singular blocks constructing these units. The displacements between fragments of regional units and blocks of various rank have been marked by the reactivation of fault zones separating them, expressed by: 1) the escarpments within the sub-Quaternary surface running parallel to the fault zones, separating units or blocks, which are characterized by different architectures of their Pleistocene cover; 2) the elongated depressions in the sub-Quaternary surface, running along the fault zones, and filled up by the Pleistocene sediments characterized by extreme thickness and a rich stratigraphic log.

Salt tectonics, despite being the secondary process renewed and/or intensified by isostatic block displacements, should be regarded as the process directly responsible for the described differentiation of the Pleistocene complex. The results of the uplift of salt structures, recorded within the Pleistocene sediments, concealed the traces of block movements in the greater part of the investigated area.