

Andrzej Markiewicz
KGHM CUPRUM sp. z o.o. (CBR), Wrocław
Jarosław Winnicki
PG PROXIMA S.A., Wrocław

MORFOTEKTONIKA WAŁU TRZEBNICKIEGO (ŚLĄSKIEGO) MORPHOTECTONICS OF TRZEBNICA (SILESIA) RIDGE

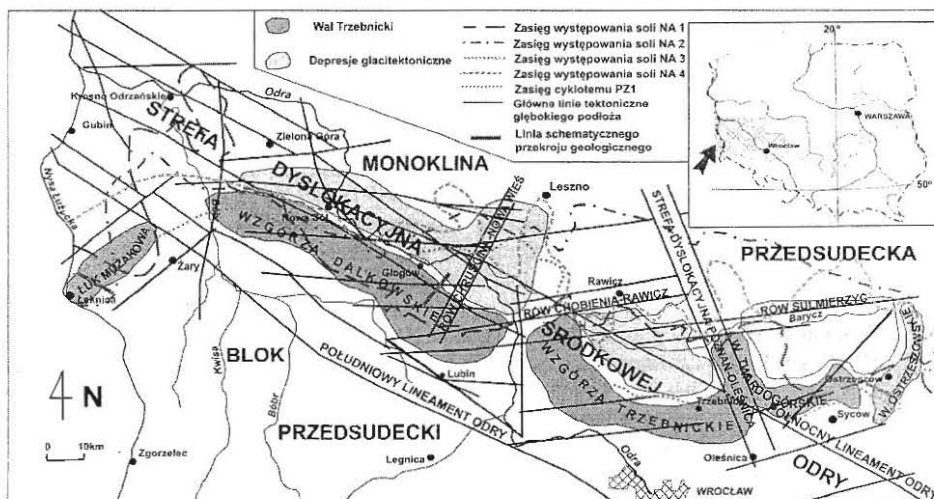
Streszczenie: Wał Trzebnicki (Śląski) jest ważnym elementem morfologicznym SW części niżu polskiego - pomiędzy dolinami rzek Nysy Łużyckiej i Prozny. Ta pozytywna forma charakteryzuje się skomplikowaną budową geologiczną piętra kenozoicznego z obecnością głębokich deformacji glacitektonicznych. Szytne podłoże tych stref wzniesień tworzy kompleks utworów permsko-mezozoicznych monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej o naskórkowej strukturze (warunkowanej pierwotną obecnością soli cechszczyńskich). Korelacja tych „sztywnych” struktur negatywnych i pozytywnych ze strefami egzaracji i zaburzeń glacitektonicznych osadów kenozoicznych w rejonie od Mużakowa po Ostrzeszów wskazuje na ich powiązanie genetyczne. Triasowe struktury rowowe występują pod depresjami glacitektoniczno-egzaracyjnymi a pod genetycznie z nimi związanymi strefami dużych zaburzeń glacitektonicznych występuje pasmo głównie inwersyjnego zaskokowania górnego permu i triasu wieku górnokredowego i młodszego. Ta asocjacja strukturalna w połączeniu ze specyficzną podatnością soli do przemieszczeń pod wpływem m.in. dodatkowego ciepła oraz naprężeń zewnętrznych przemawia za młodym uaktywnieniem naskórkowej struktury południowej części monokliny przedsudeckiej, perykliny Żar i niecki północnosudeckiej (z powstaniem m.in. kolapsów grawitacyjnych). Do tej reaktywacji tektonicznej niewątpliwie dochodziło w trakcie ruchów glaciafrogenicznych jak również w strefie czołowej lądolodów. Połączenie tych warunków z liniowym odtajaniem wiecznej zmarzliny, przy istotnym udziale wody, przyczyniło się do utworzenia dużych struktur glacitektonicznych w obrębie Wału Trzebnickiego oraz sąsiadujących z nimi od N glacidepresjami.

Summary: Trzebnica (Silesian) ridge is an important morphological element of SW part of Polish Lowland – between valleys of Nysa Łużycka and Prozna rivers. This positive form has very complicated geology of Cenozoic stage with presence of deep glacitectonic deformations. Complex of Permian and Mesozoic formations of foresudetic monocline and Żary perycline with thin-skinned structure (due to presence of Zechstein salt) makes the rigid base of these elevations. Corelation of these „rigid” negative and positive structures with zones of exaration and glacitectonic disturbances of Cenozoic sediments sic trench structures occur under glacitectonic-exaration depressions while under genetically connected zones of huge glacitectonic disturbances there is a zone of mainly inversion faulting of Upper Permian and Triassic sediments of Upper Cretaceous

or younger age. This structural association together with specific susceptibility of salt for migration as a result of additional heat or outside stress, speaks about young activation of thin-skinned structure of south part of foresudetic monocline, Żary perycline and north Sudetic basin (with formation of gravity collapses among others z). This tectonic activation took place doubtlessly during the glaci-afrogenic movements and in the heads of continental glaciers. Combination of such conditions and linear defrosting of permafrost, with substantial participation of water, contributed to form huge glacitectonic structures within Trzebnica Ridge and neighboring N glaci-depressions.

WPROWADZENIE

Wał Trzebnicki (Śląski) położony w SW Polsce jest ważnym elementem morfologicznym obszaru przedsudeckiego (ryc. 1). W jego skład wchodzi szereg łukowato wygiętych pasm wniesień o łącznej długości ponad 220 km, i szerokości do 20 km, charakteryzujących się bardzo skomplikowaną budową geologiczną piętra kenozoicznego. Są to idąc z zachodu na wschód: Wał (Łuk) Mużakowa, Wzniesienia Żarskie, Wzgórza Dalkowskie, Wzgórza Trzebnickie, Wzgórza Twardogórskie i Wzgórza Ostrzeszowskie. Tak znaczną komplikację budowy geologicznej płytkiego podłoża poza Polską spotyka się na obszarze Europy sporadycznie, głównie na terenie wschodnich Niemiec. W Polsce do najważniejszych stref zaburzeń zalicza się także Wał Zielonogórski z Wysoczyzną Czerwieńska oraz położone nad rzeką Wartą Wzgórza Osieńsko-Sulechowskie, gdzie wielkość przemieszczeń pionowych utworów kenozoicznych przekracza 250 m. (Winnicki, 2004).



Rys. 1. Wał Trzebnicki na tle zasięgu występowania soli cechsztyńskich oraz układu naskórkowej struktury monokliny przedśudeckiej i perykliny Żary

Według wcześniejszych poglądów Wał Trzebnicki (Śląski) miał wyznaczać zasięg stadiału (obecnie zlodowacenia) Warty (m.in. Woldstedt, 1925, 1932; Berger, 1937). Najnowsze obserwacje terenowe oraz badania laboratoryjne wykazały, że łądolód Warty dotarł do Wału Trzebnickiego jedynie w okolicy Chobieni i Orska położonych na północnym skłonie Wzgórz Dałkowskich (Winnicki, 1980), gdzie udokumentowano osady morenowe z tego glaciału (Krzyszowski i in., 1997).

Przedmiotowe glacielewacje Środkowego Nadodrza graniczą od północy i północnego-wschodu z glaciodepresjami - rozległymi, owalnymi lub nieco wydłużonymi nieckami powstałymi głównie w ilach formacji poznańskiej. W plejstocenie obniżenia te pełniły rolę pradolin (ryc. 1).

Analiza danych z badań geofizycznych w rejonie Środkowego Nadodrza oraz najnowsze obserwacje strukturalne kompleksu permsko-mezozoicznego i kenozoicznego południowej części *monokliny przedsudeckiej* w rejonie kopalń rud miedzi pomiędzy Lubinem a Głogowem (m.in. Markiewicz, 1995, 1999, 2003; Markiewicz i in., 2004, 2005, 2006) rozszerzają wiedzę o morfotektonice Wału Trzebnickiego. Dokumentują one istnienie piętrowego zróżnicowania strukturalnego permsko-mezozoiku wynikającego z obecności plastycznych utworów solnych cechsztynu. Ponadto wykazały związek plejstoceńskiej reaktywacji tej naskórkowej struktury niżu z powstaniem m.in. dużych negatywnych i pozytywnych form glacitektonicznych Środkowego Nadodrza (Markiewicz i Winnicki, 2005; Markiewicz, 2006a, b).

ZARYS POGLĄDÓW NA GENEZĘ WAŁU TRZEBNICKIEGO (ŚLĄSKIEGO)

W początkowym okresie badań geologicznych przeważały poglądy, które zaburzenia utworów kenozoicznych Wału Trzebnickiego (Śląskiego) wiązały głównie z przejawami ruchów górotwórczych (m.in. Frech, 1901, 1915; Tietze, 1915; Solger, 1928; Czajka, 1931; Berg, 1935; Gołąb, 1931, 1951). Później do głosu doszli zwolennicy glacitektoniki (m.in. Woldstedt, 1925, 1932; Fries, 1933; Berger, 1937; Schwarzbach, 1942; Ciuk, 1974; Dyjor, 1975; Rotnicki, 1960, 1967; Poltowicz, 1961; Brodzikowski, 1987).

Wyniki geologicznych prac poszukiwawczo-dokumentacyjnych przemysłu naftowego i miedziowego na *monoklinie przedsudeckiej* uzyskane w końcowych latach XX wieku, stały się podstawą hipotezy Markiewicza (Markiewicz, 1995; Markiewicz i Winnicki, 1997; Markiewicz i Kraiński, 2002; Markiewicz, 2003; Markiewicz i Winnicki, 2005; Markiewicz, 2006a, b) o istotnym wpływie reaktywacji wgłębnych struktur halokinetycznych na strefowe wyciskanie i glacitektoniczne deformowanie stropowych partii utworów kenozoicznych w trakcie zlodowaceń plejstoceńskich w południowo-zachodniej Polsce. Dodatkowo, uaktywnienie tej naskórkowej struktury niżu warunkowało drenaż subglacialny (Markiewicz, 1999), a współcześnie ma wpływ na obecny układ drenażu rzecznego Środkowego Nadodrza (Markiewicz i Piotrowski, 1999; Markiewicz, 2004).

BUDOWA GEOLOGICZNA KOMPLEKSU KENOZOICZNEGO

Przez omawiany obszar przebiega południowa odnoga kenozoicznej środkowoeuropejskiej strefy subsydencji (Garetsky i in., 1999), która w tym rejonie była obniżana od miocenu. Tutejsze osady kenozoiczne osiągają miąższość ok. 400 m, a wchodzące w ich skład utwory paleogenu i neogenu stanowią najpełniej wykształcony profil osadów tego wieku w Polsce Zachodniej (m.in. Dyjor, 1978).

Wał Trzebnicki (Śląski) będący pozytywną formą morfologiczną o skomplikowanej budowie wewnętrznej charakteryzuje się zróżnicowanym stopniem rozpoznania budowy geologicznej zależnym przede wszystkim od ilości i rodzaju prac dokumentujących wystąpienia surowców użytecznych. Tak jest w przypadku Łuku Mużakowa z płytko zalegającymi pokładami węgla brunatnych oraz Wzgórz Ostrzeszowskich, pod którymi poszukiwano ropy naftowej i gazu ziemnego. Ostatnio wiele nowych obserwacji uzyskano w rejonie Wzgórz Dalkowskich, gdzie powstało składowisko odpadów poflotacyjnych „Żelazny Most”. Na tych trzech przykładach omówiona zostanie budowa wewnętrzna Wału Trzebnickiego wraz z podkenozoicznym podłożem.

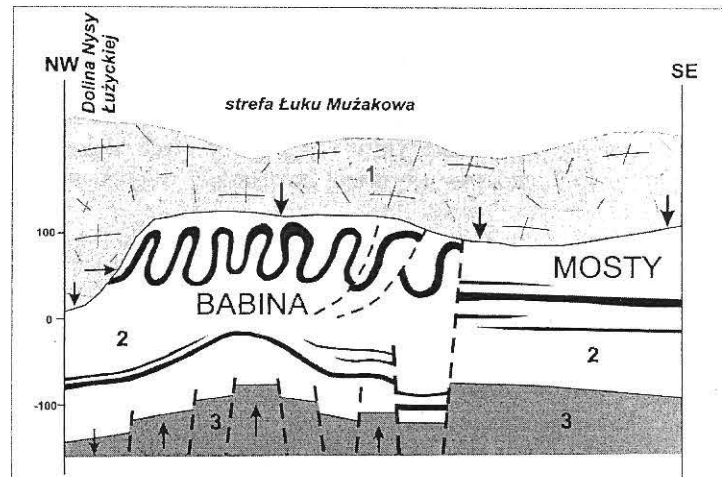
Łuk Mużakowa

Leżący nad rzeką Nysą Łużycką Łuk (Wał) Mużakowa jest najdalej na zachód wysuniętą częścią Wału Trzebnickiego, gdzie od dawna dokumentuje się skomplikowaną wewnętrzną budowę geologiczną. Pierwsi badacze genezę zaburzeń osadów kenozoicznych Łuku wiązali z uskokową i fałdową tektoniką wgłębną (Czajka, 1931; Krygowski, 1948; Ahrens i Lotsch, 1963). Natomiast inni geolodzy (m.in. Ciuk, 1953, 1955; Dyjor i Chlebowski, 1970; Kupetz i in., 2004) za główny czynnik powstania tych deformacji uznali naciski czoła lądolodu, które utworzyły strefę zaburzeń glaciektonicznych o łukowatym kształcie naśladującym zarys lobu. Według np. Dyjora i Chlebowskiego (1970) lądolód wkroczył od północy w głębokie rozcięcie erozyjne w obrębie dzisiejszej doliny Nysy Łużyckiej. Naciski boczne na krawędzie tego obniżenia spowodowały odkłucie osadów kenozoicznych i zepchnięcie ich na boki. Potwierdzać to ma wergencja struktur, głównie fałdowych.

Na obszarze polskiej części Łuku Mużakowa największe zaburzenia występują między rzeką Nysą Łużycką a miejscowościami Łęknica i Żarki Wielkie. Dalej ku północy ich intensywność wyraźnie maleje (Dyjor i Chlebowski, 1970). Zróżnicowanie skały deformacji, jak i geometrii tych struktur obserwuje się również w obrębie samego Łuku, gdzie można wydzielić dwie strefy. W strefie wewnętrznej (część proksymalna Łuku ze złożem węgla brunatnego „Babina”) występują głównie gęsto ułożone struktury fałdowe o wergencji wschodniej i południowo-wschodniej. Prawie całkowicie brak jest tutaj deformacji nieciągłych typu łusek. O wiele bardziej skomplikowana jest budowa geologiczna strefy zewnętrznej (część dystalna Łuku na kontakcie ze złożem węgla brunatnego „Mosty”). Dominują tutaj fałdy wielkopromienne o przegubach antyklinalnych przeważnie rozerwanych i nasuniętych na siebie oraz struktury łuskowe (ryc. 2).

Dokładniejsza analiza istniejących materiałów geologicznych wskazuje, że proces powstawania Łuku Mużakowa (w trakcie młodszego zlodowacenia Elstery wg.

Kupetza i in., 2004) był o wiele bardziej skomplikowany niż to do tej pory przyjmowano. Przede wszystkim deformacje osadów kenozoiku zachodziły pod lodem (Winnicki, 1970), na co wskazuje przede wszystkim niewielki stopień spiętrzenia osadów, nieadekwatny do skali zaburzeń. Ilustruje to położenie górnego pokładu węgla brunatnego na tym samym poziomie zarówno w strefie zaburzeń na złożu „Babina”, jak i na obszarze płaskiego zalegania na złożu „Mosty” (ryc. 2). Potwierdzają to także fałdy wachlarzowate udokumentowane m.in. w rejonie Żarek Wielkich oraz fałdy obalone wstecznie (Dyjor i Chlebowski, 1970).



Ryc.2. Łuk Mużakowa. Mechanizm powstawania zaburzeń osadów kenozoicznych.
 1 – lód, 2 – osady kenozoiczne z pokładem węgla brunatnych, 3 – podłoże kredowe

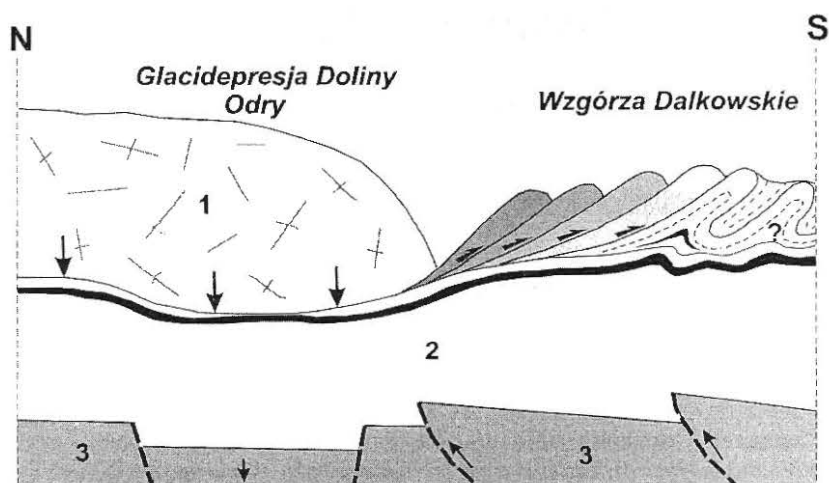
Dane z otworów przewiercających kenozoik dokumentują związek przestrzenny strefy zaburzeń osadów nieskonsolidowanych z zuskokowanym podłożem podkenozoicznym (ryc. 2). Stropowa partia tego podłoża zbudowana z utworów górnej kredy *perykliny Żar* pod złożem „Babina” jest wyraźnie wysklepiona, podczas gdy na obszarze złoża „Mosty” zalega płasko. Różnice wysokościowe między jego strukturami negatywnymi a lokalnymi kulminacjami przekraczają 70 m. Podobnie jest w przypadku dolnych pokładów węgla brunatnego, które są wierną matrycą sztywnego podłoża. Ponadto na wpływ budowy blokowo-uskokowej głębszego podłoża może wskazywać obecność fałdów wachlarzowych, a szczególnie fałdów skrzynkowych (kuferkowych) w obrębie stropowej partii kenozoiku. Struktury te mogą być efektem oddziaływania na podobieństwo sztancy struktur zrębowych starszego podłoża na wyżej leżą, słabo skonsolidowaną, pokrywę osadową.

Wzgórza Dalkowskie (rejon miejscowości Rudna)

Wzgórza Dalkowskie stanowią środkową część Wału Trzebnickiego (ryc. 1). Podobnie jak i w przypadku pozostałych partii Wału w dyskusji nad genezą w

początkowym okresie przeważali zwolennicy wpływu tektoniki wgłębnej, a później glacitektoniki. Nie wdając się w szczegóły należy stwierdzić, że jeszcze do niedawna powszechnie uznawano poglądy Bergera (1937). Autor ten analizując dane z wierceń stwierdził, że w rejonie miasta Głogowa pokład węgla brunatnego (pokład „Henryk”) pod Wzgórzami Dalkowskimi zalega w miarę płasko, co wykluczałoby współdziałanie sił endogenicznych w formowaniu tej jednostki.

Na obszarze Wzgórz Dalkowskich w rejonie miejscowości Rudna, gdzie znajduje się składowisko osadów poflotacyjnych „Żelazny Most” można wydzielić dwie strefy o różnym stopniu rozpoznania budowy geologicznej. Strefa wewnętrzna obejmuje swoim zasięgiem „równoleżnikową” wał położony na granicy Wzgórz Dalkowskich i doliny Odry między Grodowcem a Gwizdanowem. Zarówno dane z otworów wiertniczych jak i liczne obserwacje terenowe oraz geofizyczne (Krański, 1989; Markiewicz i in., 1997; Winnicki, 2006) wykazały obecność głównie struktur o charakterze łusek zapadających monoklinalnie na północ, ku dolinie Odry (ryc. 3). W tych deformacjach biorą przeważnie udział utwory neogenu (formacji poznańskiej i gozdnickiej), rzadziej plejstocenu.



Ryc.2. Łuk Mużakowa. Schemat powstania Wzgórz Dalkowskich. 1 – lądolód, 2 – osady paleogenu i neogenu z pokładem węgla brunatnych „Henryk”, 3 – układ blokowo – uskokowy triasu

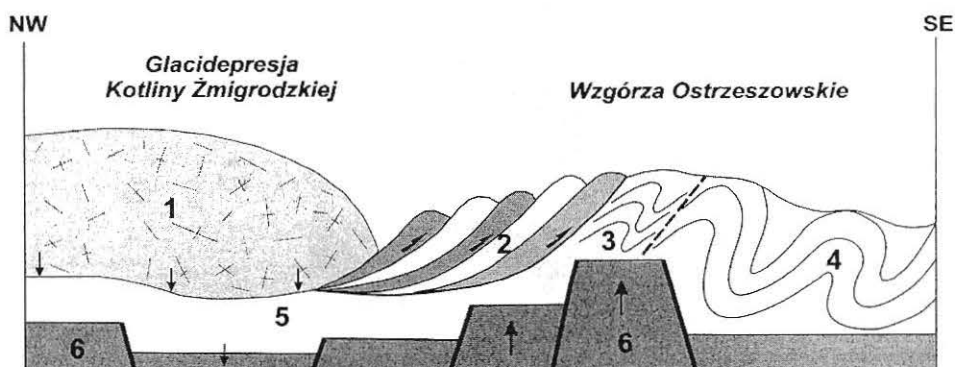
Bardziej na południe rozciąga się strefa zewnętrzna obejmująca swoim zasięgiem tzw. Wzgórza Polkowickie, gdzie kilka kulminacji osiąga wysokość ponad 200 m n.p.m. To łukowato wygięte pasmo wzniesień ze składowiskiem „Żelazny Most” na północnym skłonie zamyka ww. „równoleżnikową” strefę zaburzeń glacitektonicznych. Wschodnie osadów biorących udział w zaburzeniach glacitektonicznych centralnej części Wzgórz Dalkowskich spotykane są sporadycznie, co nie pozwala na jednoznaczną interpretację ich budowy wewnętrznej. Materiały uzyskane z wierceń wskazują na znacznie większe zaangażowanie w zaburzeniach osadów czwartorzędowych w tej strefie.

W omawianej części Wzgórz Dalkowskich pokład węgla brunatnego „Henryk” leży na rzędnych od 20-30 m n.p.m. do 20 m p.p.m. Głębokość intensywnych zaburzeń glacitektonicznych w okolicy Grodowca nie przekracza 130-140 m. natomiast w pobliżu kulminacji Wzgórz Dalkowskich teoretycznie może sięgać nawet 200 m. Wydaje się, że w tej części Wału Trzebnickiego, podobnie jak i na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich, zaburzenia utworów kenozoicznych mają podobny charakter i potwierdzają założenia statyczno-kinetycznej teorii Jaroszewskiego (1991).

Wzgórz Ostrzeszowskie

Wzgórz Ostrzeszowskie są najbardziej na wschód położoną częścią Wału Trzebnickiego. Tutaj znajdują się jego najwyższe wzniesienia osiągające w przypadku Kobyłej Góry wysokość 284 m n.p.m.. Od północnego-zachodu Wzgórz Ostrzeszowskie kontaktują z Obniżeniem Milicko-Głogowskim.

Początkowo genezę Wzgórz Ostrzeszowskich wiązano z tektoniką podłoża podkenozoicznego (m.in. Czajka, 1931, Frech, 1915, Gołąb, 1931, 1951). W późniejszym okresie zaczęli dominować zwolennicy glacitektonicznego pochodzenia tej pozytywnej formy. I tak Rotnicki (1960, 1967) określił ją mianem monoklinalnej struktury łuskowej. Z kolei Połtowicz (1961) większość deformacji osadów kenozoicznych zaliczył do struktur fałdowych. Geologiczne prace kartograficzne prowadzone w południowej części Wzgórz Ostrzeszowskich (Winnicki, 2002) wykazały, że w strefie północno-zachodnich zboczy (część proksymalna Wzgórz) występują seryjne struktury łuskowe (ryc. 4).

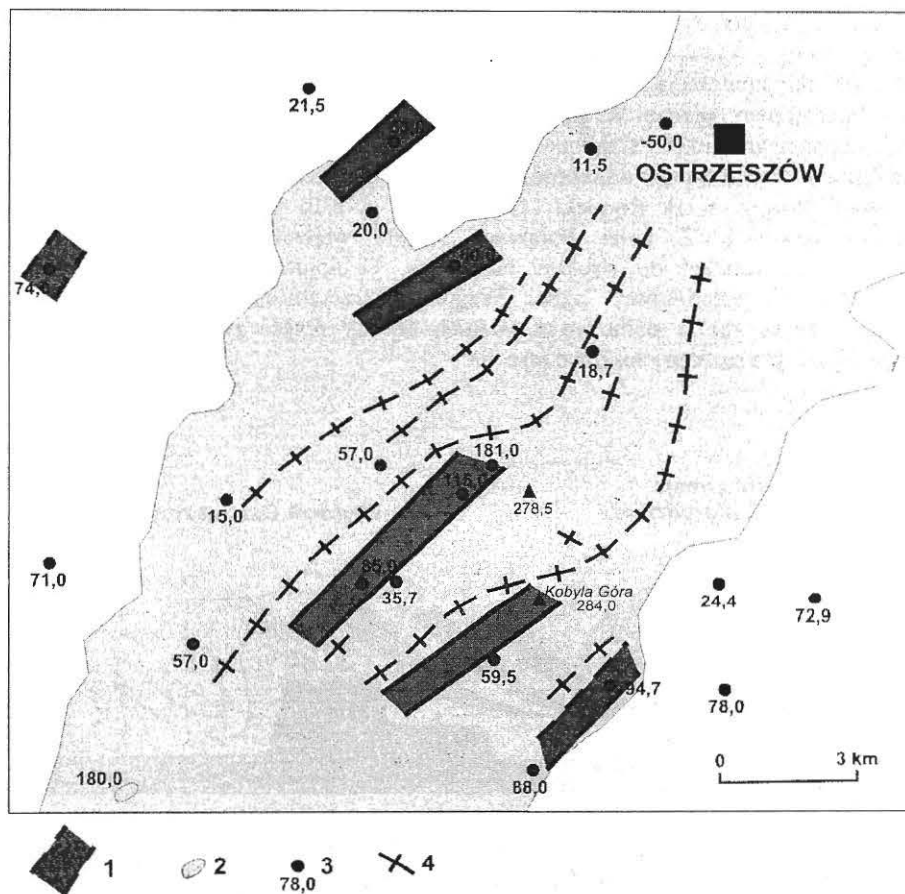


Rys.4. Model powstania zaburzeń tektonicznych Wzgórz Ostrzeszowskich. 1 – lód, 2 – strefa proksymalna ze strukturami łuskowymi, 3 – strefa przejściowa, 4 – strefa dystalna z przewagą deformacji fałdowych, 5 – utwory kenozoiczne Kotliny Żmigrodzkiej, 6 – układ struktur blokowo – uskokowych triasu monokliny przedsudeckiej.

W strefie przejściowej położonej w pobliżu kulminacji Wzgórz Ostrzeszowskich obserwuje się największą komplikację budowy wewnętrznej. Obok deformacji

nieciągłych występują tutaj różnego rodzaju fałdy, przeważnie mocno zniekształcone (Połtowiec, 1961). Natomiast w strefie wschodnich i południowo-wschodnich kr awędzi Wzgórz (część dystalna) dominują w miarę regularne struktury fałdowe. W latach 90-tych XX wieku udokumentowano w ich obrębie wyraźnie widoczną reorientację struktur glacitektonicznych w sąsiedztwie pozytywnych struktur sztywnego podłoża (ryc. 5) (Markiewicz i Winnicki, 1997).

Na podstawie analiz litologiczno-petrograficznych glin zwałowych ustalono wiek głównych deformacji osadów kenozoicznych przypadający na zlodowacenie sanu 2 (Dobosz, 1991).



Rys.5. Ważniejsze elementy tektoniki w południowej części Wzgórz Ostrzeszowskich. 1 – zręby, 2 – wychodnia utworów triasu górnego, 3 – wybrane otwory z rzędną stropu monokliny przedsudeckiej, 4 – orientacja struktur glacitektonicznych.

Rodzaj i sposób ułożenia struktur deformacyjnych w obrębie osadów kenozoicznych Wzgórz Ostrzeszowskich potwierdza założenia kinetyczno-statycznej teorii powstawania zaburzeń glaciektonicznych autorstwa Jaroszewskiego (1991). Według tej teorii naciski pionowe lądolodu podczas jego postępu są przenoszone na podłoże, skąd wzdłuż cylindrycznych powierzchni dochodzi do odkłuwania pakietów skalnych. Procesowi temu sprzyja zróżnicowanie litologiczne, jak i obecność wody pod dużym nieraz ciśnieniem. Efektem tego jest powstanie seryjnych struktur łuskowych (dupleksów kontrakcyjnych) przed czołem lądolodu, a na dalszym jego zapleczu spełniającym rolę masy oporowej, utworzenie deformacji fałdowych.

Opisane wyżej glacielewacje Wału Trzebnickiego graniczą generalnie od północy i północnego-wschodu z glacidepresjami (ryc. 1), które związane są z nimi genetycznie. Są to rozległe owalne lub nieco wydłużone niecki założone głównie w utworach ilasto-mułkowych formacji poznańskiej, które lokalnie zostały całkowicie usunięte z osiowych części tych obniżzeń (m.in. Kotowski i Kraiński, 1995). Te negatywne struktury wypełniają osady plejstocenu, głównie gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe, niekiedy o miąższości ponad 100 m. Podczas zlodowacenia warty i wisły dolina Odry na odcinku Wału Trzebnickiego spełniała rolę pradoliny (pradolina barucko-głogowska).

BUDOWA GEOLOGICZNA KOMPLEKSU PERMSKO-MEZOZOICZNEGO

Litostratygrafia utworów

Generalnie Wał Trzebnicki (Śląski) leży w południowej części *monokliny przedsudeckiej* w bliskim kontakcie od południa z *blokiem przedsudeckim*, a jedynie Łuk Mużakowa leży na pograniczu *perykliny Żar* i *niecki północnosudeckiej*. Utwory skalne sztywnego podłoża omawianego obszaru dzielą się na dwa kompleksy: starszy - kompleks skał krystalicznych wieku proterozoicznego tzw. *krystalinik Środkowej Odry* oraz przykrywające je skały starszego paleozoiku (dewońskie - tylko w rejonie *perykliny Żar*, karbońskie), które stanowią podłoże monokliny i perykliny; młodszy - kompleks skał osadowych wieku perm - mezozoik budujących *monoklinę przedsudecką* i *peryklinę Żar*. Poszczególne ww. kompleksy zalegają na sobie dyskordantnie i przedzielone są długimi lukami stratygraficznymi.

W podłożu wyżej omówionych osadów kenozoicznych, występują skały pokrywy permsko-mezozoicznej zapadające pod kątem ok. 2 - 6° ku NE na *monoklinie przedsudeckiej*, a na *peryklinie Żar* ok. 5 - 20° w kierunku W.

Utwory mezozoiczne reprezentowane są przez kompleks skał triasowych: dolny, środkowy i górny pstry piaskowiec oraz wapień muszlowy w rejonie Wzgórz Dalkowskich i Kożuchowskich o łącznej miąższości dochodzącej do ponad 800 m. W rejonie Wzgórz Trzebnickich i Wzgórz Ostrzeszowskich występuje ponadto kajper oraz retyk w rejonie Ostrzeszowa i Mużakowa, co powoduje wzrost łącznej miąższości mezozoiku do ok. 1 300 m. Dodatkowo w tym ostatnim obszarze zachowane są utwory górnej kredy (Kienig, 1979; Deczkowski i in., 1995).

Cechsztyń reprezentują utwory wszystkich czterech cyklotemów, a obecność najstarszej soli kamiennej oraz dodatkowo młodszych soli zwiększają sumaryczną miąższość osadów cechsztyńskich od około 250-300 m w części wschodniej do około 650 m w części zachodniej (ryc. 1).

W rejonie Wzgórz Dalkowskich miąższość soli Na1 jest poważnie zróżnicowana, a skala zmian sięga nawet 170 m na odcinku około 1,5 km. Występują tu ciała solne o koncentrycznym układzie izopachyt oraz wydłużone i uszeregowane liniśnie wałki solne na kierunkach: NE-SW, NW-SE i W-E. W bezpośrednim sąsiedztwie tych ciał występują obszary pozbawione soli, względnie o silnie zredukowanych miąższościach np. w rejonie równiny Grębocickiej (Markiewicz, 1995, 2003; Markiewicz i Kraiński, 2002; Markiewicz i in., 2005). Również w rejonie zachodnim i wschodnim tj. pomiędzy Nową Solą, Kozuchowem i Trzebielem oraz w rejonie Ostrzeszowa obserwuje się znaczące, raptowne zmiany miąższości soli cechsztyńskich. Przy czym w rejonie Nowa Sól - Kozuchów szczególnie wyraźnie widoczne jest to w poziomie soli najstarszej (od 13,8 do 328,0 m) i soli młodszej (od 23,5 do 350,0 m), gdzie obserwuje się wałki na kierunku NW-SE (Podemski, 1973; Markiewicz i Piotrowski, 1999; Markiewicz i Kraiński, 2002). W niedaleko położonym rejonie *perykliny Żar* udokumentowano występowanie miąższych horyzontów soli cechsztyńskich: soli Na1 od kilku do ponad 340 m, soli Na2 i K2 od kilku do ponad 100 m, soli Na3 i K3 od kilku do ponad 200 m oraz soli Na4 od kilku do 33 m (Kienig, 1979; Czapowski, 1995). Natomiast w rejonie Ostrzeszowa obserwuje się znaczące różnice miąższości soli najstarszej (od 0 do 183,5 m), soli młodszej (od 0 do 104,5 m) i trochę mniejsze soli najmłodszej (Markiewicz i Winnicki, 1997). Przy tym w rejonach zachodnim i wschodnim przedmiotowego obszaru obserwuje się podobną strefowość wykształcenia ciał solnych, co w przypadku środkowej części obszaru. Objawia się ona wydłużeniem tych ciał generalnie w kierunku NW-SE, NE-SW i „równoleżnikowym”, a także tym, że sąsiadują one od północy z obszarami o silnie zredukowanych miąższościach soli (np. w rejonach Zasieki – Gubin, Kozuchów - Nowa Sól, Milicz – Odolanów - Ostrzeszów).

Poniżej utworów cechsztyńskich na omawianym obszarze występują utwory dolnego permu (czerwony spągowiec) reprezentowane przez skały osadowe i wulkaniczne o dużym zróżnicowaniu miąższościowym (najmniejszej na *peryklinie Żar*) i litologicznym.

Naskórkowa struktura południowej części *monokliny przedsudeckiej* i *perykliny Żar*

Przeważająca część Wału Trzebnickiego (Śląskiego), położona w południowej części *monokliny przedsudeckiej*, znajduje się na skrzyżowaniu *strefy dyslokacyjnej Odry* (NW-SE) z „równoleżnikowymi” kierunkami tektonicznymi o głębokich dolnoskorupowych założeniach (m.in. Guterch i in., 1975; Cwojdzński i in., 1995) (ryc. 1). Natomiast Łuk Mużakowa położony jest na pograniczu *perykliny Żar* (stanowiącej WNW zakończenie *bloku przedsudeckiego*) i *niecki północnosudeckiej* – w strefie głęboko założonego *uskołu sudeckiego brzeźnego (uskołu łużyckiego po stronie niemieckiej)*.

Badania geofizyczne i obserwacje strukturalne na terenie LGOM z udokumentowaniem w spągu utworów cechsztyńskich m.in. szeregów kulisowych (Sałski, 1975; Dumicz i Don, 1977; Żelaźniewicz i Markiewicz, 1991; Markiewicz i in., 1995; Markiewicz, 2007b) potwierdzają przesuwczy charakter reaktywacji tych kierunków tektonicznych w permie i mezozoiku (odziedziczonym po wcześniejszym systemie waryscyjskim – Oberc, 1987; Aleksandrowski, 1995).

Przedmiotowy obszar *monokliny przedsudeckiej* i *perykliny Żar* charakteryzuje się występowaniem zróżnicowanego, piętrowego układu strukturalnego permu i mezozoiku warunkowanego obecnością soli cechsztyńskich (Sokołowski, 1967; Słupczyński, 1979; Markiewicz, 2003, Markiewicz, 2007a, b).

Spąg utworów cechsztyńskich w rejonie LGOM jest rozczłonkowany na szereg bloków strukturalnych przez uskoki o przebiegu NW-SE i WSW-ENE. Uskoki o kierunku NW-SE tworzą złożone, szerokie strefy zdyslokowane, w których obrębie stwierdza się rowy, zręby i systemy schodowe. Te strefy drobnych uskoków wskazują na prawoskrętno-przesuwczą parę sił aktywną w trakcie ich inicjacji (Markiewicz i in., 1995). W wyżej ległym poziomie najstarszej soli kamiennej i anhydrytu górnego stwierdza się poważne zaburzenia tektoniczne. Udokumentowano występowanie m.in. stref bezsolnych, gdzie zachodzi bezpośredni kontakt anhydrytu A1d i A1g poprzez „spaw” tektoniczny (Markiewicz, 2003, 2007a) - warstwę brekcji ilasto-anhydrytowej o miąższości do ok. 2 m. Natomiast w niedalekiej odległości w tym samym poziomie lokalnie stwierdza się normalny kontakt anhydrytu dolnego z solą Na1. Przy czym intensywne zaburzenia tektoniczne występujące w tej soli związane są z silnym zuskokowaniem anhydrytu górnego na kierunkach NE-SW, NW-SE i W-E (Markiewicz i in., 2005). Uskoki te (o upadach do 40°) tworzą „klinowe” bloki tektoniczne górnego permu, których wzajemne położenie zaświadcza, że mamy do czynienia z „korzeniami” rozszerzających się na boki i ku górze struktur blokowo-uskokowych o charakterze tensyjnym. W południowej części *monokliny przedsudeckiej* te struktury reprezentowane są przez kimeryjskie rowy tektoniczne (Urbański i Żołnierczuk, 1977; Grocholski, 1991; Kwolek, 2000, 2003), które założone są na starszych i głębszych uskokach (Deczkowski i Gajewska, 1980). Wśród tych zapadlisk tektonicznych w omawianym obszarze można wyróżnić m.in.: *row Chruścina - Nowa Wieś* (NNE-SSW), *row Chobienia - Rawicz* i *Sulmierzyc* (WSW-ENE), *row Nowej Soli* (NW-SE) oraz *row Nysy Łużyckiej* (NE-SW) (ryc. 1) (Markiewicz, 1999). Te negatywne struktury w płytkiej pokrywie *monokliny przedsudeckiej* mają swoje potwierdzenie w wynikach archiwalnych badań grawimetrycznych (Dąbrowski, 1980), jak również w analizie teledetekcyjnej (Graniczny i in., 1991, 1995; Doktor i Graniczny, 1995). Ponadto dowodzą tego wyniki wierceń, które dokumentują w tych tektonicznie obniżonych rejonach zwiększone miąższości niektórych ogniw mezozoiku (z reliktoowo zachowanymi utworami kredy) oraz kenozoiku (Tarnowski, 1977; Deczkowski i Gajewska, 1980; Deczkowski i in., 1995). Powstanie i reaktywacja tego negatywnego układu strukturalnego górnopermsko-mezozoicznego piętra w wyniku ekstensji i/lub transtensji przyczyniło się do zdeformowania niżej ległych soli cechsztyńskich z występowaniem stref o zróżnicowanej miąższości tych osadów. Linijnie wydłużonym ciałom solnym o zwiększonych miąższościach tzw. wałkom solnym (ang. *salt rollers* - Bally, 1981), współtowarzyszą strefy o silnie zredukowanych miąższościach soli a nawet ich

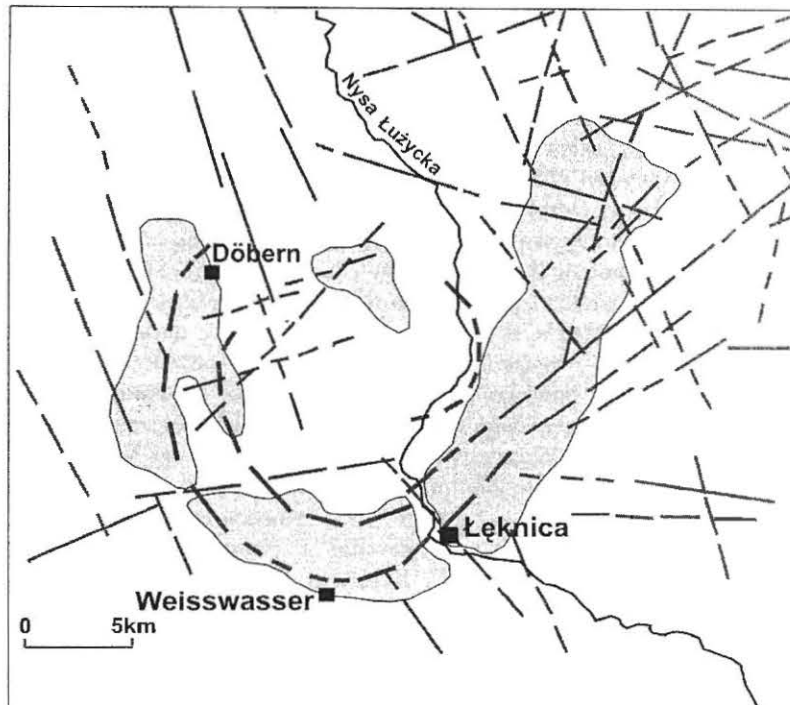
pozbawione (Markiewicz, 2003). Sytuacja taka ma miejsce m.in. w rejonie miejscowości Stara Rzeka (ryc. 1) – w *rowie Chruścina – Nowa Wieś* (Markiewicz, 1995; Markiewicz i in., 2005). Układ tutejszych wałków solnych wydłużonych na kierunku NE-SW oraz ciał solnych łączących je od południa tworzą formę podkwy otwartej w kierunku NE, która położona jest na obrzeżu równiny Grębocickiej.

Z reaktywacją ww. rowów w młodszych fazach tektonicznych związane jest m.in. występowanie obniżen w stropowej powierzchni osadów cechsztyńskich jak również w obrębie powierzchni podkenozoicznej (Markiewicz, 2003). Dodatkowo, w tym aspekcie na uwagę zasługują udokumentowane w piętrze górnopermsko-mezozoicznym wydłużone, wąskie progi strukturalne (Markiewicz i in., 2006) o kierunku od WNW-ESE poprzez NW-SE do NE-SW, które sąsiadują od południa z wyżej wymienionymi obniżeniami. Wg Markiewicza (Markiewicz i Winnicki, 2005; Markiewicz, 2006a) te struktury w południowo-zachodniej i południowo-centralnej części *monokliny przedsudeckiej* związane są ze strefami inwersyjnego zuskokowania, które warunkowała kompresja laramijska SW - NE. Z takimi strukturami progowymi przypuszczalnie mamy do czynienia m.in. w rejonie Klepinki, Urzut, Grodowca (ryc. 1).

Występowanie horstów, półhorstów (o orientacji N-S i NE-SW, niekiedy W-E) w obrębie triasowego podłoża Wzgórz Ostrzeszowskich (ryc. 5) o wysokości względnej dochodzącej do 180 m w stosunku do rzędnych stropu triasu nie przekraczających 120 m pod północnymi skłonami Wzgórz Twardogórskich udokumentowano geofizycznie i otworowo (Markiewicz i Winnicki, 1997). W Ignacowie strop utworów triasu górnego został udokumentowany na wysokości ok. 180 m n.p.m. Te i niższe wyniesienia sztywnego podłoża stwierdzone w obrębie Wzgórz Trzebnickich (Czerwonka i in., 1997) przypuszczalnie związane są ze strefami zuskokowania inwersyjnego warunkowanego kompresją karpacką, które oparły się na negatywnych strukturach triasowych o przebiegu „równoleżnikowym” w rejonie Odolanowa – Milicza – Żmigrodu (ryc. 1).

Analogicznie do sytuacji w wyżej opisanej południowej części *monokliny przedsudeckiej* również na *peryklinie Żar* i w sąsiadującej od S *niecce północnosudeckiej* obserwuje się naskórkową strukturę permo-mezozoiku warunkowaną obecnością soli cechsztyńskich. W zachodniej części perykliny występuje szeroka struktura rowowa o kierunku NNE-SSW, którą wraz z kierunkiem tektonicznym NNW-SSE dokumentują dane teledetekcyjne (Graniczny i in., 1995; Doktor i Graniczny, 1995) i grawimetryczne. Tą kimeryjską strukturę tensyjną dokumentuje najpełniej wykształcony profil oraz największe miąższości mezozoiku m.in. na N od Zasiiek - wzdłuż rzeki Nysy Łużyckiej, a także na S - w obrębie Łuku Mużakowa pomiędzy Döbern a Łęknica. Ponadto w pierwszym rejonie stwierdzono współkształtne położenie i orientacje wałków soli Na1 (o miąższości do ok. 350 m) na zewnątrz centralnej części rowu. Kształt podkwy otwarty w kierunku NE, jaki tworzą tutejsze ciała solne warunkowany jest przez ww. uskoki grawitacyjne NNE-SSW (jej ramiona) jak również uskoki o kierunku NW-SE. Te ostatnie uskoki tworzą wąskie, podrzędne bloki tektoniczne w obrębie strefy *uskołu sudeckiego brzeźnego*. Przykładem wyniesionej takiej struktury blokowo-uskokowej jest horst o przebiegu NW-SE w rejonie miejscowości Trzebiel, gdzie bezpośrednio pod osadami kenozoicznymi zalegają utwory górnej partii triasu dolnego. Na S od tej pozytywnej struktury *uskok sudecki brzeźny* zrzuca schodowo (na

SW) utwory starszego podłoża w obrębie *niecki północnosudeckiej*. W rejonie tym tj. pomiędzy Łęknicą a Weisswasser w płytszych horyzontach udokumentowano struktury halokinetyczne w postaci szeregu uskoków inwersyjnych o biegu NW-SE i wergencji na NE, które związane są z kompresją laramijską (m.in. Sokołowski, 1974).



Rys.6. Fotolineamenty w strefie Łuku Mużakowa. (ark. Gubiu, Doktor, Graniczny, 1995)

Wyżej opisany układ blokowo - uskokowy pogranicza *perykliny Żar* i *niecki północnosudeckiej* w trakcie młodszych wielkoskalowych ruchów wynoszących sprzyjał przypowierzchniowej reaktywacji w reżimie tensyjnym. Mogło to przyczynić się do powstania lokalnego kolapsu grawitacyjnego pomiędzy Döbern a Łęknicą (ryc. 6). Temu osiadaniu górnopermsko - mezozoicznego górotworu z rotacją bloków w obrębie tensyjnych struktur „południkowych” i na uskokach zamykających od północy (horstu Trzebiela) i od południa (frontu zuskokowania inwersyjnego reaktywowanego w reżimie grawitacyjnym) sprzyjała obecność podatnych na przemieszczenia i ługowanie soli cechsztyńskich. Odzwierciedleniem tego zjawiska i warunkującego je układu strukturalnego pokrywy może być forma kolista z komputerowej interpretacji danych teledetekcyjnych (Doktor, Graniczny, 1995), której granice idealnie pokrywają się z zasięgiem Łuku Mużakowa (ryc. 6). Tego typu formy koliste dokumentowane w NW Polsce (Piątkowska i in., 2004), tłumaczy się występowaniem ich w rejonach predysponowanych do propagacji nieciągłych struktur pokrywy ku górze, co znajduje

odbicie m.in. we współczesnej morfologii terenu. Niemniej, nie można do końca wykluczyć hipotezy wiążącej wyżej opisaną formę kolistą w rejonie Łuku Mużakowa z impaktem.

PODSUMOWANIE - MORFOTEKTONIKA WAŁU TRZEBNICKIEGO (ŚLĄSKIEGO)

Naskórkowa struktura podłoża niżu SW Polski związana jest z pierwotną obecnością soli cechsztyńskich na całym tym obszarze (Markiewicz, 2007a). Jej układ i charakter warunkowany był głównie przesuwczą reaktywacją kierunków tektonicznych NW-SE (*strefy środkowej Odry*) i W-E zachodzącą w ramach ogólnej ekstensji basenu polskiego jak również laramijską inwersją związaną z kompresją na kierunku NE oraz kompresją karpacką na północ (przełom badenu i sarmatu). Wiąże się z tym specyficzna sukcesja strukturalna w nadkładzie soli w postaci struktur rowowych a także zespołów uskoków inwersyjnych. Młoda reaktywacja tego złożonego, naskórkowego zespołu strukturalnego *monokliny przedsudeckiej* i *perykliny Żar* przyczyniła się m.in. do zróżnicowania morfologii powierzchni podkenozoicznej z występowaniem lokalnie dużych deniwelacji stropu sztywnego podłoża kompleksu kenozoicznego (Markiewicz, 2007b). Takie sytuacje mają miejsce w rejonie niżu SW Polski od Nysy Łużyckiej po Prosnę, gdzie generalnie w obrębie piętra górnopermsko-mezozoicznego struktury pozytywne (horstów, półhorstów o biegu NW-SE, „równoleżnikowym”) sąsiadują od północy ze strukturami negatywnymi (rowami i półrowami o biegu NW-SE, „równoleżnikowym” i „południkowym”). Korelacja tej naskórkowej struktury (stref negatywnych i pozytywnych) ze strefami egzaracji i zaburzeń glacitektonicznych osadów kenozoicznych w rejonie od Mużakowa po Ostrzeszów wskazuje na ich powiązanie genetyczne. Triasowe struktury rowowe występują pod depresjami glacitektoniczno-egzaracyjnymi a pod genetycznie z nimi związanymi strefami dużych zaburzeń glacitektonicznych występuje pasmo głównie inwersyjnego zuskokowania górnego permu i triasu wieku górnokredowego i młodszego (ryc. 1) (Markiewicz i in. 2006; Markiewicz, 2006a). Ta asocjacja strukturalna w połączeniu ze specyficzną podatnością soli do przemieszczeń pod wpływem m.in. dodatkowego ciepła oraz naprężeń zewnętrznych przemawia za młodym uaktywnieniem naskórkowej struktury południowej części *monokliny przedsudeckiej* i *perykliny Żar* (z powstaniem m.in. kolapsów grawitacyjnych) Do tej reaktywacji tektonicznej niewątpliwie dochodziło w trakcie ruchów glacitafrogenicznych jak również w strefie czołowej lądolodów pod wpływem wytwarzanego przez nie zróżnicowanego obciążenia statycznego na podłożu (tzw. ruchów „klawiszowych” – Markiewicz (1995)). Procesy te w połączeniu z istotnym udziałem wody (patrz: hydroglacitektonika – Michalski (1983)) przyczyniły się do strefowego uruchamiania cylindrycznych powierzchni ścięciowych w obrębie stropowej partii utworów trzeciorzędowych z odkłuciem w poziomie węgla brunatnego Henryk i ostatecznego utworzenia dużych struktur glacitektonicznych w obrębie Wału Trzebnickiego (Markiewicz i Winnicki, 2005; Markiewicz, 2006a, b). Ponadto, reaktywacja sztywnego podłoża w plejstocenie miała kluczowe znaczenie w powstaniu rynien subglacialnych w rejonie Środkowego Nadodrza (Markiewicz, 1999).

BIBLIOGRAFIA

- AHRENS H., LOTSCH D., 1963 – Tektonische Bewegungen im Tertiär der Zentralen Niederlausitz. *Zeitschrift Geol.*, 12, 7.
- ALEKSANDROWSKI P., 1995 – Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 43, 9, Warszawa: 745-753.
- BALLY A. W., 1981 – Thoughts on the tectonics of folded belts. In: Thrust and Nappe Tectonics (edited by Mc Clay, K. R. & Price, N. J.). *Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 9: 13-32.
- BERG G., 1935 – Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. *Jb. Preuss. Geol. L. A.*, Bd. 56, Berlin: 1-25.
- BERGER F., 1937 – Die Anlage der Schlesischen Stauchmoränen. *Zbl. Miner. B.*: 417-484.
- BRODZIKOWSKI K., 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934, Stud. Geogr., 43, Wrocław. 331 ss.
- CIUK E., 1953 – Zaburzenia glacitektoniczne utworów plejstocenijskich i trzeciorzędowych niektórych węglonośnych obszarów zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.* (bez numeru): 39-52.
- CIUK E., 1955 – O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 107-131.
- CIUK E., 1974 – Wybrane zagadnienia zaburzeń neotektonicznych w Polsce. Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej. *Symposium Naukowe.*, Zielona Góra: 9-23.
- CWOJDZIŃSKI ST., MŁYŃSKI ST., DZIEWIŃSKA L., JÓŹWIĄK W., ZIENTARA P., BAZIUK T., 1995 - GB-2A - pierwszy sejsmiczny profil głębokich badań refleksyjnych (GBS) na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 43, 9, Warszawa: 727-738.
- CZAJKA W., 1931 – Der schlesische Landrücken. Eine Landeskunde Nordschlesiens. Teil I, Veröf. schles. Ges. Erdk., 11, Breslau: 26-57.
- CZAPOWSKI G., 1995 - Upper permian (Zechstein) salt deposits on the ary Pericline – characteristics origin and economic value. *Prace PIG CL, Geology and mineral resources of the Żary Pericline.* Wyd. PIG, Warszawa: 35-60.
- CZERWONKA J.A., DOBOSZ T., KRZYSZKOWSKI D., 1997 – Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Geol. Quart.*, 41: 209-242.
- DĄBROWSKI A., 1980 – System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym. *Prz. Geol.*, 23, 3, Warszawa: 169-172.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA J., 1980 – Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 23, 3, Warszawa: 151-156.
- DECZKOWSKI Z., OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1995 – Geology of the ary Pericline and its economic potential. *Prace PIG CL, Geology and mineral resources of the Żary Pericline.* Wyd. PIG, Warszawa: 6-22.
- DOBOSZ T., 1991 – Badania litostratigraficzne osadów kenozoicznych arkusze: Milicz, Odolanów, Ostrzeszów. *Arch. Przeds. Geol. „Proxima”.* Wrocław.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M., 1995 – Mapa fotolineamentów ark. Gubin 1:200 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DUMICZ M., DON J., 1977 – Analiza strukturalna monokliny przedsudeckiej w rejonie Polkowic. *Acta Univ. Wratisl.* 378, *Prace Geol.-Miner.* VI: 279-302.

- DYJOR S., 1975 – Zaburzenia glacictektoniczne w Polsce Zachodniej. [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 1, Wyd. Geol., Warszawa: 217-229.
- DYJOR S., 1978 - Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze LGOM. [W:] Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra 24-26 września 1978, Wyd. Geol., Warszawa: 210-214.
- DYJOR S., CHLEBOWSKI Z., 1970 – Budowa geologiczna polskiej części łuku Mużakowa. Zesz. 1 Kom. Geogr.-Geol. Lub. Tow. Nauk., Zielona Góra.
- FRECH F., 1901 – Über glaziale Druck – und Faltungserscheinungen in Odergebiet. Z. Ges. Erdk. Berlin, 36.
- FRECH F., 1915 – Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. Zentrbl. Miner. Geol. Palaont., 14: 417-419.
- FRIES W., 1933 – Tertiär und Diluvium in Grünberger Hohenrücken, Dessau.
- GARETSKY R., LEVKOV E., SCHWAB G., KARABANOW A., AIZBERG R., GARBAR D., KOCKEL F., LUDWIG A. O., LUKKE-ANDERSEN H., OSTAFICZUK S., PALLENO V., SIM L., ŚLIAUPA A., SOKOŁOWSKI J. & STACKEBRANDT W. 1999 - Main neogeodynamic features of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Tech. Posz. Geol., Geosynoptyka i Geoterminia 1/99, Kraków: 17-27.
- GOŁĄB J., 1931 – Über den Bau der Umgebung von Ostrzeszów. Roczn. Pol. Tow. Geol., 7: 398-401.
- GOŁĄB J., 1951 – Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. [W:] Księga pamiątkowa ku czci prof. K. Bohdanowicza. Pr. Państw. Inst. Geol., 7: 115-144.
- GRANICZNY M., DOKTÓR S., KUCHARSKI R., 1991 – Budowa geologiczna strefy waryscydu w podłożu monokliny przedsudeckiej dla określenia perspektyw ropogazoności. Mapy korelacyjne teledetekcyjno-geofizyczne. (Arch. Zakł. Metod. i Koord. Prac Kartogr.), PIG, Warszawa, 38 ss.
- GRANICZNY M., DOKTÓR S., KUCHARSKI R., 1995 – Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych polski w skalach 1:200 000 i 1:50 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1991 – Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. [W:] Przew. 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 5-7 września, Poznań: 7-18.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E., 1975 – Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 23, 4, Warszawa: 153-163.
- JAROSZEWSKI W., 1991 – Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61, Warszawa: 153-206.
- KIENIG E., 1979 – Wpływ budowy geologicznej na rozmieszczenie mineralizacji miedziowej w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. (Praca doktorska GIG). Katowice, 112 ss.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1995 - Budowa geologiczna depresji glacictektonicznych Nowej Soli i Bytomia Odrzańskiego. VIII-th Glacitectionics Symposium. Wydawnictwa Uczelniane WSI nż. Zielona Góra: 117-136.
- KRAIŃSKI A., 1989 – Zarys budowy glacictektonicznej Wzgórz Dalkowskich. IV Symp. Glacitekt., Wyd. Uczeln. WSI Zielona Góra: 289-311.
- KRYGOWSKI B., 1948 – Morfologia dorzecza Odry. Monografia Odry. Inst. Zach., Poznań.

- KRZYSZKOWSKI D., ŁABNO A., DOBOSZ T., 1997 – Moreny czołowe i strefa proglacjałna zlodowacenia warty pomiędzy Głogowem a Wołowem. [W:] Przew. IV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Kamieniec Ząbkowicki 1-5 września 1997:127-151.
- KUPETZ A., KUPETZ M., RASCHER J., 2004 – Der Muskauer Faltebogen – ein geologisches Phänomen, Grundlage einer 130jährigen standortgebundenen Wirtschaftsentwicklung und Geopark in Brandenburg, Sachsen und der Wojewodschaft Lubuser land. - (Hrsg.) Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin.
- KWOLEK K., 2000 – Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka. *Prz. Geol.*, 48, 9, Warszawa: 804-814.
- KWOLEK K., 2003 – Analiza strefy dyslokacyjnej Poznań – Kalisz i jej związek z akumulacją gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca. (Praca doktorska). Biblioteka Główna AGH, Kraków, 158 ss.
- MARKIEWICZ A., 1995 – Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej środkowej Odry, a zaburzenia glacitektoniczne we Wzgórzach Dąlkowskich. [W:] Mater. VIII-th Glacitectonics Symp. Wyd. Uczel. WŚInż. Zielona Góra: 175-192.
- MARKIEWICZ A., 1999 – Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Poland). *Prz. Geol.*, 47, 9, Warszawa: 825-830.
- MARKIEWICZ A., 2003 – Tektonika cechsztyńskiej soli kamiennej w LGOM i jej znaczenie dla działalności gospodarczej. (Prace doktorskie). AGH Kraków, 144 ss.
- MARKIEWICZ A., 2004 – Morphotectonics of the Odra valley between Chobienia and Nowa Sól (Middle Odra Region). [W:] Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry. Wrocław, 18-19.11.2004 – Wrocław: Państw. Inst. Geol.: 25-32.
- MARKIEWICZ A., 2006a – Reactivation of thin-skinned structure of the South-Western Polish Depression and its influence on formation of the Silesian Ridge. [w:] Mater. I Konfer. Projektu UE pt. Living Morphotectonics of the European Lowland. Cedynia, 28-30 august 2006. Wyd. PiG, Warszawa: 51-56.
- MARKIEWICZ A., 2006b – Rola reaktywacji naskórkowej struktury niżu SW Polski w powstaniu Wału Śląskiego. [W:] Materiały XIII konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski” pt.: „Plejstocen południowej Warmii na tle struktur podłoża”. Maróz. 2-8 września 2006, PiG, Warszawa: 101-103.
- MARKIEWICZ A., 2007A - Naskórkowa struktura południowej części monokliny przedsudeckiej a zagospodarowanie soli Na1. Przegląd Solny, Kwart. Gospodarka Surowcami Mineralnymi PAN, Wyd. IGSMiE, Kraków (w druku).
- MARKIEWICZ A., 2007b – Tektonika a geneza i zagospodarowanie złoża rud miedzi w SW Polsce. [W:] Materiały Konferencji: 50-lecie odkrycia złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. 26-28 września 2007 r. w Lubinie., KGHM Polska Miedź S.A. i Państwowy Instytut Geologiczny, Lubin (w druku).
- MARKIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., CZARNECKA K., DOKTÓR S., GRANICZNY M., 1995 – Tektonika a rozkład naprężeń pierwotnych i wtórnych w obszarze ZG „Rudna”. Prace CBPM „Cuprum” (archiwum), Wrocław, 90 ss.
- MARKIEWICZ A., CZMIEL J., MŹYK ST., 1997 – Interpretacja strukturalno-tektoniczna zaburzeń glacitektonicznych osadów ilastych w rejonie składowiska „Żelazny Most”. Prace CBPM „Cuprum” (archiwum), Wrocławiu, 76 ss.
- MARKIEWICZ A., KALISZ M., FARBISZ J., 2005 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń

- wodnych i geotechnicznych. - Etap II: Budowa geologiczna kompleksu cechsztyńskiego. Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 48 ss.
- MARKIEWICZ A., KALISZ M., FARBISZ J., MICHALAK J., 2004 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap I: Budowa geologiczna kompleksu kenozoicznego i mezozoicznego. Prace CBPM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 35 ss.
- MARKIEWICZ A., KALISZ M., FARBISZ J., ZACZEK S., DMYSZEWICZ K., 2006 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap III: Model budowy geologicznej rejonu Grodowca. Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 52 ss.
- MARKIEWICZ A., KRAIŃSKI A., 2002 – Neotektoniczna reaktywacja struktur halotektonicznych a zaburzenia glacitektoniczne w strefach marginalnych europejskich zlodowaceń na przykładzie Wzgórz Dałkowskich (SW Polska). [w:] Mater. IX Symp. Glacitek.: Glacitectonics deformation in south-western Poland. Zesz. Nauk. Uniw. Zielonogór. Wydz. Inż. Łąd. I Środ. 129. Wyd. Nauk.-Techn., Zielona Góra: 123-142.
- MARKIEWICZ A., PIOTROWSKI A., 1999 – Wpływ tektoniki soli cechsztyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, 47, 10: 937-941.
- MARKIEWICZ A., WINNICKI J., 1997 – On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geol. Quart.*, 41, 3, Warszawa: 347-364.
- MARKIEWICZ A., WINNICKI J., 2005 – Plejstocenska reaktywacja cienkopokrywowej struktury monokliny przedsudeckiej a strefy dużych zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Zielonej Góry, Koźuchowa i Głogowa (SW Polska). [W:] Mater. VI Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski” Aktywne uskoki Europy Środkowej. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Oddz. Dolnośląski PIG, ING UJ, Galicia T. Group, Wrocław: 40-43.
- MICHALSKI T., 1981 – Glacitektonika, neotektonika czy hydroglacitektonika. Mater. IV Symp. Glacitek. Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 155-161.
- OBERC J., 1987 – Rola bloków litosfery i ruchy przesuwcze w przedmolasowym rozwoju waryscydów na brzegach Masywu Czeskiego. *Prz. Geol.*, 6, Warszawa.
- PIĄTKOWSKA A., GRANICZNY M., KURZAWA M., RUMIŃSKI J., 2004 – Geneza struktur kolistych północno-zachodniej Polski. PIG Warszawa.
- PODEMSKI M., 1973 – Sedymentacja cechsztyńska zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Prace Inst. Geol.*, 71, Warszawa, 101 ss.
- POŁTOWICZ S., 1961 – Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, 2-4: 391-441.
- ROTNICKI K., 1960 – Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w świetle nowych danych geologicznych i geofizycznych. *UAM Ser. Geogr.*, 27, 3: 105-122.
- ROTNICKI K., 1967 – Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 19: 93-147.
- SALSKI W., 1975 – Tektonika okolic Lubina. *Inst. Geol., Biuletyn* 287, Warszawa.
- SCHWARZBACH M., 1942 – Das Diluvium Schlesiens. *Neues Jb. Miner.*, 86: 189-246.

- SŁUPCZYŃSKI K., 1979 – Conditions of natural gas occurrence in the formations of Lower Permian of the Fore-Sudeten Monocline (in Polish with English summary). Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, 118, Kraków.
- SOKOŁOWSKI J., 1967 – Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geol. Sudetica vol. 3, Warszawa: 297-356.
- SOKOŁOWSKI J., 1974 – Obszar przedsudecki. [W:] Budowa geologiczna Polski. Tom IV, Tektonika część I - Niż Polski (red. Pożaryski W.). Wyd. Geol., Warszawa: 375-394.
- SOLGER F., 1928 – Der Zusammenhang des äussere Geländebildes mit dem inneren Bundesgrenzmärkischen Bodens. Abh. Ber natur. Abt. Grenzmärk. Ges.: 85-112.
- TARNOWSKI H., 1977 – Zmiana miąższości utworów permu i triasu w obrazie rejestracji geofizycznych w wybranych strefach basenu permskiego i ich wpływ na akumulacje węglowodorów (część I). *Prz. Geol.*, 25, 1, Warszawa: 23-26.
- TIETZE O., 1915 – Neue Geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Jb. Preus. Geol. Landesanst., 35, 1.
- URBAŃSKI R., ŻOŁNIERCZUK T., 1977 – Uwagi o tektonice utworów mezozoiku na obszarze przedsudeckim. [W:] Kierunki i metody poszukiwań bituminów w utworach permu na Niżu Polskiego. Wyd. PTPNoZ., Zielona Góra.
- WINNICKI J., 1970 – Zdjęcie geologiczne okolic Nowych Czapli. (Praca magisterska). Zakł. Geol. Fiz. Uniw. Wrocław.
- WINNICKI J., 1980 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Rudna. Wyd. Geol. Warszawa.
- WINNICKI J., 2002 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 Arkusz Ostrzeszów (694). Wyd. PIG Warszawa.
- WINNICKI J., 2004 – Wpływ środkowoplejstoceńskich struktur głacitektonicznych i rynien subglacialnych na rzeźbę w północnej części Pojezierza Lubuskiego (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, 52, 12: 1144-1150.
- WINNICKI J., 2006 - Mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 wraz z przekrojami rejonu składowiska odpadów flotacyjnych „Żelazny Most” [W:] Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu składowiska „Żelazny Most”. Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław.
- WOLDSTEDT P., 1925 – Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. Z. Dtsch. Geol. Ges., 56, Berlin: 172-184.
- WOLDSTEDT P., 1932 – Der Endmoränen und Oser der Saale- (Riss-) Vereisung in Schlesien. Z. Dtsch. Geol. Ges., 84, Berlin: 78-84.
- ŻELAŻNIEWICZ A., MARKIEWICZ A., 1991 – Struktury ekstensyjne w cechsztyńskich ewaporatach monokliny przedsudeckiej a strefa tektoniczna Odry. *Prz. Geol.*, 39, 10, Warszawa: 463-471.