

JANUSZ SKOCZYŁAS, WOJCIECH STANKOWSKI

WPŁYW PROCESÓW GEOLOGICZNYCH NA CHARAKTER RZEŻBY OKOLIC KONINA

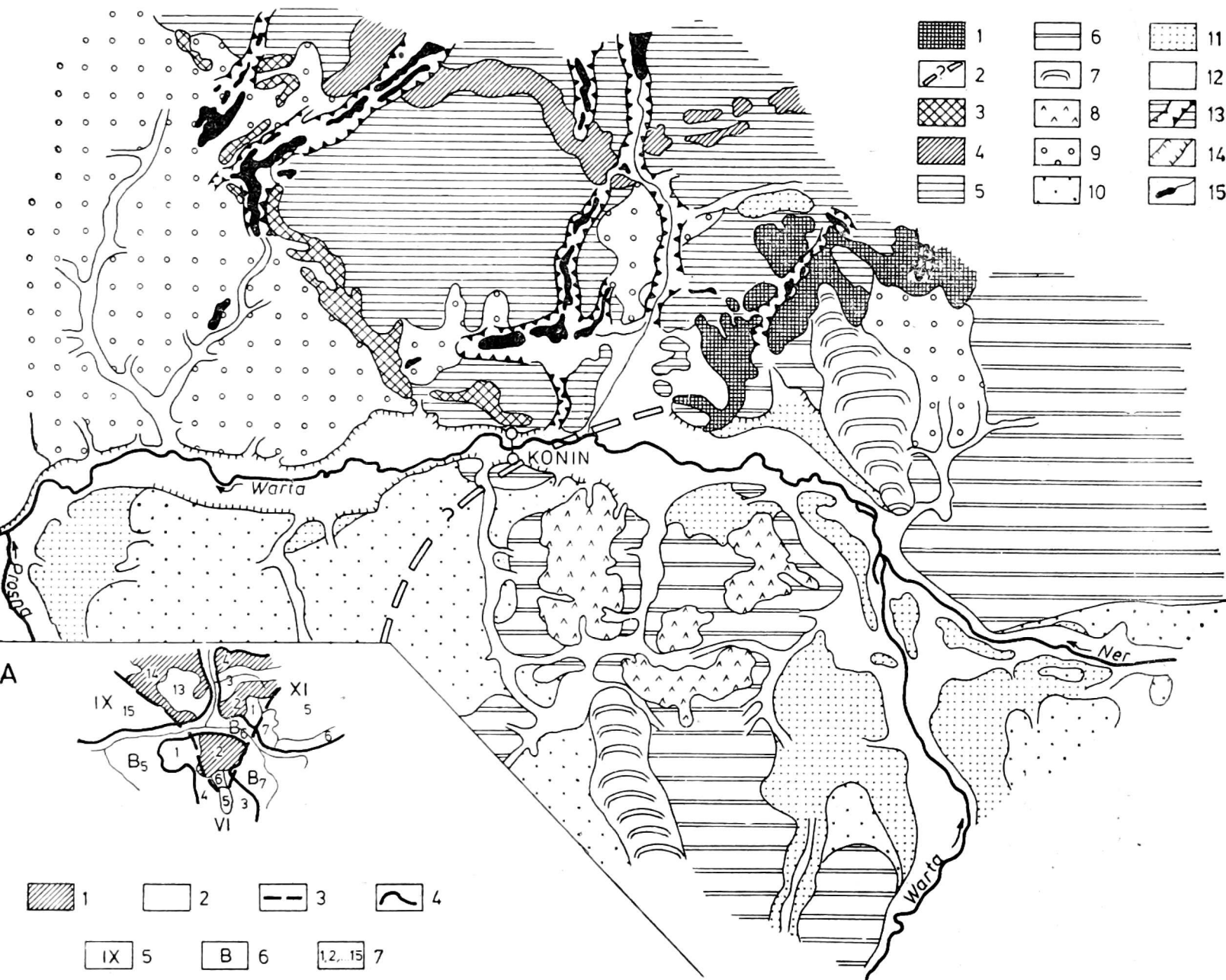
ZARYS TREŚCI

Przedstawiono wybrane zagadnienia geologii i geomorfologii okolic Konina, zwracając szczególną uwagę na wpływ kompleksu skał cechsztyńsko-mezozoicznych na sedimentację osadów kenozoiku oraz na współczesną rzeźbę tego terenu.

WPROWADZENIE

Budowa geologiczna, właściwości geomorfologii, a w konsekwencji także stosunki hipsometryczne okolic Konina są wynikiem długotrwałych i złożonych procesów endo- i egzogenicznych. Bardzo czytelnym skutkiem działalności czynników egzogenicznych jest ostro zarysowana dwuczłonowość w zakresie pochodzenia rzeźby, typu krajobrazu naturalnego, a w ślad za tym również odpowiedniego zróżnicowania regionów fizyczno-geograficznych. Linia podziału przebiega z północnego wschodu na południowy zachód. Na północ od niej rozpościera się rzeźba i krajobrazy młodoglacjalne, na południe dominuje rzeźba i krajobrazy staroglacjalne. Bardzo istotnym topograficznym elementem tego obszaru jest równoleżnikowo usytuowana strefa form pochodzenia rzeczno- w postaci rozległego obniżenia dolinnego. Obniżenie to po części podkreśla granicę pomiędzy wspomnianymi wyżej krajobrazami młodoglacjalnymi i staroglacjalnymi (rys. 1). Kwestia wzajemnych relacji przestrzennych oraz granicy pomiędzy podstawowymi typami rzeźby była przedmiotem licznych opracowań: B. Krygowskiego (1961), K. Rotnickiego (1963), S. Koniecznego (1965) i T. Bartkowskiego (1967). W wyniku najnowszych badań geomorfologiczno-paleobotanicznych przeprowadzonych w okolicach Konina można określić czas ukształtowania się rzeźby młodoglacjalnej na nie więcej niż 22 500 do 21 500 lat BP (M. F. Pazdur, W. Stankowski, K. Tobolski 1981).

Złożony charakter morfogenezy i chronostratygrafii w okolicy Konina sprawia, iż ukształtowanie terenu odznacza się sporym urozmaiceniem.



Ryc. 1. Schematyczna mapka stosunków geomorfologicznych

1 — strefa marginalna maksymalnego zasięgu zlodowacenia Vistulian, 2 — przypuszczalny zasięg zlodowacenia Vistulian, 3 — pagórki fazy poznańskiej, 4 — pagórki morenowe, 5 — vistuliańska wysoczyzna morenowa, 6 — środkowopolska wysoczyzna morenowa, 7 — wały ostańcowe, 8 — wzgórza i pagórki akumulacji szczelinowej, 9 — sandry, 10 — terasy wysokie, 11 — terasy środkowe, 12 — dna pradolin, dolin i rynien, 13 — krawędzie rynien, 14 — krawędzie pradoliny warszawsko-berlińskiej, 15 — wody powierzchniowe

A. Trójczłonowość wysokościowa i typów rzeźby w okolicach Konina

1 — wzgórza i pagórki, 2 — równiny, obniżenia, baseny i dna dolin, 3 — granice odmiennych stref wysokościowych, 4 — granice wysoczyzn wg B. Krygowskiego, 5 — symbole wysoczyzn, 6 — pradolina warszawsko-berlińska, 7 — subregiony geomorfologiczne

Najbardziej wyraźnym topograficznym elementem obszaru jest dolina Warty i łącząca się z nią dolina Neru. Obniżenia te są na tyle rozległe, iż same sobą wyznaczają pewną strefę o równoleżnikowym układzie. Dno doliny Warty w okolicach Uniejowa układa się na rzędnych około 104 m n.p.m., zaś doliny Neru na wschód od Dąbia na rzędnej około 99 m n.p.m. Poniżej Koła dno doliny Warty znajduje się na wysokości około 89 m n.p.m., poniżej Konina na wysokości około 78 m n.p.m., a w okolicy Pyzdr obniża się do około 72 m n.p.m. Zarówno na północ jak i południe od wskazanego obniżenia rzecznej (fragmentu tzw. Pra-

doliny Warszawsko-Berlińskiej) wznoszą się względnie wysoko położone i dosyć urozmaicone obszary wysoczyzn. Niezależnie od dominującego równoleżnikowego podziału rzeźby, daje się zauważyć na omawianym obszarze trójczłonowość wysokościowa w układzie skośnym, o ogólnym kierunku NW—SE (rys. 1). Najwyższym oraz cechującym się największymi wysokościami względnymi jest „segment” środkowy. Wysokości bezwzględne oscylują w zakresie 190 - 90 m n.p.m., przy czym w części północnej rzędne nie przekraczają 137 m n.p.m. Na segment ten składają się na północy formy związane z morfologiczną działalnością lądolodu bałtyckiego, a na południu formy akumulacji glacialnej i szczelinowej zlodowacenia środkowopolskiego. „Segment” zachodni zawdzięcza rzeźbę działalności wód płynących, stąd odznacza się obecnością licznych — płaskich powierzchni, pooddzielanych w różnym stopniu wykształconymi krawędziami. Rzędne terenu wahają się tutaj w granicach 125 - 80 m n.p.m. Wreszcie „segment” wschodni to przede wszystkim obszary staroglacjalnych wysoczyzn silnie przekształconych przez erozję. Powierzchnia terenu obniża się generalnie z północy na południe od przeciętnych wysokości 130 - 120 m n.p.m. do 112 - 105 m n.p.m.

Aktualny charakter stosunków wysokościowych będących odbiciem dokonanych procesów morfotwórczych świadczy o decydującej roli działalności lądolodów oraz ich wód roztopowych, a w końcowej fazie działalności wód rzecznych. Należy zaznaczyć, że morfogeneza okresu plejstoceniowego nawiązała w znacznym stopniu do charakteru rzeźby i tektoniki podłoża cechsztyńsko-mezozoicznego i trzeciorzędowego na tym terenie.

GEOLOGIA KOMPLEKSU CECHSZTYŃSKO-MEZOZOICZNEGO

W laramijskim planie strukturalnym obszar koniński leży niemal w całości w środkowej części Niecki Mogileńsko-Łódzkiej, przylegającej od północnego wschodu do fragmentu antyklinorium środkowopolskiego zwanego Wałem Kujawskim, a od południowego zachodu do monokliny przedsudeckiej. Granica między dwoma jednostkami pierwszego rzędu (Wałem Kujawskim i Niecką Mogileńsko-Łódzką) przebiega wzdłuż podkenozoicznych wychodni osadów górnej kredy. Mimo, iż granica ta ma charakter umowny, to jednak odzwierciedla ona przebieg odkrytej znacznie później, w głębszej strefy tektonicznej Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice, sięgającej do krystalicznego podłoża o konsolidacji prawdopodobnie kaledońskiej. (J. Znosko 1969, S. Marek 1979). Trudno jednak, w świetle obecnego stanu naszej wiedzy, wykluczyć, że strefa ta o amplitudzie zrzutu w kierunku północno-wschodnim około 2 km, nie wyznacza granicy między obszarami o różnowiekowej konsolidacji podłoża (R. Dadlez, S. Marek 1977). Warto również dodać przy charakterystyce tej strefy dyslokacyjnej, iż w strukturalnym planie spągu kompleksu cechsztyńsko-

-mezozoicznego, opracowanego przez R. Dadleza i in. (1980) na równoleżniku Koła osiąga ona szerokość około 20 km. Wpływ tej zasadniczej strefy tektonicznej zaznaczył się w tektonice osadowego kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego, którego miąższość w obszarze konińskim dochodzi do 7 km. Kompleks ten budują:

a) utwory facji chlorkowej cechsztynu, których miąższość w Kłodawie ocenia się na 1410 m,

b) iłowcowo-mułowcowo-piaszczyste utwory pstrego piaskowca o miąższości zwiększającej się z SW na NE z 700 m do około 1100 m,

c) węglanowe osady wapienia muszlowego o miąższości od 300 do 500 m,

d) ilasto-piaszczysto-mułowcowe, z przewarstwieniami gipsów utwory kajpru o miąższości od 400 do 800 m,

e) iłowcowo-mułowcowe osady dolnego i środkowego retyku,

f) piaszczyste osady liasu o miąższości od 150 do 900 m,

g) ilasto-piaszczyste i mułowcowe utwory doggeru o miąższości 100 - 300 m na zachód od strefy Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice, do 800 m na wschód od niej,

h) węglanowo-ilaste utwory górnej jury o miąższości 600 - 780 m,

i) piaszczysto-węglanowe osady dolnej kredy o miąższości 100 - 200 m na SW od strefy tektonicznej, do 400 m po NE stronie tej strefy,

j) węglanowo-ilasto-piaszczyste utwory kredy górnej o miąższości zmieniającej się od około 700 m w części zachodniej do około 2400 m w rejonie Koła i 0 m wzdłuż podkenozoicznych wychodni tych osadów w omawianej strefie.

Głównym czynnikiem, który zdecydował o charakterze i stylu budowy strukturalnej skał tego kompleksu były pionowe ruchy podłoża podcechsztyńskiego. Ruchy te odegrały ważną rolę w strukturalnej przebudowie kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. Przyczyniły się one mianowicie do zróżnicowania tempa i rodzaju sedymentacji oraz mechanicznej deformacji nadległego kompleksu skalnego.

Na analizowanym obszarze decydujące znaczenie dla rozwoju sedymentacji i tektoniki osadów cechsztyńsko-mezozoicznych miała walna strefa dyslokacyjna Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice. Rozdzielała ona obszary o zróżnicowanej subsydencji, a w konsekwencji o różnej tektonice salinarnej. Na południowy zachód od tej strefy dyslokacyjnej położony jest blok Gniezno—Łask, charakteryzujący się znaczną sztywnością i zdecydowanie słabiej wyrażoną tektoniką solną. Po północno-wschodniej stronie tej strefy znajdowała się 3-członowa bruzda kujawska, której środkowy segment kutnowski wykazywał najbardziej intensywną subsydencję. W bruzdzie kujawskiej miąższość cechsztynu w centralnych partiach, poza obszarem naszych zainteresowań, dochodzi do 2000 m, a na obszarze bloku Gniezno—Łask nie osiąga 1000 m. Natomiast osady pstrego piaskowca na południowy zachód od strefy Mogilno

(Gopło)—Ponętów—Pabianice osiągają 200 do 300 m, a w bruździe kujawskiej dochodzą do 800 m miąższości. Kolejne etapy wyraźnego zróżnicowania tempa sedymentacji przypadają na najwyższy retyk, lias, dolny dogger oraz przełom jury i dolnej kredy. W młodszych ogniwach kredy dolnej i w kredzie górnej wpływ strefy dyslokacyjnej Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice ulegał zmniejszeniu, a ostatnie zróżnicowanie tempa sedymentacji zaobserwować można w cenomanie i niższym turonie (R. Dalez, S. Marek 1977).

Po dolnym mastrychcie, a przed środkowym oligoceniem, dokonała się zasadnicza przebudowa strukturalna całego kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. Dźwignięty został wał kujawski, który powstał na miejscu lokalnej, kujawskiej bruźdy sedymentacyjnej. Podniesiona została również w pewnym stopniu niecka mogileńsko-łódzka rozwinięta na obszarze bloku Gniezno—Łask. Blok ten był prawdopodobnie fragmentem hipotetycznego elementu paleotektonicznego znanego jako garb wielkopolski. Zatem pod koniec mezozoiku i na początku kenozoiku nastąpiło odwrócenie kierunków ruchów pionowych bloków podłoża, w wyniku których powstały dzisiejsze jednostki tektoniczne. Procesom tym towarzyszyły również największe przemieszczenia mas solnych przebiegających się ku górze. Istnieje zatem współzależność między dzisiejszym układem tektonicznym a tektoniką soli.

Zjawiska intensywnej tektoniki solnej, wyrażające się m.in. wysadowymi przebiciami, wygasają na linii Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice. Jest to rezultat, przede wszystkim wzrostu miąższości soli cechsztyńskich i ich mezozoicznego nadkładu na północny wschód od tej strefy. Zatem miąższość soli oraz zróżnicowana ruchliwość poszczególnych bloków podłoża uwarunkowały i ukształtowały pasowy, o rozciągłości NW—SE, układ trzech typów genetycznych struktur solnych. Są to:

- 1) grzebienie i słupy solne przebiegające się częściowo lub całkowicie przez osady mezozoiku,
- 2) spęcznienia, poduszki i wały solne nie przebiegające się przez nadkład,
- 3) plakiantykliny i struktury blokowe powstałe bez udziału tektoniki solnej.

Do pierwszego typu struktur zaliczyć należy wysady solne: Rogoźno, Kłodawa, Izbica, Łanięta, Lubień, Góra, Inowrocław, Damasławek i Wapno. W północno-wschodnim fragmencie analizowanego obszaru przebiega, wzdłuż deformacji nieciągłej, struktura solna Izbica—Kłodawa—Ozorków. Jest to antyklina wysadowa o długości około 65 km, z wysadami solnymi Kłodawy oraz Izbicy. Występujący na terenie województwa konińskiego wysad solny Kłodawy rozciąga się w kierunku NW—SE na długości 26 km, przy maksymalnej szerokości 2 km. W części górnej wysad solny, w postaci pnia, przechylony jest z północnego wschodu na południowy zachód. Najwyższa jego część jest przykryta

czapą iłowo-gipsową o miąższości 170 m. Górna powierzchnia soli leży na głębokości 100 do 350 m pod powierzchnią terenu (J. Bąkowski 1969).

Do drugiego typu struktur zaliczamy 3 ciągi struktur, również o rozciągłości NW—SE, występujące w strefie Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice i po jej południowo-zachodniej stronie. Idąc z północnego-wschodu na południowy zachód są to struktury:

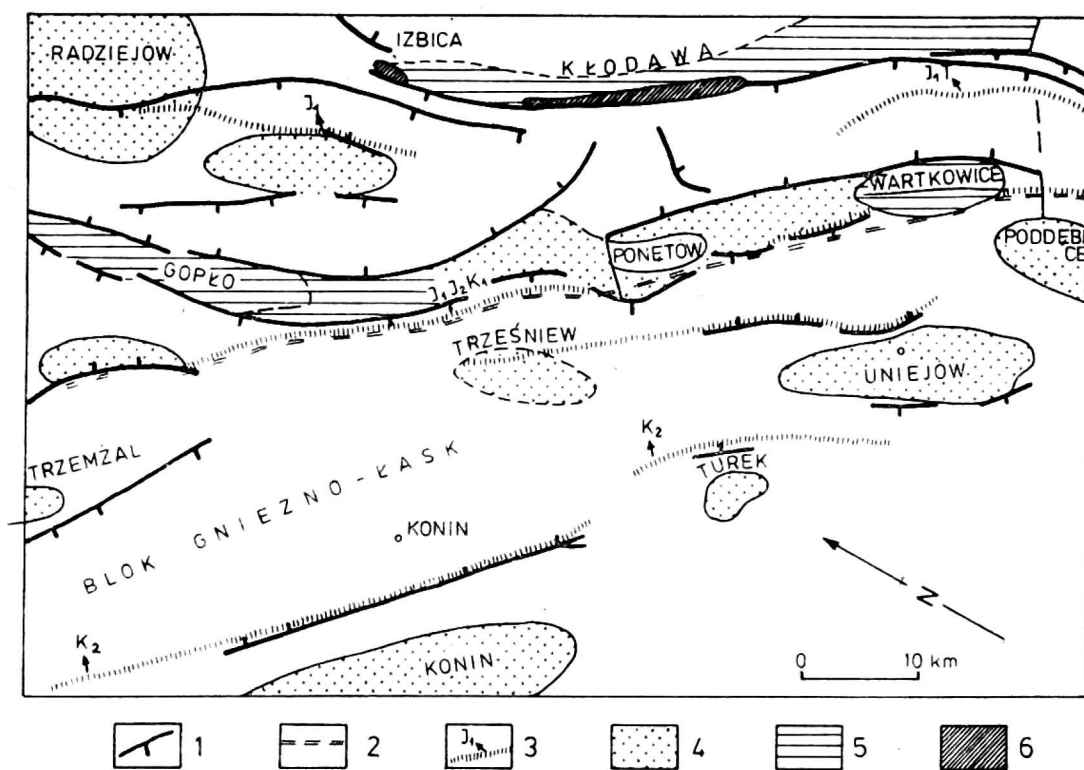
- a) Wartkowic, Ponętowa, Gopła i Strzelna,
- b) Tuszyzna, Śladkowic, Pabianic, Poddębic, Uniejowa, Trześniewa, Trzemżala i Janowca,
- c) Lichawy, Sieradza, Turka i Konina.

Z pierwszego ciągu struktur wpływ na rozwój geologii obszaru kołczyńskiego miały struktury Wartkowic, Ponętowa i Gopła, mimo że struktura Wartkowic występuje tuż za południową granicą analizowanego obszaru, a struktura Gopła przechodzi przez jego północną granicę. Struktury te wyrastają z wałów solnych przebijających się lokalnie przez utwory triasu. Po obu stronach tych struktur zarysowują się wyraźne synkliny. Amplituda zachodniego skrzydła, we wszystkich powierzchniach strukturalnych, od triasu do górnej kredy, jest stała i wynosi około 1 000 m w strukturze Wartkowic, i 1 300 m w strukturze Ponętów i 2 500 m w strukturze Gopła (rys. 2). Z kolei amplituda skrzydła wschodniego rośnie z głębokością. W powierzchni stropowej osadów kredy wielkość amplitudy zbliżona jest do amplitudy skrzydła zachodniego. Natomiast na powierzchni strukturalnej środkowego triasu amplituda w strukturze Ponętowa wynosi około 2 000 m, a w strukturze Wartkowic 2 500 m i 1 800 m w strukturze Gopła. Cechą charakterystyczną struktury Gopła jest występowanie na niej dwóch kulminacji. Jednej na północnym bloku Racic, a drugiej na południowym bloku Gopła. Struktury Wartkowic i Gopła w podtrzeciorzędowym planie strukturalnym zaznaczone są wychodniami kampanu wśród osadów mastrychtu. Struktury te częściowo przebiły się przez utwory triasu. Natomiast struktura Ponętowa prawdopodobnie nie wyszła w swoim rozwoju poza stadium poduszki (R. Dadlez, S. Marek 1974, 1977) (rys. 2).

Z drugiego ciągu struktur charakterystyczne dla omawianego obszaru są struktury: Poddębice, Uniejów, Trześniew (Trześnia), Trzemżał. Antyklina Poddębice jest płaską formą poduszkową, obcięta od wschodu uskokiem. Zrzut wschodniego skrzydła wynosi 150 m, a podłoże cechsztynu występuje na głębokości 6 500 m. Poduszka solna Uniejowa (Uniejów—Jany) jest wydłużoną w kierunku NW—SE strukturą o długości 30 km. Osiąga ona kulminację koło swojego południowo-wschodniego zamknięcia, czyli nieco na południe od Uniejowa. Jej amplituda na wschodzie wynosi 750 m, a na zachodzie 350 - 400 m. Spąg cechsztynu leży poniżej 6000 m. Na północny zachód od opisanej poduszki stwierdzono obecność niewielkiej poduszki solnej Trześniewa (Trześni) o amplitudzie do 100 m. Natomiast antyklina Trzemżala tworzy formę o łagodnie zapa-

dającym skrzydle południowo-zachodnim o amplitudzie 250 m i wyraźnie zaznaczonym upadzie skrzydła północno-wschodniego w całym mezozoiku. Amplituda skrzydła północno-wschodniego w osadach kredy wynosi około 1300 m, a w stropowej powierzchni górnego kajpru 1900 m.

Z kolei występujące na zachód od omawianych, struktury solne należące do trzeciego z opisanych ciągów struktur solnych, usytuowane są



Ryc. 2. Mapa strukturalno-tektoniczna okolic Konina wg S. Marka (1977); uproszczona

1 — uskoki, 2 — głębokie linie tektoniczne starszego podłoża (granice zróżnicowanej subsydencji), 3 — strefy regionalnego przyrostu miąższości formacji mezozoicznych — strzałki ukazują kierunki przyrostu a oznaczenia literowe formacje, które podlegają tym zmianom, 4 — poduszki i wały solne, 5 — grzebienie i słupy solne przebijające się częściowo przez utwory mezozoiku, 6 — grzebienie i słupy solne przebijające się na powierzchnię podkredną

również w strefie dyslokacyjnej, sięgającej prawdopodobnie do podłoża podcechsztyńskiego. Ze strefą tą wiąże się regionalny, szybki przyrost miąższości osadów kredy, jury i triasu. W okolicach Konina występują poduszki solne Turka i Konina (rys. 2). Amplituda skrzydła południowo-wschodniego struktury Turka jest stała i wynosi około 1200 m. Wiąże się to z prawie 1000 m przyrostem miąższości osadów kredy. Na północny zachód od niej występuje poduszka solna Konina, której amplituda, w jej partii północno-wschodniej, osiąga na granicy jura—kreda 1500 m, a w spągu kajpru 2200 m. Amplituda skrzydła zachodniego wynosi tylko 150 - 200 m. Jest to forma inwersyjna, nałożona na miejscu synsedymencyjnego obniżenia w cechszynie (R. Dadlez, S. Marek 1969, S. Marek, J. Znosko 1972 a, b, S. Marek, A. Raczyńska 1974, S. Marek 1979, J. Skorupa, L. Dziwińska 1976).

Granica zasięgu struktur plaktyantyklinalnych i blokowych na ob-

szarze niecki mogileńsko-łódzkiej nie jest jednoznacznie postawiona. Jednak w świetle przedstawionych danych można przypuszczać, iż przebiega ona poza granicami analizowanego obszaru.

Do rezultatów tektonicznego oddziaływania strefy Mogilno (Gopło)—Ponętów—Pabianice zaliczyć należy również ukształtowanie obrazu podkenozoicznych wychodni utworów mezozoiku. Od zachodu i północy w spągu kenozoiku występują opoki zwięzłe, margle i margliste wapienie kompanu. W części środkowej analizowanego obszaru w stropie osadów mezozoiku występują zwięzłe opoki mastrychtu. Natomiast na zachodzie obserwujemy znaczną zmienność wiekową i litologiczną podkenozoicznych wychodni mezozoiku i paleozoiku. W układzie z północnego zachodu na południowy wschód wąskimi pasami strop mezozoiku tworzą, idąc od południowego zachodu, zwięzłe margle, opoki, margliste wapienie kampanu; ilaste i margliste opoki zwięzłe, margle i lokalnie piaskowce koniaku i santonu; wapienie, margle, margliste piaskowce i gezy górnego albu i cenomanu; skały klastyczne dolnej kredy; skały węglanowe górnej jury oraz skały klastyczne jury środkowej i dolnej. Ponadto w wysadzie solnym Kłodawy na podkenozoiczną powierzchnię wychodzą osady cechsztynu.

W osadach węglanowo-krzemionkowych mastrychtu występujących w stropie mezozoiku na przeważającej części omawianego obszaru, stwierdzono w rejonie Turka obecność dwóch systemów strefowo występujących spękań. Są one zróżnicowane, ze względu na wielkość rozwarcia i głębokość pionowego rozprzestrzenienia. Wykazują one nachylenie zbliżone do 80° (J. Czarnik 1972).

Z analizy stosunków hipsometrycznych powierzchni stropu osadów mezozoiku wynika, iż okolice Konina odznaczają się pewnym wyniesieniem, szczególnie w stosunku do terenów przylegających od zachodu. Powierzchnia ta osiąga średnio 60 m n.p.m. Jedynie w rejonie Turka i Malanowa wysokość jej wzrasta do ponad 100 m. Inne wyniosłości podłoża kenozoiku przybierają charakter stosunkowo niewielkich wzniesień zlokalizowanych w rejonie Paprotni, Tuliszkowa, Teresiny, gdzie osiągają ponad 90 m n.p.m. Jednakże obok form wyniesionych występują również w powierzchni stropu osadów mezozoiku obniżenia. W strefie wysadów solnych od Ozorkowa przez Kłodawę po Izbicę i Konary występują leje i rowy o znacznej głębokości, osiagającej w rejonie Izbicy 174 m p.p.m., a w rejonie Kłodawy 97 m p.p.m. Również w północno-zachodniej części analizowanej strefy, rozprzestrzenia się szerokie obniżenie Mogilna (132 m p.p.m.), przedłużające się po okolice Sompolna (48 m p.p.m.). Charakterystycznym elementem w morfologii powierzchni podkenozoicznej są mniejsze, lokalne, erozyjne obniżenia dolinne będące w przyszłości miejscem akumulacji miąższych osadów trzeciorzędu. Morfologia powierzchni osadów mezozoiku ukształtowana została na przełomie mezozoiku i kenozoiku, głównie zaś w starszym trzeciorzędzie.

GEOLOGIA OSADÓW KENOZOIKU

W starszym paleogenie omawiany obszar był lądem na którym rozwijały się powierzchniowo denudacyjne, a w wyniku intensywnego wietrzenia powstawały grube serie zwietrzelin. W młodszym paleogenie procesy te były kontynuowane w południowej i środkowej części obszaru na tzw. cokole elewacji konińskiej. W części północnej natomiast rozwinęło się płytkie morze (eocen, oligocen), w którym odłożone zostały serie piaszczyste o niewielkiej miąższości. Uchodzące do tego morza rzeki, drogą erozji wgłębnej, zainicjowały formowanie dolin — np. doliny Adamowa (J. Czarnik 1972) oraz przypuszczalnie także doliny ciągnącej się na północ od Konina (E. Rutkowski 1967).

Podczas dolnego i środkowego miocenu cały obszar ponownie był lądem, przy czym w rozwiniętych już systemach dolinnych i obniżeniach terenu egzystowały zbiorniki wodne, w których doszło do sedymentacji ilów o zielonkawym zabarwieniu oraz ilów nieznacznie przewarstwionych węglem brunatnym. W licznych zagłębieniach doszło także do sedymentacji piasków, a miejscami nawet żwirów. Utwory te, na skutek specyficznych fizyko-chemicznych warunków środowiska zalegania, ulegały częściowo przekształceniu w słabo spoiste — zsylikowane piaskowce i kwarcyty. Nie tworzą one ciągłych warstw, lecz mniej lub bardziej rozległe pakiety.

Negatywne ruchy górnego miocenu doprowadziły do powiększenia się dotąd niezbyt obszernych basenów sedymentacyjnych. Powstały rozległe bagniska i torfowiska. W bagniskach tych pod koniec górnego miocenu odłożone zostały serie węgla brunatnych. Proces sedymentacji dokonał się w kilku cyklach. Na temat wieku omawianej serii wypowiedzieli się m.in. J. Raniecka-Bobrowska (1970) i A. Sadowska (1977). Zasadniczy okres akumulacji serii brunatnowęglowej zamknięty został ponownymi ujemnymi ruchami podłoża. Równało się to zapoczątkowaniu nowego etapu sedymentacji tzw. warstw/(serii) poznańskich (E. Ciuk 1970, J. Raniecka-Bobrowska 1970). W okresie górnego trzeciorzędu niezależnie od ogólnej tendencji ruchów obniżających pewne partie obszaru dźwigały się. Uwaga ta dotyczy szczególnie stref związanych ze strukturami solnymi. Wywarło to wpływ na zróżnicowanie i skomplikowanie obszarów dokonującej się sedymentacji ilów względem nieco starszych serii burowęglowych. Tym niemniej osady węgla niemal wszędzie zyskały nową pokrywą złożoną z utworów drobnoziarnistej sedymentacji wód stagnujących. Tzw. seria poznańska w okolicach Konina złożona jest z mułków i ilów poprzewarstwianych piaskami (najczęściej drobnymi). Serię tę początkują zwykle niezbyt grube i ograniczone przestrzennie warstwy ilów brunatnych. Powszechnym rozprzestrzenieniem i znacznymi miąższościami odznaczają się natomiast utwory o zielonkawym zabarwieniu. W osadach tych stwierdzono obecność śladów zasolenia. Dało to podsta-

wę do wysunięcia sugestii o wpływach morza na charakter środowiska sedymentacji. Trzeba jednak mieć na uwadze płytkie zaleganie stale żywych struktur solnych. One to mogły być odpowiedzialne za obecność soli w utworach serii poznańskiej. Warstwy poznańskie kończą niezbyt dużej miąższości ily płomieniste o zabarwieniu rdzawym, brunatnym i żółtawym.

Wiek serii poznańskiej określa się na górny miocen (J. Raniecka-Bobrowska 1970) lub na dolny pliocen (E. Ciuk 1970, E. Odrzywolska-Bieńkowska, B. Kosmowska-Ceranowicz, E. Ciuk, M. D. Giel, J. Grabowska, M. Piwocki, K. Pożaryska, H. Ważyńska, M. Ziemińska-Tworzydło 1979).

Trzeciorzędowa sedymentacja objęła przede wszystkim nisko położone w owym czasie obszary, a zatem głównie tereny wokół tzw. elewacji konińskiej. W efekcie powstały miąższe pokrywy złożone na skałach mezozoicznych w zachodnich, północnych i wschodnich częściach opisywanego obszaru. Rzędne stropu utworów trzeciorzędu w zasadzie nie schodzą poniżej 0 m, a odpowiednie izoliny odznaczają się zmiennym układem w stosunku do rzeźby kopalnej powierzchni skał mezozoicznych. Generalizując można zaznaczyć, że powierzchnia utworów trzeciorzędowych naśladując skłony tzw. „elewacji konińskiej” łagodzi jej spadki, a także w poważnym stopniu zacięra istniejące w jej obrębie obniżenia. W powierzchni tej czytelny jest cały szereg liniowych obniżzeń o przeważającym, południkowym układzie. Wydłużone obniżenia rysują się szczególnie wyraźnie w północnej części województwa konińskiego. Rzeźba podczwartorzędowa jest bowiem skutkiem dokonanej, na podstawie skał mezozoicznych, akumulacji trzeciorzędu oraz zapisanych później procesów denudacji i erozji, a także egzaracji lodowcowej i glacitektoniki. Stąd powierzchnię podczwartorzędową, której nie można utożsamiać z powierzchnią przedczwartorzędową, budują zarówno skały wieku mezozoicznego, głównie na południu i w części środkowej obszaru, jak i utwory młodsze trzeciorzędu.

Pokrywa osadów czwartorzędowych wykazuje poważne zróżnicowanie miąższości, gdyż waha się w granicach od około 2 m do ponad 85 m. Zasadniczy wpływ na sposób wykształcenia utworów omawianego wieku wywarła poligenetycznie uformowana konfiguracja skał mezozoicznych. Sedymentacja trzeciorzędu nie zdołała bowiem zatrzeć jej głównych rysów. Stąd największe miąższości czwartorzędu występują w obrębie obniżzeń, właściwych kopalnej powierzchni mezozoicznej i jednocześnie trzeciorzędowej. Najmniejsze miąższości czwartorzędu notuje się natomiast ponad mezozoicznymi elewacjami i wszędzie tam, gdzie złożone procesy czwartorzędu cechowała nadrzędność erozji — np. w dolinie Warty w rejonie Konina, gdzie pod kilkumetrową serią piasków rzecznych zalegają margle kredowe. Obok poważnego zróżnicowania miąższości, rów-

niez i kompletność ogniów czwartorzędu odznacza się na tym terenie istotną niejednorodnością.

Najstarszymi dokumentowanymi utworami czwartorzędu są występujące w okolicach Kłodawy piaski i żwiry interglacjału kromerskiego (M. Domasławska-Baraniecka 1959) oraz zachowane w postaci odosobnionych pakietów zdeformowane gliny morenowe zlodowacenia południowopolskiego (J. Czarnik 1972). Gliny te spotyka się niemal wyłącznie w obniżeniach podłoża mezozoicznego i są one znane z rejonu Turek—Tulizzków, jak również z zachodnich i północnych części omawianego obszaru. Niski stopień zachowania utworów wywodzących się ze zlodowacenia południowopolskiego jest z jednej strony skutkiem elewacyjnego charakteru podłoża mezozoicznego dla dużej części obszaru, zaś z drugiej strony efektem intensywnej oraz długotrwałej denudacji i erozji podczas interglacjału wielkiego (Holsztyńskiego). Uprzątnięcie utworów najstarszego plejstocenu z elewacji, przy równoczesnej permanencji dolin, nawiązujących do trzeciorzędowych, a właściwie późnomezozoicznych stref erozji, zaznaczyło się w postaci istotnej degradacji nie tylko serii czwartorzędowych, a miejscami nawet trzeciorzędowych. Podstawowym „odbiorcą” wyprzątanym osadów była prawdopodobnie rozległa i głęboko wcięta dolina na północy o przebiegu Orchowo—Powidz—Witkowo (S. Dąbrowski 1978). Dolina ta po okresie intensywnej erozji wgłębnej, przez pewien okres spełniała rolę tranzytową, czego wyrazem jest jej częściowe wypełnienie materiałem piaszczysto-żwirowym. Z kolei w dolinie zaczęła przeważać akumulacja, głównie piasków i mułków. W wypełniających dolinę osadach daje się wyróżnić dwie wyraźne jednostki sedymentacyjne, z których pierwsza ma charakter rzeczny a druga odznacza się przewagą sedymentacji w środowisku wód stagnujących.

Przedostatni okres zimny plejstocenu na który przypadło tzw. zlodowacenie środkowopolskie, zapisał się na omawianym obszarze w postaci grubej serii osadów glacialnych i fluwioglacialnych. Na okres ten przypadło również uformowanie zrębów rzeźby terenu położonego na południe od Konina. Podstawowymi utworami zlodowacenia środkowopolskiego na całym niemal obszarze są grube, aż do ponad 60 m serie glin morenowych o dwudzielnym, a nawet trójdzielny charakterze. Gliny te są odpowiednikiem maksymalnego nasunięcia zlodowacenia środkowopolskiego oraz nasunięcia stadiału Warty tegoż zlodowacenia (J. Czarnik 1972, P. Kłysz 1981). W południowej części obszaru gliny omawianych nasunięć, rozdzielone są utworami „interglacystadiału pilicy”. W części północnej nie stwierdza się takiego podziału, co sugeruje, iż czoło lądolodu podczas interglacystadiału pilicy nie uległo obtopieniu dalej na północ niż do równoleżnika Konina. W północnych obszarach województwa konińskiego na jednolity pokład glin stadiału maksymalnego i stadiału Warty nałożona jest cienka oraz nieciągła powłoka glin, których

genezę wypada powiązać z jakimś młodszym nasunięciem — być może stadiału wkry (A. Stankowska, W. Stankowski 1976).

Recesja lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego pozostawiła po sobie określony typ morfologii terenu w postaci typowych dla południowych i południowo-wschodnich obszarów stopni wysoczyznowych oraz ostańców wysoczyznowych (Wał Malanowski, Wał Kolski), wreszcie rozległych i bardzo wyrazistych form związanych z arealnym typem deglacjacji. Potężne, o homogenicznej piaszczysto-żwirowej budowie wewnętrznej wzgórza złotogórskie, władysławowskie i szadowskie są przykładem akumulacji szczelinowej typu stoków i pagórów kemowych (P. Kłysz 1981). W toku recesji zlodowacenia środkowopolskiego intensywnie rozwijana była sieć rzeczna. Z tamtego okresu pochodzi dolina Neru — początek kształtowania się tego odcinka pradoliny warszawsko-berlińskiej (S. Jewtuchowicz 1967, S. Z. Różycki 1972), a przypuszczalnie także południkowo zorientowany odcinek doliny Warty, Prośny i być może obniżenie ciągnące się w przedłużeniu rynny jeziora Gopło. Funkcjonowała wówczas także, obecnie kopalna dolina na linii Orchowo—Powidz—Witkowo wraz z odgałęzieniem Powidz—Słupca.

Zainicjowana w schyłkowej fazie zlodowacenia środkowopolskiego sieć rzeczna uległa rozwinięciu podczas interglacjału eemskiego. Procesy denudacyjne i erozyjne tego okresu nie osiągnęły intensywności równej procesom z poprzedniego interglacjału. Nie doszło bowiem do późniejszego uprzątnięcia utworów zlodowacenia środkowopolskiego. Tym niemniej podczas interglacjału eemskiego przygotowane zostały podwaliny aktualnej sieci wodnej.

Podczas ostatniego okresu zimnego, początkowo przez długi czas aktywne były na całym obszarze procesy właściwe strefie peryglacjalnej. W końcowej fazie Würmu obszary północne znalazły się w zasięgu pokrywy lądolodu zlodowacenia vistulian (bałtyckiego). O vistuliańskim wieku rzeźby glacialnej północno-zachodniej części obszaru świadczą datowania kopalnych osadów organicznych z Marantowa (Z. Borówko-Dłużakowa 1967, E. Rutkowski 1967), z odkrywki Józwin (A. Stankowska, W. Stankowski 1976, K. Tobolski 1980) oraz z odkrywki Kazimierz (W. Stankowski, K. Tobolski 1980). Szczytowy moment tego zlodowacenia przypadł nie wcześniej niż 22 500 do 21 500 lat B. P. (M. F. Pazdur, W. Stankowski, K. Tobolski 1981). Odłożone zostały wówczas osady bezpośredniej akumulacji lądolodu, jego wód roztopowych i uformowana została młodoglacjalna rzeźba w obrębie północno-zachodniej i zachodniej części analizowanego obszaru (rys. 1).

Maksymalny zasięg zlodowacenia vistulian w rejonie Konina, a szczególnie na zachód od miasta, nie został dotąd jednoznacznie określony. Na wschód od Konina reprezentują go pagórki czołowomorenowe o budowie piaszczysto-żwirowej. Nierzadko pagórki te wykazują glacitektoniczne zdeformowanie. Po zewnętrznej stronie pagórków dosyć liczne są,

różnej wielkości, pola sandrów. Bezpośrednio na południe od Konina oraz dalej na zachód brak klasycznych form marginalnych typu akumulacyjnego. Rozległe obszary cechuje natomiast rzeźba ukształtowana pod wpływem działania wód płynących. Ciągące się pomiędzy Koninem i Powidzem pagórki reprezentują nie strefę marginalną maksymalnego nasunięcia lądolodu bałtyckiego, a strefę marginalną kolejnej fazy tegoż zlodowacenia fazy poznańskiej (B. Krygowski 1961, K. Rotnicki 1963, T. Bartkowski 1967). Wody roztopowe tej fazy ukształtowały na jej przedpolu rozległe powierzchnie sandrowe opadające ku położonej na południu kotlinie pyzdrskiej. W samej kotlinie silnie rozbudowany jest zespół teras. Zarówno poziomy sandrowe jak i terasy wykazują chronologiczne zależności, co pozwoliło na jednoznaczne określenie wieku pagórków konińsko-powidzkich właśnie na fazę poznańską (K. Rotnicki 1963). Po północnej stronie pagórków konińsko-powidzkich rozpościera się typowa młodoglacjalna wysoczyzna morenowa. Cechą tej wysoczyzny jest duża różnorodność form o drobnym rytmie, wśród których obok wzniesień czołowomorenowych i pagórków morenowych częste są obszary wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej. Liczne są tam także rynny glacialne. W budowie geologicznej młodoglacjalnej wysoczyzny morenowej dominują gliny morenowe wykształcone w postaci dwóch cienkich oraz nieciągłych pokładów przedzielonych warstwą piasków i żwirów. Wzmiankowana dwudzielność glin może być zapisem bezpośredniej akumulacji lądolodu fazy maksymalnej (leszczyńskiej) oraz fazy poznańskiej (A. Stankowska, W. Stankowski 1976).

Wśród form wklęsłych związanych z morfologiczną działalnością ostatniego zlodowacenia na szczególne podkreślenie zasługuje koniński odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej. Jej cechą jest wyraziste zarysowanie zboczy oraz szerokie płaskie dno (rys. 1). Z pradoliną krzyżuje się cały system południkowo zorientowanych obniżzeń. Na wschodzie jest to dolina Warty, natomiast na zachodzie dolina Prosnicy, stanowiąca ważny hydrologiczny element kotliny Pyzdrskiej. Od północy natomiast włącza się do pradoliny rozległy i rozgałęziony system rynnowy stanowiący przedłużenie rynny jeziora Gopło.

Łączenie się i wzajemne przenikanie odmiennych genetycznie i zróżnicowanych chronologicznie fragmentów dolin wymusza istnienie skomplikowanego układu hydrograficznego oraz złożonej sytuacji hydrologicznej. Jak z powyższego wynika koniński odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej odznacza się wyjątkowo wysokim stopniem złożoności jeśli przypomnieć, iż w bezpośrednim podłożu piasków dolinnych występują tutaj margle wieku kredowego.

Po recesji ostatniego lądolodu, tzn. w schyłku Würmu, w późnym Würmie i podczas holocenu na opisywanym terenie aktywne były procesy eoliczne, denudacji i erozji, rozwijały się formacje organiczne (Z. Borówko-Dłużakowa 1979), wreszcie wytworzone zostały gleby.

ZAKOŃCZENIE

Analiza właściwości budowy geologicznej i geomorfologii okolic Konina ukazuje związki w sedymentacji i tektonice różnowiekowych kompleksów skalnych oraz ich ostatecznego wyrazu w postaci rzeźby terenu. Wzmiankowane sprzężenia manifestują się poprzez:

1) zachowanie we współczesnej rzeźbie obszaru trójczłonowości wysokościowej o kierunku rozprzestrzenienia NW-SE. Kierunek ten jest diagonalny do kierunku ruchów lądolodów, a nawiązuje do głównego kierunku tektonicznego decydującego o rozwoju sedymentacji i tektoniki utworów niżejległych.

2) istnienie w południowej i środkowej części opisywanego obszaru elewacji paleogeograficznej, która w istotny sposób wpłynęła na charakter glacjacji i deglacjacji podczas plejstocenu. Wzmiankowana elewacja wydaje się być odzwierciedleniem morfologii poduszek solnych. Zbudowana jest ona z odpornych na ściskanie i ścinanie opok. Elewacja ta stanowiła trudny do pokonania próg morfologiczny, który do dzisiaj odgrywa istotną rolę w topografii terenu i uzewnętrznia się bądź to w postaci płytko zalegających skał wapienno-krzemionkowych, bądź to nawet jako wychodnie tych skał (Rozniatów, Kraski, Świnice, Czepów).

3) ciągłość pozytywnych ruchów pionowych w obrębie niektórych struktur solnych. Lokalne zróżnicowanie morfologii podłoża zbudowanego ze skał mezozoiku, ulegające dzięki procesom halotektoniki dalszemu spotęgowaniu, na przykład nad podnoszącą się poduszką solną Turka, w trakcie równoczesnego działania lądolodów, uzewnętrzniało się w postaci struktur glacitektonicznych w przykrawędziowych strefach wyniesienia, a także w postaci uwarunkowania sposobu deglacjacji ostatniego na tym terenie lądolodu, tzw. stadiału Warty (P. Kłysz 1981, P. Kłysz, J. Skoczylas 1982).

*Instytut Badań Czwartorzędu
Zakład Geologii Glacjalnej
Katedra Geologii*

Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

LITERATURA

- Bartkowski T., 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. (Sum.: Sur les formes de la zone marginale la Plaine de la Grande Pologne). Prace Kom. Geogr.-Geol. t. 7. z. 1. Poznań.
- Bąkowski J., 1969: Sole kujawskie ich geologia i znaczenie gospodarcze. Przewodnik 41 Zjazdu PT Geol. Konin 21 - 23 VIII 1969, Warszawa.
- Borówkó-Dłużakowa Z., 1967: Badania paleobotaniczne osadów młodoplej-

- stocieńskich Brørup w Koninie-Marantowie. (Sum.: Paleobotanical studies of late Pleistocene deposits (Brørup) in the Konin-Marantów area). Prace IG. t. 48. Warszawa.
- Borówk o - Dłużak o w a Z., 1979: Młodoplejstocieńskie i postglacjalne stanowiska flor kopalnych w Koninie. (Sum.: Late Pleistocene and Post-Glacial Floral Localities in Konin). Kwart. Geol. t. 23. z. 1. Warszawa.
- Ciuk E., 1970: Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. (Sum.: Lithostratigraphical Schemes of the Tertiary from the Polish Lowland Area). Kwart. Geol. t. 11. z. 4. Warszawa.
- Czarnik J., 1972: Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. (Sum.: Paleogeography of the environs of Turek in the Upper Tertiary and Pleistocene). Studia Geol. Pol. t. 40. Warszawa.
- Dadlez R., Deczkowski Z., Gajewska I., Kłossowski J., Marek S., Stolarczyk J., Stolarczyk F., 1980: Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niziu Polskim. 1:500 000. WG Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1969: Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niziu Polskiego. (Sum.: Structural Style of the Zehstein-Mesozoic Complex in Some Areas of the Polish Lowland). Kwart. Geol. t. 13. z. 3. Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1974: Polska północno-zachodnia i środkowa. w: Budowa geologiczna Polski. t. IV. Tektonika. cz. 1. Niż Polski. Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1977: Tektonika. Prace IG. t. 80. Warszawa.
- Dąbrowski S., 1978: System regionalnego krążenia wód podziemnych w dolinie kopalnej na obszarze środkowej Wielkopolski. Dysertacja doktorska. Warszawa—Poznań.
- Domasławska-Baraniecka M., 1959: Z zagadnień czwartorzędu okolic Łęczycy i Kłodawy. (Sum.: Some problems of Quaternary deposits in the regions of Łęczycza and Kłodawa (Central Poland). Przegl. Geol. t. 7. z. 12. Warszawa.
- Jewtuchowicz S., 1967: Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. (Sum.: Warsaw—Berlin Pradolina Between the Rivers Ner and Moszczenica). Prace Geograf. nr 62. Warszawa.
- Kłysz P., 1981: Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem. UAM seria Geografia nr 23. Poznań.
- Kłysz P., Skoczylas J., 1982: Uwagi o podłożu geologicznym i jego związku z wykształceniem współczesnej rzeźby między Koninem, Kołem i Turkiem. Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., seria A. Geogr. firz. t. 34. Poznań.
- Konieczny S., 1965: Niektóre problemy geomorfologii plejstocenu i recesji łądolodu bałtyckiego w północno-wschodniej części Niziny Wielkopolskiej. UAM. seria Geografia nr 2. Poznań.
- Krygowski B., 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. cz. 1. Geomorfologia. (Sum.: Physical geography of the Great Poland Lowland. Part I-Geomorphology) PTPN. Poznań.
- Marek S., 1977: Sytuacja geotektoniczna. Prace IG. t. 80. Warszawa.
- Marek S., 1979: Budowa geologiczna. W: Młynarski S., Dąbrowska B., Grobelny A., Jankowski H., Karaczun K., Królikowski Cz., Marek S., Skorupa J., Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Moryń—Lębork, Gorzów—Bytów i Pleszew—Sierpc. (Sum.: Geophysical-Geological Interpretation of the Results Along the Moryń—Lębork, Gorzów—Bytów and Pleszew—Sierpc Profiles). Biuletyn IG. t. 314.

- Marek S., Raczyńska A., 1974: Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. w: Budowa geologiczna Polski. t. IV. cz. 1. Warszawa.
- Marek S., Znosko J., 1972 a: Tektonika Kujaw. (Sum.: Tectonics of the Kujawy Region.) Kwart. Geol. t. 16. z. 1. Warszawa.
- Marek S., Znosko J., 1972 b: Historia rozwoju geologicznego Kujaw. (Sum.: History of Geological Development of the Kujawy Region). Kwart. Geol. t. 16. z. 2. Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M. D., Grabowska J., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979: Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. (Sum.: Synthetic stratigraphic section of the Tertiary of Polish Part the Northwest European Tertiary Basin). Przegł. Geol. t. 27. z. 9. Warszawa.
- Pazdur M. F., Stankowski W., Tobolski K., 1981: Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organicznymi w Malincu koło Konina (doniesienie wstępne). (Sum.: A Lithological and Stratigraphic Characteristic of the Profile with Fossil Organogenic Sediments at Maliniec near Konin). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. seria A. Geogr. Fiz. t. 33. Poznań.
- Raniecka-Bobrowska J., 1970: Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. (Sum.: Stratigraphy of late Tertiary in Poland on the Basis of Paleobotanical Research). Kwart. Geol. t. 14. z. 4. Warszawa.
- Rotnicki K., 1963: Zagadnienie zasięgu stadiów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. (Sum.: Extent of Leszno and Poznań stages in southeast of Gniezno pleistocene Plateau, East Great Poland). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. Seria A, Geogr. Fiz. t. 11. Poznań.
- Różycki S. Z., 1972: Plejstocen Polski środkowej. PWN Warszawa.
- Rutkowski E., 1967: Czwartorzęd wysoczyzny północno-konińskiej i jego podłoża (Sum.: The Quaternary of the North-Konin High and its Bedrock.) Prace IG. t. 48. Warszawa.
- Sadowska A., 1977: Roślinność i stratygrafia górnomiocennych pokładów węgla Polski południowo-zachodniej. Acta Paleobot. t. 22. Kraków.
- Skorupa J., Dziewińska L., 1976: Kompleksowa interpretacja wyników badań geofizycznych dla strefy Gopło-Pabianice, ze szczególnym uwzględnieniem utworów cechsztynu i podłoża. (Sum.: A Complex Interpretation of the Results of Geophysical Analyses in the Gopło-Pabianice Area with Special Emphasis on Zechstein Deposits and Their Basement.) Kwart. Geol. t. 20. z. 1. Warszawa.
- Stankowska A., Stankowski W., 1976: Sytuacja geologiczna kopalnych utworów organicznych z odkrywki Józwin Kopalni Węgla Brunatnego w Koninie. (Sum.: Geological Situation of Fossil Organic Deposits from the Józwin Exposure of the Brown Coal Mine at Konin). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. Seria A. Geografia Fiz. t. 29. Poznań.
- Stankowski W., Tobolski K., 1980: Osady torfowe i limniczne wieku eemskiego z odkrywki KWB Konin (doniesienie wstępne). Maszynopis. Poznań.
- Tobolski K., 1980: Vistulian fossil floras at Maliniec near Konin. Maszynopis. Poznań.
- Znosko J., 1969: Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. Przewodnik 41 Zjazdu PTGeol. Konin 21 - 23 VIII 1969. Warszawa.

THE EFFECT OF GEOLOGICAL PROCESSES ON THE MORPHOLOGIC
CHARACTERISTICS OF THE ENVIRONS OF KONIN

S u m m a r y

This paper presents characteristics of the geologic structure of a complex of Permian-Mesozoic rocks in the vicinity of Konin. Special attention has been given to the influence of the tectonic zone Mogilno (Lake Gopło)—Ponętów—Pabianice, trending in a northwest-southeasterly direction, on sedimentation and tectonics of sediments deposited on its both sides. Note is made of the fact that after the Lower Maestrichtian Stage and before the Middle Oligocene Period the structure of the entire Permian-Mesozoic complex was liable to major modification. The direction of vertical movements which contributed to the formation of the present-day tectonic units became reversed then. The vertical movements also took place during the whole Tertiary and Quaternary, and affected paleogeographic conditions during the Cenozoic and thus, a thickness, sedimentary environment and completeness of particular sequences of Tertiary and Quaternary sediments. In addition to the above, the analysis of characteristics of the geologic structure and geomorphologic setting of the environs of Konin shows not only relationships with respect to sedimentation and tectonics of rock complexes of varying age but also their relationships to the present-day terrain morphology. The relationships are manifested by:

(1) three-component altitudinal zonation of the present-day relief of that area along a NW—SE line. This direction is diagonal to the direction of ice-sheet movements and tends to parallel the main tectonic direction affecting the deposition and tectonics of underlying sediments.

(2) the presence of a paleogeographic elevation in the southern and middle portions of the study area. The elevation that had a marked effect on the nature of glaciation and deglaciation during the Pleistocene appears to reflect the morphology of salt pillows. It is composed of limestones resistant to glaciotectonic processes. The elevation was a hill difficult of access, which has played an important part in the terrain topography till today. It occurs as limestones lying at a shallow depth or even as outcrops of these rocks (Różniatów, Kraski, Świnice, Czepów).

(3) continuity of positive vertical movements within some salt structures. The effects of local variations in the relief of the Mesozoic bedrock, which became further amplified by the processes of salt tectonics, e.g. over a rising salt pillow near Turek, during a period of the simultaneous action of ice sheets, include glacio-tectonic structures in the proximal parts of the elevation, as well as the mode of deglaciation of the last ice sheet in that area, i.e. the Warta stadial.

*Chair of Geology
Department of Glacial Geology
Institute of Quaternary Studies
Adam Mickiewicz University in Poznań*

LIST OF FIGURES

Fig. 1. Map showing schematically geomorphological relationships.

1: marginal zone of the maximum extent of the Vistulian glaciation, 2: supposed extent of the Vistulian glaciation, 3: hummocks of the Poznań

Phase, 4: morainic hummocks, 5: Vistulian morainic plateau, 6: Riss morainic plateau, 7: residual ridges, 8: hills and hummocks due to the filling of crevasses, 9: outwash plains, 10: high terraces, 11: middle terraces, 12: floors of pradolinas, valleys and tunnel valleys, 13: tunnel valley edges, 14: edges of the Warsaw—Berlin pradolina, 15: surface water.

A. Three-component altitudinal zonation of the relief in the vicinity of Konin

1: hills and hummocks, 2: plains, depressions, basins and valley floors, 3: limits of different altitude zones, 4: limits of plateaux after Krygowski, 5: plateau symbols, 6: the Warsaw—Berlin pradolina, 7: geomorphological subregions.

Fig. 2. Simplified structural-tectonic map of the environs of Konin after Marka (1977).

1: faults, 2: deep bedrock tectonics (limits of varying subsidence), 3: zones of regional accretion within Mesozoic formations — arrows indicate accretion directions and letters designate formations liable to changes, 4: salt pillows and dikes, 5: minor salt pillows and salt plugs partly piercing through Mesozoic sediments, 6: minor salt pillows and plugs projecting over the sub-Cenozoic surface.