

Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli

Andrzej Piotrowski*

Na ogólny przebieg skutków obciążeń i odciążen litosfery przez lądolody nakłada się zjawisko nieodwracalnego i krótkotrwałego procesu inicjacji i przyspieszenia ruchów soli. Proces ten zachodził w bezpośrednim sąsiedztwie strefy brzeżnej lądolodu. Istnieje zależność między czasem lądolodu a zwłaszcza strefą brzeżną, warstwy soli oraz rzeźbą terenu. Strefa brzeżna lądolodu stwarza zróżnicowane obciążenie na podłoże. Duża szerokość czaszy lądolodu decyduje o relatywnie niewielkim stopniu zaniku nacisków statycznych. Spełnienie w warstwie soli warunku zróżnicowanego napięcia ciśnień o wartości 0,5 MPa–1,5 MPa decyduje o jej uruchomieniu i przyspieszeniu przepływu wg mechanizmu halokinezy zróżnicowanego obciążenia. Reaktywacja uskoków tektonicznych, wzmożony przepływ ciepła geotermalnego wpływały na procesy w strefie brzeżnej lądolodu i w konsekwencji na rzeźbę terenu. Związek przyczynowo-skutkowy ma więc charakter sprzężenia zwrotnego.

Słowa kluczowe: halokineza zróżnicowanego obciążenia, ruchy soli, rzeźba terenu

Andrzej Piotrowski — **Influence of differential marginal ice-sheet loading on salt migration.** Prz. Geol., 47: 1016–1020.

Summary. Effects of loading and deloading of lithosphere by ice-sheet has overlay the irreversible and momentary phenomenon of initiation and acceleration of salt movements. This phenomenon occurs in direct neighborhood of marginal zone of ice-sheet. The marginal ice-sheet created differential loading on substratum. The major width of ice-sheet had influence on minor grade glaciostatic stress. The most important condition to activate and speed up movement of salt flow in differential loading halokinesis is the salt layer differential grade of stress value (0.5 MPa–1.5 MPa). Reactivation tectonic faults and intensification flow of geothermal heat had influence on processes in marginal ice-sheet and in consequence on morphology. Cause-effect relation had character of relationship interdependence.

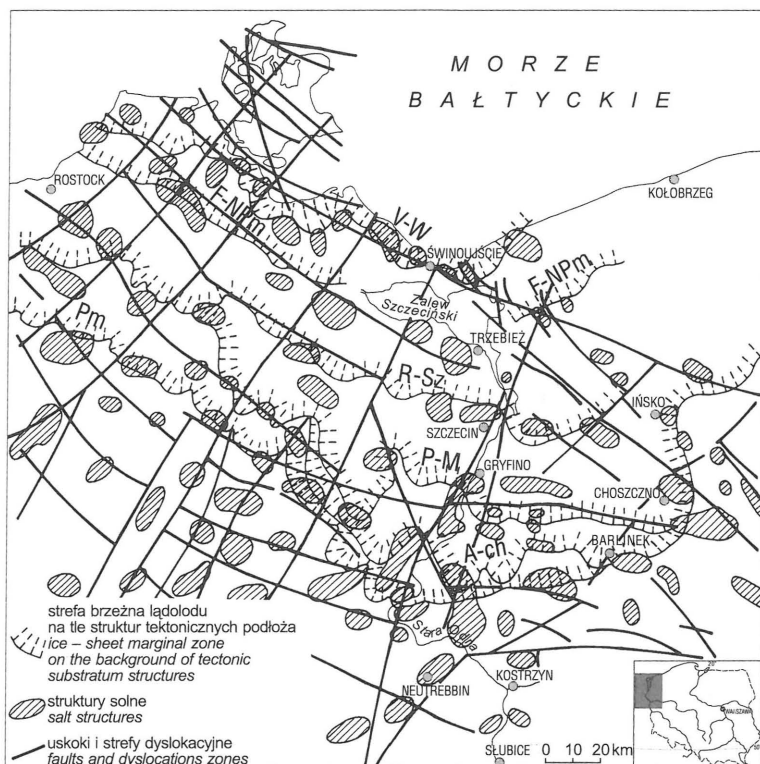
Key words: differential loading halokinesis, salt movements, morphology

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, ul. Storrady 1, 71-602 Szczecin

Rozpatrywany obszar obejmuje nieckę szczecińską oraz blok Gorzowa. W obszarze cechsztyńskiego basenu sedimentacyjnego Dadlez ([W:] Jaskowiak-Schoeneichowej, 1979) wydzielił strefy centralną oraz brzezną, różniące się charakterem i dojrzałością rozwoju form tektoniki solnej. Na zachód od uskoku doliny dolnej Odry badany obszar należy wg Wienholza (1967) do jednostki brandenburskiej (Brandenburger Zwischeneinheit) i jednostki wschodniobrandenbursko-meklemburskiej (Ostbrandenburg-Mecklemburg Einheit).

Liszkowski (1975) daje ocenę wpływu obciążenia łądłodem na plejstoceniową i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. Omawiany obszar Pomorza Zach. zalicza do „nietrwających” (odwracalnych) regionalnych odkształceń ziemi o charakterze blokowym. Obszar niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa jest zaliczony do terenów o w pełni skompensowanych odkształceniach glaciepejrogenicznych. Skorupa ziemna reagowała na obciążenie łądłodem uginając się pod nim, a jednocześnie podniesieniem na bezpośrednim przedpolu.

Uwzględniając blokowy charakter struktur skał nadsolnych, a także podsolnych, na obszarze lobu Odry (Meklemburgia, Przedpomorze i Pomorze Zachodnie), należy w wyżej wymienionym modelu reakcji skorupy ziemskiej uwzględnić reakcję poszczególnych bloków i struktur niższego rzędu. Bloki reagowały kolejno, „klawiszowo”, odrębnie oraz w ściśle określonym czasie, ograniczonym do pobytu łądłodu lub jego bezpośredniego sąsiedztwa. Liszkowski (1992, 1993) przedstawił opis zjawiska obciążenia i odciążenia powierzchni podkenozoicznej przez łądłody oraz model wyjaśniający mechanizm powstawania glacyjkinematycznych deformacji wokół wysadów solnych.



Ryc. 1. Linie zasięgów moren czołowych na tle struktur tektonicznych podłoża; Pm — zasięg maksymalny fazy pomorskiej, A-Ch — subfaza Angermünde-Chojna, P-M — subfaza Penkun-Mielęcina, R-Sz — subfaza Rosenthaler-Szczecin, F-NPn — subfaza Franzburg-Pomorze Północne, V-W — subfaza Velgast-Wolin

Fig. 1. The lines of extent frontal moraines on the background of tectonic substratum structures; Pm — maximal Pomeranian phase, A-Ch — Angermünde-Chojna subphase, P-M — Penkun-Mielęcina subphase, R-Sz — Rosenthaler-Szczecin subphase, F-NPn — Franzburg-North — Pomeranian subphase, V-W — Velgast-Wolin

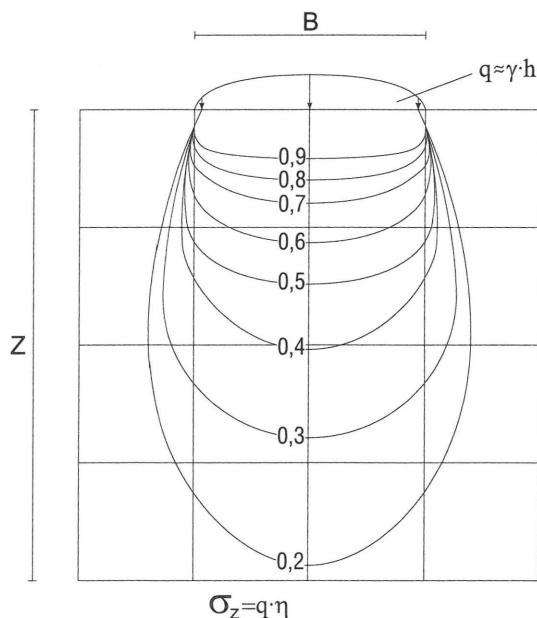
Mechanizm różnicowanego obciążenia

Na ogólny przebieg skutków obciążenia i odciążenia litosfery przez łądłody nakłada się zjawisko nieodwracalnego i krótkotrwałego procesu inicjacji i przyspieszenia ruchów soli.



Ryc. 2. Obciążenie podłoża przez łądłód. Przekrój poprzeczny, skala pionowa lodu dla czytelności powiększona 4 razy. Na rycinie pokazano linie pionowych naprężeń ściskających (izobary) w podłożu pod łądłodem. B — szerokość lodowca; q — nacisk na podłożę łądłodu; z — głębokość; δ_z — nacisk na głębokości z; η — współczynnik zaniku naprężeń; liczby ukazują wielkość naprężeń w częściach nacisku q; izobara $0,2 \times q$ osiąga głębokość równą dwukrotnej szerokości lodowca (2B); izobara $0,4 \times q$ osiąga głębokość równą szerokości lodowca (B); izobara $0,6 \times q$ osiąga głębokość równą ok. 1/5 szerokości lodowca (0,2B)

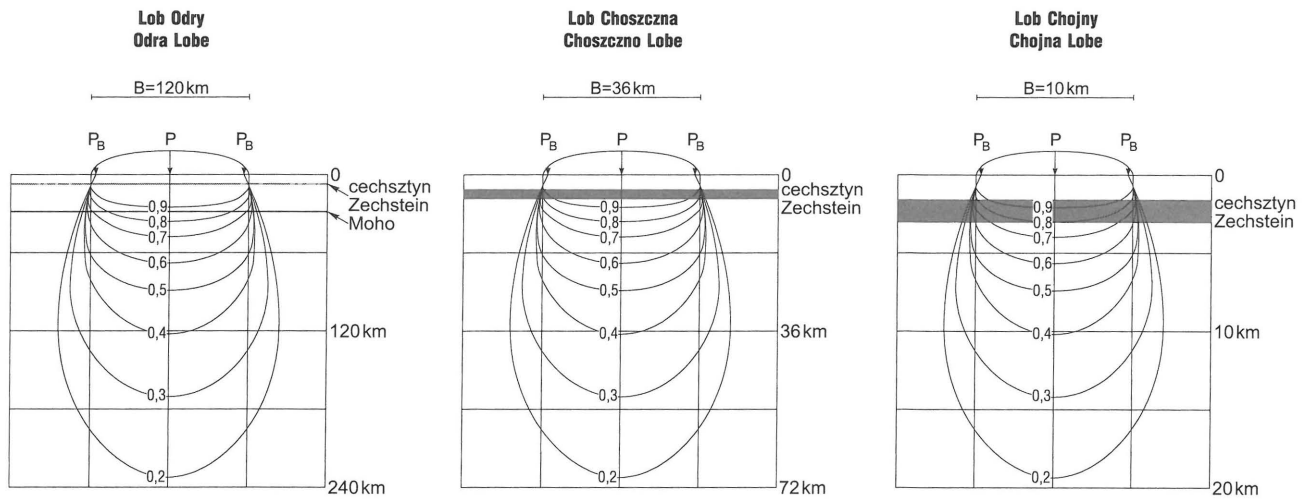
Fig. 2. Loading substratum by ice-sheet; cross section, vertical scale of glacier enlarged four times. The figure shows isobars of stress in substratum below ice-sheet. B — width of ice-sheet; q — a pressure on ice-sheet substratum; Z — depth, δ_z — stress on the depth z; η — factor of decay of stress; numbers show a magnitude of stress at parts of pressure q; isobar $0,2 \times q$ reach the depth equal two times the width of ice-sheet (2B); isobar $0,4 \times q$ reach the depth equal the width of ice-sheet (B); isobar $0,6 \times q$ reach the depth equal a half the width of ice-sheet (0,5B); isobar $0,9 \times q$ reach the depth equal about 1/5 width of ice-sheet (0,2B)



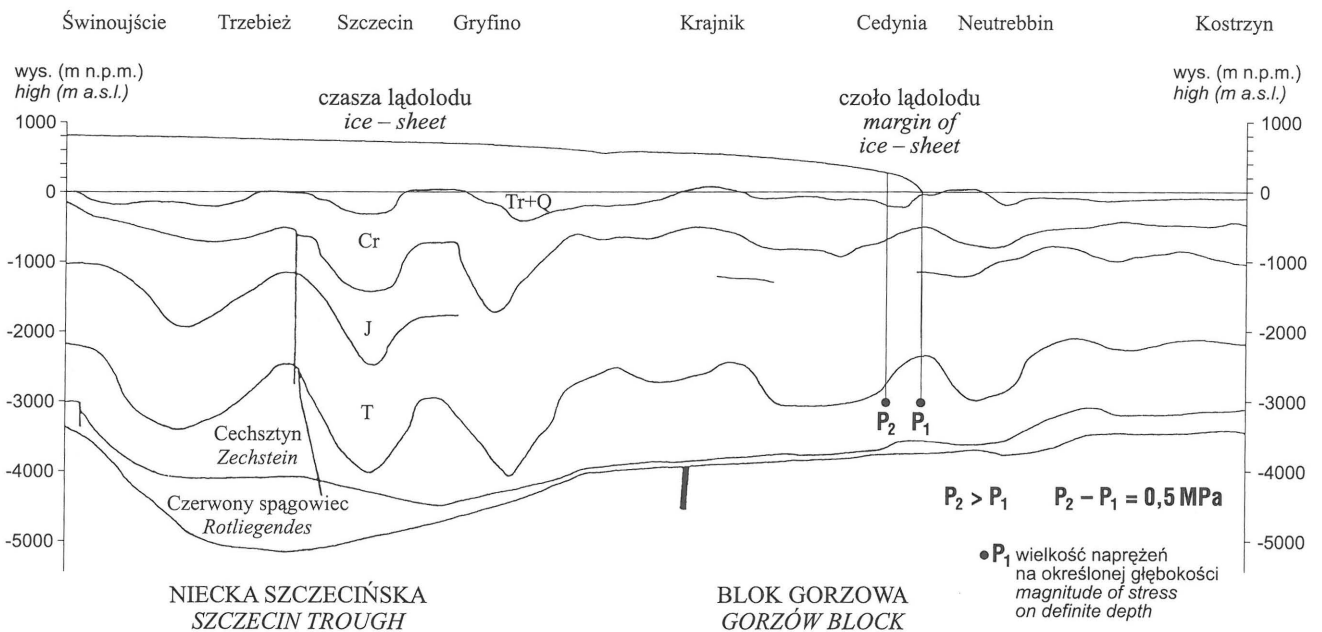
Czas zachodzenia zjawiska był relatywnie krótkotrwały i zachodził w bezpośrednim sąsiedztwie strefy krawędziowej lądolodu. Poniżej przedstawiono próbę objaśnienia uwarunkowań procesu halokinetycznego.

Jackson i Talbot (1986) opracowali schemat porządkujący mechanizmy ruchów soli. Wyróżnili m.in. mechanizm halokinezy zachodzącej przy zróżnicowanym obciążeniu (*differential loading halokinesis*). Warunkiem ruchu soli jest zaistnienie różnicy ciśnień 0,5 MPa–1,5 MPa. W niniejszym artykule podjęto próbę zastosowania wyżej wymienionego mechanizmu w celu objaśnienia inicjacji i ruchów soli pod wpływem zróżnicowanego obciążenia parabolicznie ukształtowanej strefy brzeżnej („stromego czoła”) lądolodu. Można wymienić właściwości soli, które mają wpływ na jej migrację również w warunkach obciążenia lądolodami:

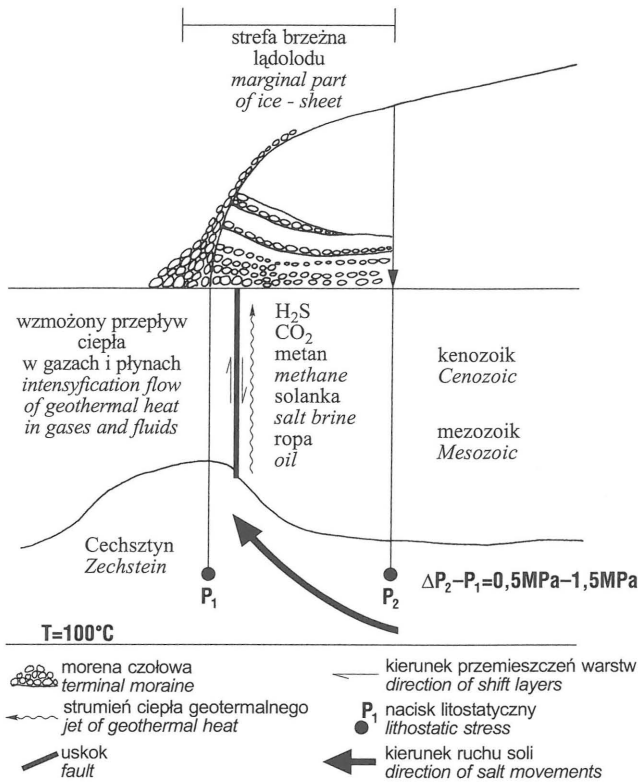
- 1) niski ciężar objętościowy — 2,2 g/cm³, średnio 15% niższy niż sąsiadujące skały,
- 2) zmniejszanie się ciężaru objętościowego wraz z głębokością pod wpływem temperatury,
- 3) wysoka plastyczność, czego miarą jest niska lepkość wahająca się od 10¹⁵ do 10²⁰ Pa·s, najniższa wśród skał litych (średnio 2–6 rzędów) malejąca pod wpływem wody,
- 4) przewodność termalna trzy razy większa niż dla typowych formacji osadowych,
- 5) niezbędna różnica ciśnienia (napężenie dewiatorowe) decydująca o migracji soli wynosi 0,5 MPa–1,5 MPa (Carter & Hansen, 1983; Kopnin, 1983 *vide* Dadlez & Jarszewski, 1994). W literaturze jest określana także jako niezbędny dla płynięcia soli potencjalny gradient (Meinhold, 1959), czy też zróżnicowanie napięcia (Jackson & Talbot,



Ryc. 3. Izobary naprężeń w podłożu lobów Odry, Choszczna i Chojny
 Fig. 3. Isobars in substratum of Odra, Choszczno and Chojna Lobes



Ryc. 4. Przekrój geologiczny wzdłuż doliny dolnej Odry
 Fig. 4. Longitudinal geological section along Lower Odra Valley



Ryc. 5. Warunki ruchu soli w podłożu strefy brzeżnej lądolodu
Fig. 5. Salt movement conditions in substratum of marginal ice-sheet zone

1984), które pozwala na płynięcie soli w kierunku najmniejszego potencjału.

Ciepło ma wpływ na mechanizm ruchów soli, zaistnienie inwersji gęstościowej i szybkość ruchu soli. Obciążenie lądolodu wpłynęło na rozluźnienie uskoku tektonicznych i na powstanie nowych, zwłaszcza ponad strukturami solnymi (struktury żółtowie). Wzdłuż płaszczyzn uskoku następowało wzmoczenie lub zainicjowanie przepływów strumienia ciepła wraz z gazami, wodami o zwiększonej mineralizacji i — w szczególnych przypadkach — z ropą naftową; z kolei strumień ciepła geotermalnego wpływał na spąg lądolodu zwiększając akumulację morenową (ryc. 5). Związek przyczynowo-skutkowy pomiędzy strefą brzeżną lądolodu, a warstwą soli ma więc charakter sprzężenia zwrotnego. Możliwość oddziaływania lądolodu na podłoże była zróżnicowana i zależna m.in. od tektoniki poszczególnych struktur czy też od rodzaju osadów trzeciorzędowych. Niska przewodność np. ilów i węgla brunatnego komplikowała obraz termiczny podłoża bezpośrednio pod lodowcem. Lokalnie dopływ wód do spękanej warstwy ilów w spągu kenozoiku przyczyniał się do powstania struktur glacitektonicznych ukierunkowanych tektonicznie.

Istotne dla rozważań są wymiary czaszy, tj. jej szerokość (B) oraz wysokość (h) (ryc. 2). Określenie kształtu strefy brzeżnej czaszy jako półparaboli jest zgodne z wzorem Brytyjskiego Towarzystwa Glacjologicznego oraz obserwacjami obszarów współcześnie zlodowaconych (Grenlandia, Antarktyda). Przyjęcie, do obliczeń kształtu lądolodu, wzoru Nye'a daje strefę brzeżną bardziej stromą i zapewne bardziej odpowiednią do przyjęcia dla lądolodu w trakcie transgresji. Izobary naprężeń określono posługując

się uproszczonymi pomiarami dla przekroju o kształcie trapezu. Ciężar objętościowy lodu przyjęto dla ostrożności obliczeń $1,0 \text{ g/cm}^3$ wobec podawanych w literaturze wartości wyższych od $1,0 \text{ g/cm}^3$ dla lodu zawierającego materiał morenowy.

Na rycinie 3 wykazano zależność zaniku naprężeń wywołanych przez lądolody w zależności od szerokości (ciężki) lobów. Zanik naprężeń jest oczywiście względnie najmniejszy dla całego lobu Odry, w porównaniu z lobami o mniejszej szerokości; powierzchnia Moho znajduje się w strefie zaniku naprężeń 0,8, natomiast warstwa soli w tej skali jest linią objętą zanikiem naprężeń 0,9. Najmniejszy, z podanych przykładów, lob Chojny będzie w centralnej części miał wysokość równą 100 m. Przeprowadzone rozważania wykazały, że warunek gradientu ciśnienia powyżej $0,5 \text{ MPa}$ na głęb. 3 km, nawet dla tak niewielkiego lobu był spełniony i mogło nastąpić uruchomienie warstwy soli. Dowodem na to, że tak się stało jest ukierunkowana tektonicznie struktura glacitektoniczna Wzgórz Krzymowskich.

Na rycinie 1 oznaczono przebieg stref krawędziowych lobu Odry na tle rozmieszczenia uskoku, stref dyslokacyjnych i struktur solnych (poduszek, wałów, a niekiedy półprzebitych słupów). Ogólnie jest czytelna zgodność przebiegu stref krawędziowych ze strukturami podłoża. Szerokość efektywnej dla kontrastu ciśnień strefy krawędziowej oznaczona na ryc. 1 wynosi 6 km, chociaż w rzeczywistości może być ona dwa razy większa.

Skala przestrzenna efektywnej dla kontrastu ciśnień strefy brzeżnej lądolodu jest zbliżona do analogicznej skali jednostek strukturalnych trzeciego rzędu kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego tj. poduszek, wałów i słupów solnych i wskazanych przez Trusheima kilkunastokilometrowych odległości między nimi.

W efekcie końcowym stwarza to powtarzalność rytmu form rzeźby terenu analogiczną do struktur solnych warunkowanych na ogół liniami uskoku.

Relacja przestrzenna ciągów moren czołowych w stosunku do struktur podłoża

Na etapie deglacjacji fazy pomorskiej, czoło lądolodu tworzyło zarys lobu Odry równorzędny w swej skali lobowi Wisły. Zarys krawędzi tego lobu wykazywał związek z liniami strukturalnymi podłoża (ryc. 1). Wyznaczone ciągami moren czołowych, skrzydło południowo-zachodnie lobu było bardzo wyrównane i przebiegało wzdłuż linii ciągu poduszek solnych od zatoki Meklemburskiej do antykliny Cedyni. Południowy skraj lobu nie był bynajmniej owalny lecz dość wyrównany, zbliżony do równoleżnikowego, co jest zgodne z układem poduszek solnych i linii uskoku w obrębie bloku Gorzowa. Lodowiec miał dwa charakterystyczne naroża: SW w okolicy Cedyni i SE w okolicy Choszczna. Skraj SE lobu wykazywał łukowe wygięcie o 90° w kierunku północnym. Skrzydło wschodnie lobu biegnie od Choszczna w kierunku antykliny Ińska. Szczególną rolę w ukierunkowaniu tego skrzydła odegrał ciąg półprzebitych słupów i grzebieni solnych strefy centralnej niecki szczecińskiej (Grzęzno-Oświno-Ińsko-Drawsko-Człopa), jako prawdopodobnie najbardziej aktywny tektonicznie. Na antyklinie Ińska ukształtował się wyraźny w terenie węzeł interlobalny, pagóry osiągają tu najwyższą na Pomorzu Zachodnim wysokość 180,0 m n.p.m. Długość

wschodniego skrzydła łobu Odry pozostaje w wyraźnej dysproporcji z długością jego południowo-zachodniego skrzydła.

Osie strumieni lodu powtarzają przebiegi stref dyslokacyjnych regionalnych i ponadregionalnych, tj. strefy dyslokacyjnej dolnej Odry w kierunku wygięcia SW łobu i strefy dyslokacyjnej Goleniów–Krzyż–Szamotuły w kierunku SE łobu.

Krawędź łądolodu subfazy Angermunde–Chojna wykazuje wiele ugięć, które bardzo czytelnie zapisały się w rzeźbie terenu. Szerokości (ciężiwy) tych łuków wynosiły 10–16 km i więcej. Ugięcie SE możemy określić jako łob Choszczna o ciężiwie łuku 36 km.

Subfaza Penkun–Mielęcin zaznacza się w terenie wyraźnym garbem wysoczyznowym, wznoszącym się ponad obszarem niziny szczecińskiej. Na powierzchni terenu występują przede wszystkim pagóry kemowe, rzadziej morenowe, znacząc dość rozległą strefę marginalną deglacjacji arealnej. Północny skłon garbu wysoczyznowego pokrywa się z wgłębnym, ponadregionalnym rozłamek Rostock–Gramzow–Pyrzyce–Krzyż i słabo wysklepionymi poduszkami solnymi. Poduszka solna Chabowa, która nie zaznaczyła się w powierzchni terenu, jest położona na N od wyżej wymienionej strefy dyslokacyjnej.

Ciąg moren czołowych Rosenthaler–Szczecin układa się lokalnie na starszych wysoczyznach glacitektonicznie spiętrzonych, a częściowo nie jest czytelny w miejscach poprzecznego ukierunkowania w stosunku do struktur solnych N części niecki szczecińskiej. Ugięcie łobu ku SE osiągnęło strefę dyslokacyjną Stargard–Świdwin. Ciąg moren czołowych subfazy Franzburg–Północne Pomorze był rozdzielony węzłem hydrograficznym w miejscu obecnego zalewu szczecińskiego. Ciąg moren czołowych Velgast–Wolin w miejscu obecnej bramy Świny był rozdzielony rozległym obszarem wpływu wód subglacialnych.

Podsumowanie

Odnośnie wpływu struktur podłoża podkenozoicznego na rzeźbę powierzchni terenu można stwierdzić zależność odnoszącą się co do skali jednostek. Mechanizmy procesów geologicznych, które prowadziły do powstania wyżej wymienionych zależności, zachodziły również w określonej skali przestrzennej. Jednostce strukturalnej I rzędu — niecce szczecińskiej odpowiada Nizina Szczecińska; monoklinie przedsudeckiej odpowiadają wyniesione wysoczyzny lodowcowe. Jednostkom tektonicznym II rzędu, tj. poszczególnym blokom oraz dzielącym je strefom dyslokacyjnym lub strukturom solnym odpowiadają wyżej opisane ciągi moren czołowych.

Przeważnie na kierunku południkowym, rytmowi stref antyklinalnych odpowiada rytm ciągów czołowomorenowych stadiału pomorskiego, zlodowacenia bałtyckiego (ryc. 4). Lokalnie struktury solne poprzecznie ukierunkowane w mniejszym stopniu zaznaczają swój wpływ na przebieg krawędzi łądolodu.

Stany dynamiczne zarysu krawędzi łądolodu są niewątpliwie zależne przede wszystkim od warunków klimatycznych. Jednakże w ostatnich latach zwraca się uwagę

na rolę morfologii podłoża podczwartorzędowego w tym zakresie; dla obszaru Pomorza Karczewski (1996), a dla innych obszarów np. Kumio (1980) i Lagerlund (1987). Związki rzeźby terenu Pomorza Zachodniego z tektoniką podłoża podkenozoicznego omawiają m.in. Schoeneich (1962) i Piotrowski (1991).

Przedstawione powyżej fakty, wskazują zdaniem autora, na drugorzędne wobec pierwszeństwa czynnika klimatycznego, ale jednak istotne znaczenie czynnika tektonicznego w rozmieszczeniu ciągów moren czołowych.

Ukierunkowanie struktur podłoża podkenozoicznego miało wpływ na dolną powierzchnię łądolodu, tj. znajdującą się poniżej poziomu drenażu wód inglacjalnych, na co wskazuje także zgodność potoków lodowych z kierunkami stref dyslokacyjnych ku SW i SE ugięciom krawędzi łobu Odry.

W obszarze łobu Odry fazy pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego zaistniały warunki dla ruchów soli w myśl mechanizmu zróżnicowanego obciążenia. Zróżnicowane obciążenie podłoża przez strefę brzeżną łądolodu („stromie czoło”) oraz stosunkowo niewielki stopień zaniku naprężeń w warstwie soli sprzyjały spełnieniu warunku zróżnicowanego napięcia ciśnień o wartości 0,5 MPa–1,5 MPa, co było niezbędnym warunkiem dla jej uruchomienia i przyspieszenia przepływu. Aktywizacja tektoniczna struktur solnych powodowała wzmożony przepływ ciepła, którego nośnikami były płyny i gazy. Przejawem tej aktywizacji soli były tektoniczne ukierunkowane ciągi moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych oraz glacitektonicznych struktur wysoczyznowych (ryc. 1).

Literatura

- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
 JACKSON M. P. A. & TALBOT C. J. 1986 — External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 305–323.
 KARCZEWSKI A. 1996 — Zróżnicowanie morfo- i litogenetyczne fazy pomorskiej na obszarze Pomorza Zach. i Środkowego. [In:] *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. T. II, ser. geogr., UAM, Poznań: 137–154.
 KURNIO A. 1980 — Depositional forms as indicators of different glacial and glaciomarginal environments. *Boreas*, 9: 179–191.
 LAGERLUND E. 1987 — An alternative Weichselian glaciation model with special reference to the glacial history of Skane, South Sweden. *Boreas*, 16: 433–459.
 LISZKOWSKI J. 1975 — Wpływ obciążenia łądolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. *Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*. Wyd. Geol.: 255–277.
 LISZKOWSKI J. 1992 — Wpływ plejstoceńskich łądolodów na stan, strukturę, kinematykę Ziemi. *Mater. VII Symp. Glacitek.* Wyd. WSI, Zielona Góra: 217–253.
 LISZKOWSKI J. 1993 — The effects of Pleistocene ice-sheet loading – deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quatern.*, 64: 7–23.
 MEINHOLD E. 1959 — Salzbeugung und Tektonik in Norddeutschland. *Ber. Geol. Gesellsch.*, 4: 157–168.
 PIOTROWSKI A. 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, 35: 221–234.
 DADLEZ R. (red.) 1980 — Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. *Wyd. Geol.*
 JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. (red.) 1979 — Budowa geologiczna Niecki Szczecińskiej i Bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96: 1–178.
 SCHOENEICH K. 1962 — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szcz. Tow. Nauk*. T. III. z. 1. Szczecin: 1–96.
 WIENHOLZ R. 1967 — Über den geologischen Bau des Untergrundes in Nordostdeutschen Flachland. *Jb. Geol.*, 1: 1–47.