

Sylwester MAREK, Jerzy ZNOSKO

Historia rozwoju geologicznego Kujaw*

Po okresie górotwórczości assyntyjskiej wielkie obszary platformy prekambryjskiej Europy Wschodniej, platformy afrykańskiej i laurentyjsko-eryjskiej uległy definitywnej konsolidacji. Na pozostałym obszarze geosynkliny Tetydy postępował nadal rozwój geosynklinalny (H. Stille, 1955, 1958; A. A. Bogdanow, 1962; J. Znosko, 1970).

Świadectwem fałdowań assyntyjskich na tym obszarze są istniejące na powierzchni izolowane, zmetamorfizowane i później już nie zregenerowane bloki w północnej Szkocji, w Irlandii, w Bretanii, w Masywie Centralnym, w Wogezach, w Czarnym Lesie i częściowo w Masywie Czeskim. Bloki te w następnej epoce rozwoju geosynklinalnego zachowały swój sztywne i skonsolidowany charakter. Występują one pośród jednostek tektonicznych młodszych fałdowań jako ich starsze — jądrowe części, albo jako sztywne, skonsolidowane masywy centralne i śródgórskie. Jednakże wielu z tych bloków, obecnie głęboko pograżonych, jeszcze do dziś nie rozpoznano.

ETAP ROZWOJU PREKAMBRYJSKIEGO I KAMBRO-SYLURSKIEGO

Strefa linii tektonicznej Teisseyre'a ma stare założenia, bowiem jej żywot datuje się od okresu przedwendyjskiego. Stanowiła ona wschodnią ramę geosynkliny kaledońskiej na obszarze Europy Środkowej.

Na wschód od strefy linii Teisseyre'a skały osadowe najmłodszego prekambriu (wendu) i kambro-syluru rozwijały się najwyraźniej w warunkach epikontynentalnych, a kompleksy tych skał weszły następnie w skład pokrywy osadowej platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy (J. Znosko, 1965a; K. Lenzion, 1969, 1970).

Na zachód od tej strefy panowały warunki geosynklinalne. Świadczy o tym rozwój facjalny, zaangażowanie tektoniczne oraz miąższości osadów ordowiku i syluru poznane w strefie Koszalina — Chojnic, a także na obszarze zachodniej Lubelszczyzny.

O skałach najmłodszego prekambriu i kambriu z obszaru bezpośrednio na zachód od strefy linii Teisseyre'a, a mianowicie z Pomorza Zachodniego i Kujaw, nie mamy, jak dotąd, żadnych informacji. Dopiero z okolic Lubaczowa, Uszkowiec i Biłgoraja istnieją dane o utworach kambriu, który jest tam wykształcony w facji ilasto-lupkowej i mułowcowej oraz

* Treść niniejszego artykułu wiąże się ściśle z rozważaniami opublikowanymi w pracy pt. „Tektonika Kujaw” (Kwart. geol. t. 16, nr 1, 1972). Zamieszczone tam mapy, przekroje i rysunki odnoszą się również i do treści niniejszego artykułu.

intensywnie sfałdowany (P. Karnkowski, E. Głowacki, 1961; E. Głowacki, P. Karnkowski, Cz. Żak, 1963).

Kambr tak samo wykształcony i również intensywnie sfałdowany daje się śledzić jeszcze dalej na SE w podłożu zapadliska przedkarpackiego (G. N. Dołenko, 1962, 1964; W. W. Głuszko, 1958; A. W. Chizniakow, 1963, 1964).

Kompleksy sfałdowanego, w głównej mierze ilastego ordowiku i syluru nie zostały, jak dotąd, na Kujawach osiągnięte wierceniami, ale poznano je na Lubelszczyźnie i w strefie Koszalina — Chojnic. Jest znamienne, że ordowik i sylur dolny strefy koszalińsko-chojnickiej, a więc w bezpośredniej bliskości północnych Kujaw, wykazuje bardzo silne zaangażowanie tektoniczne, (pozwala domniemywać istnienia fałdów leżących), a co najistotniejsze, różni się facjalnie i miąższościowo od skał tego wieku w pokrywie platformowej kratonu Europy Wschodniej. Podczas gdy ordowik pokrywy platformowej w głównej swej masie jest wykształcony prawie wyłącznie w facji węglanowej, to w strefie Koszalina — Chojnic poznano go wyłącznie w rozwoju ilasto-mułowcowym (R. Dadlez, 1967; Z. Modliński, 1968). Podobnie zresztą ma się rzecz w południowej Lubelszczyźnie.

Co się tyczy syluru, to w strefie Koszalina — Chojnic, w Rudzie Lubyckiej, w okolicach Lubaczowa i Biłgoraja poznano go w wykształceniu przede wszystkim ilastym. Natomiast sylur pokrywy platformowej, to jest na E od strefy linii Teisseyre'a, wykształcony jest w facjach ilasto-marglisto-węglanowych (H. Tomczyk, 1962, 1963; J. Znosko, 1965b, 1969; R. Dadlez, 1967; W. Pożaryski, 1964, 1968; L. Teller, K. Korejwo, 1968 a, b, c; L. Teller, 1969; L. Miłaczewski, A. M. Żelichowski, 1970).

Poznane miąższości dolnej części górnego landoweru w otworze Lutom 1 (poz. *Spirograptus turriculatus*, *Rastrites maximus* i strop poz. *Monograptus sedgwicki*) osiągają według L. Tellera i K. Korejwo (1968a) około 150—200 m, co jest faktem zaskakującym, ponieważ te poziomy graptolitowe o tak dużej miąższości nie były dotychczas w Polsce i w Europie (poza Anglią) w ogóle znane.

Ta nadzwyczaj duża miąższość trzech najmniejszych jednostek stratygraficznych wskazuje na rewolucyjne tempo sedymentacji, nie notowane w tak krótkim czasie w zbiornikach epikontynentalnych, a charakterystyczne dla zbiorników geosynkлинаlnych.

Trzeba także podkreślić, że na Pomorzu Zachodnim nie ujawniono nigdzie łudłowu górnego, który tak wielkie miąższości osiąga na wschód od strefy koszalińsko-chojnickiej, tzn. na wschodnim Pomorzu¹ (H. Tomczyk, 1962, 1968; L. Teller, K. Korejwo, 1968 b, c; L. Teller, 1969). Brak łudłowu górnego na Pomorzu Zachodnim, a jednocześnie duże jego miąższości i płaskie ułożenie na Pomorzu wschodnim pozostaje w związku przyczynowym. Intensywnie wzrastający górotwór staropaleozoiczny, szczególnie w fazie krakowskiej, to jest po łudłowie dolnym (K. Łydka, S. Siedlecki, H. Tomczyk, 1963), musiał spowodować zmiany orograficzne. Wypiętrzone w fazie krakowskiej starsze jednostki tektoniczne, zbudowane z kompleksów staropaleozoicznych i starszych, musiały być poddane gwałtownej erozji, której produkty gromadziły się w orogenicz-

¹ Za wschodnie Pomorze uważamy obszar znajdujący się na wschód od strefy Koszalina — Chojnic.

nych zapadliskach śródgórskich i przedgórskich. Zbiorniki przedgórskie mają początkowo morski charakter i stopniowo ulegają wysłodzeniu.

Na przedpolu wynurzającego się łańcucha, to znaczy na Pomorzu wschodnim, powinny się gromadzić w wyniku działalności fazy krakowskiej synorogeniczne serie ilasto-mułowcowe o dużej miąższości i z wyraźną domieszką grubszego, detrytycznego materiału. Ilasto-mułowcowy skład górnego ludłowu i piętra podlaskiego (postludłowskiego) wskazuje na to, że niszczeniu rzeczywiście była poddana marginalna, młodsza strefa górotworu, którego kompleksy osadziły się pierwotnie w brzeżnym rowie obszaru geosynkinalnego.

Rozwój litofacjalny kompleksów skalnych tej zewnętrznej strefy orogenicznej na Pomorzu Zachodnim (Gościno i strefa Koszalina — Chojnic) oraz synorogenicznych kompleksów górnego ludłowu, a także grubych kompleksów piętra podlaskiego (postludłowu) na Pomorzu wschodnim (J. Czermiński, 1967, Z. Modliński, 1968, L. Teller, 1969) wykazują wzajemny związek genetyczny i układają się konsekwentnie w ogólnym planie pierwotnych stref geosynkinalnych — następnie wypiętrzonych — i stref obniżonych u ich czoła. Trzeba podkreślić, że taka właśnie interpretacja stosunków w starszym paleozoiku Pomorza była już sugerowana (J. Znosko, 1962, 1965 a). Można by zatem wyrazić przypuszczenie, że Kujawy, znajdujące się pomiędzy Pomorzem i Lubelszczyzną, gdzie stwierdza się identyczne stosunki tektoniczne, będą również miały podłoże staropaleozoiczne zbudowane według przedstawionego schematu.

Można już dziś sugerować, że wał kujawski w całości może nam odzorowywać, jeśli idzie o jego podłoże, strefę speneplenizowanego łańcucha staropaleozoicznego.

Staropaleozoiczne podłoże południowo-zachodniej części warszawskiego odcinka niecki brzeżnej powinno być także zaliczone do tej strefy. Natomiast odpowiedniki ugiętego podłoża u czoła strefy koszalińsko-chojnickiej mogłyby się przedłużać ku SE w północno-wschodnią strefę warszawskiego odcinka niecki brzeżnej. Nawet ewentualny brak syluru w tej strefie łatwy jest do wytłumaczenia i może być traktowany jako zjawisko późniejsze, o czym będzie mowa niżej.

Jak dotąd, nie wiemy kiedy odbyła się inwersja geosynkliny staropaleozoicznej i kiedy uformował się łańcuch kaledoński. Dane z obszaru Lubelszczyzny i z obszaru na północ od Gór Świętokrzyskich pozwalają mniemać, że ostateczne wypiętrzenie i dofałdowanie gmachu kaledońskiego, przyrastającego do platformy prekambryjskiej, odbyło się po zedyńie, który w wielu przypadkach ma jeszcze „sylurski” rozwój i jest intensywnie sfałdowany. Jest oczywiste, że „sylurski” zedyń mógł osadzać się w synklinach górotworu *in statu nascendi*, a także w zapadliskach śródgórskich i przedgórskich. W nich właśnie mogła kontynuować się schyłkowa sedimentacja sylursko-zedyńska, której towarzyszyły objawy wysłodzenia i kurczenia izolujących się zbiorników. W tym samym czasie wypiętrzające się łańcuchy kaledońskie podlegały erozji, która z różną intensywnością nadcinała i gradowała poszczególne części górotworu. Na stromych zboczach i na obszarach obniżonych poczęły się gromadzić produkty niszczenia tego górotworu, które traktujemy jako molasę młodszą, znaną pod nazwą oldredu.

Można przyjąć, że taki układ stosunków diastroficznych istnieje w podłożu staropaleozoicznym Kujaw.

Reasumując, obszar Pomorza Zachodniego, Kujaw i zachodniej części Lubelszczyzny przylega do ramy geosynkliny staropaleozoicznej, którą stanowiła strefa linii tektonicznej Teisseyre'a. Zgodnie z takim planem tektonicznym wymienione obszary w wendzie i kambro-sylurze stanowiły brzeżną strefę geosynkliny kaledońskiej, która obrzeżała blok kratonu prekambryjskiego wschodniej Europy.

ETAP ROZWOJU DEWOŃSKO-DOLNOPERMSKIEGO

Zalew na przełomie zigeny i emsu nie zastał jednak powszechnie dostatecznie spenepienizowanego obszaru. Przeciwnie, zalewany obszar był zróżnicowany morfologicznie i geologicznie. Świadczą o tym dane ze strefy Koszalina — Chojnic i mamy prawo przypuszczać, że okaże się to również adekwatne i dla obszaru Kujaw. Spośród dowodów wskazujących na taki stan rzeczy należałoby wymienić ze strefy Koszalina — Chojnic (R. Dadlez, 1967 oraz praca w druku; H. Łobanowski, 1968): 1) Zróżnicowanie stratygraficzne i litologiczne starszego paleozoiku, który nakrywają kompleksy dewońskie lub młodsze. 2) Stała i duża niezgodność kątowna oraz hiatus pomiędzy podłożem a nakrywającym go młodszym paleozoikiem. 3) Obecność lub zupełny brak dolnego dewonu w facji oldredu w profilach niewiele od siebie oddalonych. 4) Poważne zróżnicowanie miąższości i odmienne facje dewonu środkowego na obszarze Miastka i Jamna — na północy i Chojnic — na południu. Grubość dewonu środkowego na obszarze Miastka i Jamna osiąga 760 m, przy czym dolna połowa jest jeszcze pstra i znacznie terygeniczna, podczas gdy na południu — w otworze Chojnice 3 — dewon środkowy mierzy 102 m i brak jest osadów pstrych. 5) Obecność w osadach dewonu środkowego wkładek zlepieńcowych o dość różnym składzie, który dowodzi, że były w tym czasie niszczone skały ilaste, mułowcowe i piaskowcowe, kwarcowe, krzemionkowe, wapienne, a nawet piaskowcowo-serycytowe. Średnica otoczków osiąga 7 cm, a wśród nich zdarzają się ilaste, które — jak wiadomo — nie mogą być daleko transportowane.

Reasumując, można wyrazić pogląd, że jeszcze w eiflu obszar Pomorza Zachodniego nie był całkowicie zalany. Z morza środkowego dewonu wyłaniały się resztki nie zniszczonego górotworu kaledońskiego.

Profil wiercenia Człuchów IG-1 (M. Pajchel — wiad. ustna), w którym stwierdzono 2088 m nie przebitego dewonu wyraźnie trójdzielnego — piaskowcowego w dolnej części, ilasto-mułowcowego z wapiennymi i marglistymi wkładkami w środkowej części oraz węglanowego w górnej — jednoznacznie podkreśla zróżnicowaną konfigurację ładu przedewońskiego i zróżnicowaną w intensywności i typie sedymentację dewońską w profilach blisko siebie położonych. Najprawdopodobniej tak samo kształtowały się warunki morfologiczno-tektoniczne i sedymentacyjne na obszarze Kujaw.

Wyrównanie stosunków sedymentacyjnych, jak to wynika ze strefy Koszalina — Chojnic, rozpoczęło się w żywocie, a definitywnie nastąpiło we franie, w którym zanikło pstre wykształcenie osadów i w którym ustaliła się litofacja węglanowa przejmująca w dewonie górnym rolę dominującą.

Na przełomie dewonu i karbonu trwała zapewne nadal sedymentacja morska w wyrównanych warunkach. Świadczy o tym węglanowa seria

otworu Chojnice 2, która zalicza się do najwyższego famenu (strun) i która nie zdradza oznak spłylenia zbiornika. Nie wiemy, jak kształtowały się stosunki paleogeograficzne w turneju, w którym albo kontynuowała się sedimentacja, albo zaczęły się manifestować ruchy doprowadzające w wizenie dolnym do całkowitego prawie wycofania się morza.

Wizen dolny, jak można sądzić, był okresem intensywnych ruchów blokowych i wzmózonej erozji, która wciniała się z różną mocą w osady dewonu i starsze (K. Korejwo, 1969; R. Dadlez, praca w druku). Tym ruchom blokowym, za które czyni się odpowiedzialną fazę bretońską, towarzyszyła działalność wulkaniczna. Jej dowody ujawniają się między innymi na Lubelszczyźnie jako sille diabazowe w spągu transgredującego wizenu środkowego (L. Miłaczewski, T. Niemczycka, 1967).

Nowa transgresja wtargnęła w wizenie środkowym, a powszechne zalanie nastąpiło w wizenie górnym, którego osady są rozwinięte albo w facji wapienia węglowego, np. w strefie Koszalina — Chojnic, albo w facji paralicznej, np. na Lubelszczyźnie. Facja paraliczna zapanowała niepodzielnie w namurze i trwała jeszcze w westfalu A (K. Korejwo, 1969). Zgodnie z ostatnim poglądem K. Korejwo (1969) taki właśnie stan rzeczy miał również miejsce na Kujawach. Westfal B, C i D jest w Polsce na obszarach jego występowania wykształcony w produktywnej facji limnicznej.

Oscylacyjna izolacja wpływów morskich ze strefy subwaryscyjskiej Europy Zachodniej i Środkowej dowodzi działalności ruchów wznoszących na pograniczu wizenu i namuru. Byłyby to oddźwięki fazy sudeckiej, która w geosynklinie waryscyjskiej Europy Zachodniej i Środkowej, a na obszarze Polski w Sudetach i w strefie morawsko-śląskiej spowodowała istotną przebudowę strukturalną, podczas gdy na platformie doprowadziła do stopniowych zmian w zbiorniku epikontynentalnym. Te ruchy o różnym nasileniu i zmiennym ich znaku trwały w czasie namuru i westfalu A. One to właśnie powodowały albo wnikanie ingresji morskich w limniczny zbiornik górnego karbonu, albo ryglowały wpływy z morskiego zbiornika Europy Zachodniej. Na przełomie westfalu A i B, czyli synchronicznie z fazą kruszcogórską, nastąpiło w Polsce środkowej definitywne odcięcie wpływów morskich i przekształcenie zbiornika w limniczny (K. Korejwo, 1969).

Z ogólnego układu karbonu na Nizinie Polskiej² w stosunku do karbonu sudeckiego i górnośląskiego można wnioskować, że karbon Pomorza, Kujaw i częściowo Lubelszczyzny znajduje się w strefie rowu przedgórskiego, który na pewno musi egzystować na przedpolu Sudetów. W stosunku do łańcucha morawsko-śląskiego rolę rowu przedgórskiego spełnia zapadlisko górnośląskie.

Jeśli słuszne są te założenia, to na Kujawach, szczególnie w kierunku Sudetów, a więc przede wszystkim w niecce mogileńsko-łódzkiej i dalej ku SW, należy oczekiwać grubego i produktywnego karbonu górnego.

Ostateczne wypiętrzenie waryscyjskich Sudetów i morawosilesidów w fazie asturyjskiej i saalskiej spowodowało ogromne zmiany klimatyczne, doprowadziło do kompensacyjnego ugięcia przedpola górotworu waryscyjskiego, tj. rowu przedgórskiego i w konsekwencji spowodowało

² Geologiczne pojęcie terminu Niż Polski — patrz praca S. Marka, J. Znoski: Tektonika Kujaw, Kwart. Geol., nr 1, 1972.

wzmoczenie erozji. Rów przedgórski waryscydu, w tym również bliżej nie określony na razie obszar Kujaw, zasypany został grubą serią arkozowych utworów najwyższego karbonu i dolnego permu. Towarzyszyła temu działalność wulkaniczna, znana od dawna w Sudetach, w obrębie górnosląskiego zapadliska, a ostatnio stwierdzona również na obszarze przedsudeckim oraz na Pomorzu Zachodnim i w Meklemburgii (R. Dadlez, 1967; S. Sokołowski 1967; K. H. Albrecht, K. Goldbecher, 1964; K. H. Albrecht, 1967).

Ruchy asturyjskie i saalskie odbiły się poważnym echem na przedpolu Sudetów i objęły swoim wpływem obszar całej Polski niżowej. Spowodowały one blokowe przesunięcia podłoża, wyzwoliły wylewy wulkaniczne, wzmogły działalność erozyjną i urozmaiciły morfologię. Właśnie te ruchy są przede wszystkim odpowiedzialne za dzisiejsze transgresywne ułożenie cechsztynu na różnym wiekowo podłożu, za lateralny kontakt starszego paleozoiku z permem dolnym, z karbonem i z dewonem, jak również często za oboczny kontakt dewonu i karbonu (R. Dadlez, 1967 i praca w druku).

W wyniku tych ruchów erozja doprowadziła do dzisiejszego wschodniego zasięgu granic erozyjskich dewonu i karbonu (J. Znosko, 1969) oraz do dzisiejszego układu erozyjnych granic kambru, ordowiku i syluru wokół garbu mazursko-suwańskiego. Dlatego też zrozumiałego znaczenia nabiera walna strefa dyslokacyjna Warszawa — Włocławek — Inowrocław — Chodzież (W. Pożaryski, 1968; S. Marek, J. Znosko, 1972, fig. 1, 2), ponieważ wzdłuż jej południowego, zrzuconego skrzydła starszy paleozoik, dewon i karbon wnikają na obszar wschodniej Polski. Na obszarze północnym podniesionego skrzydła nastąpiło natomiast erozyjne cofnięcie granic rozprzestrzenienia starszego paleozoiku, dewonu i karbonu do stanu, jaki obserwujemy dzisiaj.

Ta linia dyslokacyjna, jeśli bezpośrednio nie zróżnicowała ruchów wznoszących i erozji, to w każdym razie miała niezaprzeczalny, aczkolwiek pośredni wpływ poprzez woalujące kompleksy starszego paleozoiku. Ta konfiguracja morfologiczno-erozyjna uwarunkowała rozczłonkowane wniknięcie transgresji cechsztynu na obszary wschodnie.

ETAP ROZWOJU CECHSZTYŃSKO-MEZOZOICZNEGO

Speneplenizowanie waryscydu i wypełnienie rowu przedgórskiego, jak również i innych obniżen przygotowało cały obszar Nizy do rozległego zalewu cechsztyńskiego.

Obszar Kujaw wraz z przylegającymi terenami stanowił tę część zbiornika cechsztyńskiego, którą znamionował rozwój facji chlorkowej z solami potasowymi oraz największa grubość solonośnego cechsztynu osiagająca 1500 m (J. Poborski, 1969; Z. Werner, J. Poborski, J. Orska, J. Bąkowski, 1960). Te fakty wskazują na obszar największej subsydencji zbiornika cechsztyńskiego, uwarunkowanej głęboko zakorzenionymi strefami nieciągłości w podłożu (S. Marek, J. Znosko, 1972).

Zbiornik cechsztyński odziedziczył tendencję największej subsydencji po rowie przedgórskim. Jednakże zgodnie z prawem sukcesji migracyjnej zbiorników powinno się zaznaczyć przesunięcie strefy największej głębokości zbiornika cechsztyńskiego ku peryferiom, to znaczy na ze-

wnątrz w stosunku do strefy największej głębokości w zbiorniku waryscyjskiego rowu przedgórskiego Sudetów.

Tendencja do wzmożonej subsydencji na Kujawach trwała jeszcze w piaskowcu pstrym, który nagromadził się w dużej miąższości, osiągającej, jak stwierdzono, 1200—1300 m. Według danych sejsmicznych w profilu krośniewickim można liczyć się z grubością dolnego i środkowego piaskowca pstręgo dochodzącą nawet do 1500—1600 m (S. Marek, 1967a; R. Dadlez, S. Marek, 1969).

Ponowny powszechny zalew na obszarze Kujaw nastąpił w recie i kontynuował się w wapieniu muszlowym dolnym i środkowym w dość wyrównanych warunkach batymetrycznych i sedymentacyjnych, przy spokojnym zachowaniu się podłoża.

Na przelomie środkowego i górnego wapienia muszlowego zaznaczyły się wzmożone ruchy bloków podłoża, które początkowo były niejednolite i tym samym spowodowały znaczne różnice w tempie sedymentacji w poszczególnych regionach wału kujawskiego i przyległych obszarów. Niewątpliwie towarzyszyły temu wzmożone ruchy mas solnych, co szczególnie dobrze zaznacza się w profilu górnego triasu na szeregu przekrojów sejsmicznych.

Pod koniec wapienia muszlowego sekularne i powszechne ruchy podłoża doprowadziły do ogólnej regresji morskiej. Zbiornik niżowy, w tym również i kujawski, przekształcił się w izolowany, śródkontynentalny, w którym zaczęła przeważać początkowo sedymentacja typu brakicznego, wprędce ustępująca miejsca limnicznej.

Godne podkreślenia jest to, że stopniowa izolacja zbiornika triasowego połączona była ze wzrostem jego zasolenia, którego przyczyną był suchy i gorący klimat i związane z tym bardzo intensywne parowanie. Efektem tego było osadzenie się w dolnej serii gipsowej kajpru górnego kompleksu soli kamiennej z przerostami iłowca, gipsu i anhydrytu; kompleks ten, miąższości 160 m, stwierdzono w profilu otworu krośniewickiego (S. Marek, 1967a).

Nie można jednakże wykluczyć innego pochodzenia tej soli kamiennej, a mianowicie, że jest ona efektem wtórnego osadzania się mas solnych pochodzących z przebijających się w górnym kajprze wysadów solnych.

Dotychczasowa ocena skali i roli ruchów tektonicznych na Kujawach, współczesnych tzw. fazie starokimeryjskiej, była niedostateczna. W wyniku badań sejsmicznych i wiertniczych okazuje się, że ruchliwość podłoża w tym czasie była znacznie większa i doprowadziła do największych z poznanych dotąd zróżnicowań miąższości triasu. Tak np. grubość kompleksu triasowego Krośniewic ocenia się na około 4300—4500 m, z czego na sam górny trias przypada około 2000 m, a na wschód od dyslokacji Żychlin — Gostynin — Chełmca, pokrywającej się prawie ze wschodnim skrzydłem wału, pełna miąższość kompleksu triasowego osiąga około 2000 m, z czego na górny przypada prawdopodobnie około 750 m (S. Marek, J. Znosko, 1972).

Ruchy starokimeryjskie w geosynklinie alpejskiej spowodowały w platformie paleozoicznej znaczne wzmożenie ruchliwości poszczególnych bloków jej podłoża. W wielu przypadkach wywarły one od dołu dodatkowy nacisk na plastyczne masy solonośnego permu, którego osady w tym czasie znajdowały się już pod dostatecznie dużym naciskiem

statycznym osadów nadległych. Suma tych ruchów odwrotnie skierowanych i mających charakter prasy tektonicznej spowodowała przemieszczenie się plastycznych mas solnych, które dążąc do stref nieciągłości tektonicznych przedzierały się ku górze, tworząc pierwsze nabrzmienia soli i wysklepienia pokrywających kompleksów, a najprawdopodobniej także pierwsze przebiecia się mas solnych.

W strefach nabrzmiałych, a szczególnie przebitych i półprzebitych masami solnymi osłabiło wyraźnie tempo sedymentacji, a niekiedy doszła do głosu erozja. Na przykład w Mogilnie, w centralnej, poduszkowej strefie struktury, rejestruje się lukę erozyjną, obejmującą dolny kajper i wapień muszlowy (J. Sokołowski, 1966; A. Raczyńska, 1962). W obrębie antykliny Ciechocinka także zaznacza się luka obejmująca według J. Gajewskiej warstwy ceratytowe wapienia muszlowego, kajper dolny i serię gipsową dolną. Natomiast w strefach obniżonych zaznacza się wzmożona sedymentacja osadów górnego triasu, które nagromadziły się w potężnej miąższości.

Redepozycyjny typ sedymentacji, który musiał istnieć w takich warunkach, zaznacza się szczególnie w wykształceniu facjalnym osadów retyku, powstałych kosztem rozmywania przede wszystkim osadów kajprowych, a w pewnym stopniu i starszych. Świadczy to o tym, że wzmożona ruchliwość mas solnych szczególnie mocno zaznaczyła się pomiędzy kajprem a retykiem. Na przekrojach sejsmicznych obserwuje się znamieny układ strukturalny, który wyraża się tym, że w półprzebijających się kopułach i wałach masy solne utykają bądź to w spągu węglanowego kompleksu triasu (a więc albo w spągu retu, albo w spągu wapienia muszlowego), bądź też w spągu retyku. Ten układ wskazuje jednoznacznie na najintensywniejsze epizody ruchliwości mas solnych w ciągu całego triasu.

W retyku zmieniły się warunki klimatyczne. Uwidacznia się to szczególnie w jego końcowej fazie w zmianie zabarwienia osadów, co wskazuje, że klimat gorący i suchy zmienił się na bardziej wilgotny i chłodniejszy (S. Z. Różycki, 1958).

Rozpoczyna się wyrównana, powszechna sedymentacja limniczna liasu, przerywana okresami słabych ingresji morskich w dolnym hettangu i w dolnym synemurze, w pliensbachu i w dolnym toarsie. W strefie przyszłego wału kujawskiego nagromadził się gruby (ponad 1000 m, a wg badań sejsmicznych nawet ponad 1500 m) kompleks osadów ilasto-piaszczystych, które lokalnie na wykształconych już kopułach i wałach solnych wykazują redukcję miąższości. W aureoli kłodawskiego wysadu miąższość liasu wynosi już 800—900 m (S. Z. Różycki, 1958; W. Karaszewski, 1962; R. Dadlez, 1964, 1968).

Regionalną zmianę miąższości osadów liasu, podobnie zresztą jak i osadów doggeru, obserwuje się po obu stronach głębokiej strefy dyslokacyjnej Tomaszów Maz. — Lutomiersk — Ponętów — Mogilno. Z jednej strony tej dyslokacyjnej strefy mamy do czynienia z kutnowskim obszarem subsydencji, gdzie osady osiągają bardzo duże miąższości, a z drugiej — z obszarem łudzko-mogileńskim, gdzie miąższość tych osadów maleje do 100—200 m. Podobną skokową zmianę miąższości stwierdza się po obu stronach uskoku Nowe Miasto — Żychlin — Goścynin — Chełmica.

W aalenie wskutek generalnego, obniżającego ruchu podłoża docho-

dzi do powszechnej ingresji morza, które już na stałe opanowało zbiornik niżowy w jurze środkowej i górnej. Trwa nadal ilasto-piaszczysty typ sedimentacji.

W zbiorniku środkowojurajskim zaznaczają się wyraźne, aczkolwiek słabe oscylacje jego dna, których przyczyną były, jak zwykle, dotychczas ogólne — jednolite, albo lokalne — zróżnicowane ruchy bloków podłoża.

W pierwszym przypadku efektem tych ruchów były krótkotrwałe odcyłacje trans- i regresywne oraz zaburzenia podstaw erozyjnych na otaczających łądach, co ujawnia się w wielokrotnych zmianach litofacji piaszczystej na ilastą. W drugim przypadku wyrażają się one synsedymencyjnym rozmywaniem osadów i tworzeniem licznych warstw muszlowców i zlepieńców intraformacyjnych, jak na przykład w środkowym i górnym kujawie oraz w batonie (J. Znosko, 1957 *a, b*; A. Ryll, 1970). Drastyczne skonstrastowanie miąższości osadów środkowej jury zachodzi także po obu stronach stref dyslokacyjnych, obramowujących od SW i NE kutnowski obszar subsydencji.

W kelowej górnym doszło do generalnego spłylenia zbiornika, który osiągnął w morskim cyklu rozwojowym jury chyba swoje najpiętsze stadium. Jednakże zbiornik ten nie zmienił swego morskiego charakteru. A zatem pomimo tu i ówdzie obserwowanych luk stratygraficznych nie może być mowy o regresji. Rezultatem tego zjawiska jest powstanie charakterystycznej, osobliwej w swoim rodzaju warstwy bulastej, reprezentującej czasami nawet przy „zerowej” sedimentacji wszystkie — skondensowane — poziomy amonitowe keloweju górnego. Proces ten kontynuował się także, ale już lokalnie, w najniższym oksfordzie (J. Znosko, 1957 *a*; K. Dayczak-Calikowska, 1964, 1966).

Oksford środkowy i górny ujawnia ujednoczenie warunków sedimentacyjnych, wyrażone panującą litofacją węglanową. Obecność dolomitów, a także objawy pirytovej względnie szamozytowo-hematytowej mineralizacji, która przejawiała się niekiedy w górnym batonie, w kelowej oraz w oksfordzie, wiązać trzeba przyczynowo z podwodnymi „wybuchami” solanek.

Reliktowe wody i ługi cechsztyńskie, jako inkluzje przemieszczane ku górze łącznie z masami solnymi w poszczególnych etapach jej migracji, w pewnych warunkach musiały być wystrzykiwane wskutek dławiącego działania sumujących się ruchów pozytywnych bloków podłoża i statycznego nacisku mas nadległych. Te magnezowe solanki i mocno zmineralizowane ługi dostawały się częściowo do zbiornika i częściowo poprzez pory i szczeliny wnikały w osady już zdiagenezowane, powodując w nich zmiany mineralizacyjno-diagenetyczne i postdiagenetyczne. (J. Znosko, 1957 *b*; R. Krajewski, 1957; J. Wojciechowski, J. Ziomek, 1968; A. Teofilak-Maliszewska, 1968).

Wzmózona lokalna ruchliwość bloków podłoża ponownie zmanifestowała się w kimerydzie dolnym. Spowodowała ona zapewne impuls wzrostu struktur solnych, w których otoczeniu zaznaczają się spłylenia oraz redukcje miąższości osadów (J. Dembowska, 1965; Z. Dąbrowska, 1970).

Po ustaniu ruchów, co wyraziło się ujednoczeniem facjalnym i miąższościowym osadów górnego kimerydu i niższego portlandu, powszechne i rozległe obszarowo ruchy epejrogeniczne doprowadziły w portlandzie

górnym do wycofania się morza jurajskiego z całego obszaru Nizy Polskiego. Następuje okres sedymentacji brakicznej. Okresowo zbiorniki wysychają, wytrącają się gipsy i anhydryty. Taki stan trwa jeszcze i w najniższej kredzie, to jest w dolnej części riasańskiego poziomu beriasu (J. Dembowska, 1964; praca w przygotowaniu; S. Marek, 1967b).

W wyższym beriasie zmienia się znak ruchów sekularnych podłoża, którego bloki zgodnie się pogrążają i powodują nawrót transgresji. Rozwija się powszechnie sedymentacja neokomska. Dość wyraźne zróżnicowanie tempa sedymentacji zaznaczyło się w beriasie i hoterywie w otoczeniu podmorskich, sukcesywnie nabrzmiewających kopuł i wałów solnych (S. Marek, 1969; A. Raczyńska, 1971).

W środkowym walanżynie, a następnie w górnym hoterywie zaznaczyło się spłylenie zbiornika, podkreślone jeszcze w barremie — albie środkowym, przy jednoczesnej ekspansywności powierzchniowej zbiornika i przy nabyciu specyficznych cech śródkontynentalnych.

Ponowne ustalenie się warunków sedymentacji charakterystycznych dla zbiorników otwartych nastąpiło z końcem albu środkowego, rozpoczynającego akt powszechnej górnokredowej transgresji. Rozwija się ogólnie litofacja piaszczysto-glaukonitowo-węglanowa, która ustępuje w cenomanie litofacji marglisto-węglanowej, kontynuującej się również w turonie, koniaku, santonie, kampanie i w mastrychcie dolnym.

Po mastrychcie dolnym dokonała się generalna przemiana ruchów. Tendencje wznoszące bloków podłoża, które zaczęły się wyraźnie przejawiać już w koniaku, przekształciły się w ruch epejrogeniczny, w którego wyniku dźwignięty został wał środkowopolski oraz w pewnym stopniu przylegające do niego niecki: szczecińska, mogileńsko-łódzka i miechowska (W. Pożaryski, 1952, 1960).

Wysady solne przebiły się gwałtownie do powierzchni, wały i kopuły solne nabrzmiały i dokonała się zasadnicza i powszechna przebudowa strukturalna całego kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego niżowej części Polski.

Akt ten jest synchroniczny laramijskiej fazie przebudowy tektonicznej w geosynklinie alpejskiej. Rozpoczął się okres gwałtownej erozji. Produkty niszczenia z dźwigającego się wału kujawskiego gromadzą się w morzu górnego mastrychtu i dano-paleocenu, które przede wszystkim rozprzestrzeniało się na obszarze północno-wschodniej połowy kraju. Następnym cyklem sedymentacyjnym, tj. kenozoicznym, rozpoczął się na przebudowanym strukturalnie i w znacznej mierze zgradowanym kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym.

Przyjmuje się, że w eocenie środkowym odbywała się na Kujawach sedymentacja śródlądowa, która w oligocenie przekształciła się na krótko w morską. Zbiornik oligoceński o typowej dla niego glaukonitowej sedymentacji często i rytmicznie tracił wpływy morskie i wtedy osadzały się czarne, limniczne ropy toruńskie.

W miocenie nastąpił nawrót do warunków limnicznych, które kontynuowały się również i w pliocenie. Początkowo procesy sedymentacyjne przebiegają w ciepłym klimacie, który warunkował bujny rozwój roślinności, a w konsekwencji powstanie złóż węgla brunatnych. Seria ropy poznańskich jest wyrazem stale postępującego ochłodzenia klimatycznego, co było zapowiedzią epoki lodowcowej, której osady wieńczy kompleks cechsztyńsko-kenozoiczny.

O ile podłoże i kompleksy cechsztyńsko-kenozoiczne znajdują się w stagnacji tektonicznej, to wysady solne wzrastają nadal, aczkolwiek bardzo wolno. Ich ostatni ruch przypada na czas plejstoceniński, którego utwory, np. na wysadzie solnym w Górze, są wyraźnie wysklepione. Nie jest wykluczone, że ten ostatni ruch mas solnych może być ich kompensacyjnym odprężeniem po ustąpieniu z obszaru Nizy Polskiego ostatniego lądolodu i uwolnienia tym samym od poważnego dodatkowego nacisku statycznego.

Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 30 lipca 1971 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALBRECHT K. H. (1967) — Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. [A], **12**, p. 149—164. H. 1. Berlin.
- ALBRECHT K. H., GOLDBECHER K. (1964) — Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im norddeutschem Flachland. Z. Angew. Geologie, **10**, p. 244—248, H. 5. Berlin.
- BOGDANOW A. A. (1962) — Sur certains problèmes de structure et de l'histoire de la plate forme de l'Europe orientale. Bull. Soc. Geol. France, Sér. 7, **4**, p. 898—911.
- CALIKOWSKI J., MAREK S., ZNOSKO J. (1971) — Rozważania o ewolucji i migracji bituminów na Nizy Polskim. Kwart. geol., **15**, p. 373—387, nr 2. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J. (1967) — Metamorficzne podłoże dewonu w Gościnie k. Kołobrzegu. Kwart. geol., **11**, p. 693—695, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R. (1964) — Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej. Kwart. geol., **8**, p. 122—144, nr 1. Warszawa.
- DADLEZ R. (1967) — Najnowsze profile podłoża cechsztynu w północno-zachodniej Polsce. Kwart. geol., **11**, p. 572—583, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R. (1968) — Profil liasu w Krośniewicach (Kujawy). Prz. geol., **16**, p. 449—455, nr 10. Warszawa.
- DADLEZ R. (praca w druku) — Polska północno-zachodnia. W: Budowa geologiczna Polski. Tektonika. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S. (1969) — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Nizy Polskiego. Kwart. geol., **13**, p. 543—563, nr 3. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1964) — Zagadnienia stratygrafii środkowej jury w Polsce. Biul. Inst. Geol., **203**, p. 59—86. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1966) — Rozprzestrzenienie osadów najniższego keloweju na Nizy Polskim. Kwart. geol., **10**, p. 74—87, nr 1. Warszawa.
- DĄBROWSKA Z. (1970) — Jura górna niecki mogileńsko-lódzkiej. Biul. Inst. Geol., **221**, p. 5—110. Warszawa.
- DEMBOWSKA J. (1964) — Uwagi do stratygrafii najwyższego piętra górnej jury w Polsce. Biul. Inst. Geol., **203**, p. 127—157. Warszawa.

- DEMBOWSKA J. (1965) — Górnny malm na obszarze Kujaw. *Kwart. geol.*, **9**, p. 290—308, nr 2. Warszawa.
- DEMBOWSKA J. (w przygotowaniu do druku) — Portland na Niżu Polski. *Pr. Inst. Geol. Warszawa.*
- GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P., ŻAK CZ. (1963) — Prekambr i kambr w podłożu Przedgórzia Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, p. 321—335, nr 3. Kraków.
- KARASZEWSKI W. (1962) — Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. III, p. 333—416. Warszawa.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E. (1961) — O budowie geologicznej utworów podmiocenijskich przedgórzia Karpat środkowych. *Kwart. geol.*, **5**, p. 372—420, nr 2. Warszawa.
- KOREJWO K. (1969) — Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. *Acta geol. pol.*, **19**, p. 609—699, nr 4. Warszawa.
- KRAJEWSKI R. (1957) — Okruszcowanie wapieni jurajskich w okolicach Inowrocławia. *Kwart. geol.*, **1**, p. 225—235, nr 2. Warszawa.
- LENDZION K. (1969) — O stratygrafii kambru platformowego w Polsce. *Kwart. geol.*, **13**, p. 501—510, nr 3. Warszawa.
- LENDZION K. (1970) — Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG 1. *Prz. geol.*, **18**, p. 343—344, nr 7. Warszawa.
- ŁOBANOWSKI H. (1968) — Wstępne dane o dewonie w strefie strukturalnej Chojnic. (północno-zachodnia Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 765—781, nr 4. Warszawa.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., TOMCZYK H. (1963) — On the Middle Ludlovian Conglomerates in the Cracov Region. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, **11**, p. 93—99, nr 2. Warszawa.
- MAREK S. (1967a) — Wyniki głębokiego wiercenia Krośniewice IG 1. *Prz. geol.*, **15**, p. 351—355, nr 8. Warszawa.
- MAREK S. (1967b) — Infrawalanzyn Kujaw. *Biul. Inst. Geol.*, **200**, p. 133—236. Warszawa.
- MAREK S. (1969) — Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. *Kwart. geol.*, **13**, p. 139—153, nr 1. Warszawa.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1972) — Tektonika Kujaw. *Kwart. geol.*, **16**, p. 1—18, nr 1. Warszawa.
- MIŁACZEWSKI L., NIEMCZYCKA T. (1967) — Budowa geologiczna rejonu Nierdzwicy. *Kwart. geol.*, **11**, p. 557—571, nr 3. Warszawa.
- MIŁACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A. M. (1970) — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *Przew. XLII Zjazdu PTG. Lublin 1970*, p. 7—32. Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (1968) — Ordowił na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. geol.*, **12**, p. 483—491, nr 3. Warszawa.
- POBORSKI J. (1969) — Nowy obraz stosunków litofacjalnych w zagłębiu cech-szyńskim w Polsce. *Kwart. geol.*, **13**, p. 93—98, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1952) — Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biul. Inst. Geol.*, **55**. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1960) — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Prace Inst. Geol.*, **30**, cz. II, p. 377—440. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. geol.*, **8**, p. 1—41, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1968) — Rozwój tectoniczny starszego paleozoiku w środkowej i północnej Polsce. *Kwart. geol.*, **12**, p. 1027—1035, nr 4. Warszawa.

- RACZYŃSKA A. (1962) — Budowa geologiczna synklinorium mogileńskiego. *Prz. geol.*, **10**, p. 268—274, nr 6. Warszawa.
- RACZYŃSKA A. (1971) — Zarys stratygrafii kredy dolnej w niefce mogileńskiej. *Kwart. geol.*, **15**, p. 106—121, nr 1. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1958) — Dolna jura południowych Kujaw. *Biul. Inst. Geol.*, **113**. Warszawa.
- RYLL A. (1970) — O jurze środkowej między Krośniewicami i Płockiem. *Kwart. geol.*, **14**, p. 107—122, nr 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1966) — Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogiła i synklinorium mogileńsko-lódzkiego. *Pr. Inst. Geol.*, **50**. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1967) — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsuddeckiego. *Geologia Sudetica*, **3**. Warszawa.
- STILLE H. (1955) — Das Verteilungsbild der assyntischen Faltungen. *Geologie*, **4**, p. 219—222, H. 3. Berlin.
- STILLE H. (1958) — Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. *Beih. Geol. Jahrb. H. 22*. Hannover.
- TELLER R. (1969) — The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta geol. pol.*, **19**, p. 393—501, nr 3. Warszawa.
- TELLER R., KOREJWO K. (1968a) — Dolny sylur z wiercenia Lutom 1 w rejonie Chojnic. *Acta geol. pol.*, **18**, p. 293—301, nr 2. Warszawa.
- TELLER R., KOREJWO K. (1968b) — Early Palaeozoic deposits in the deep substratum of north-western Poland. *Acta geol. pol.*, **18**, p. 613—619, nr 3. Warszawa.
- TELLER L., KOREJWO K. (1968c) — Stratygrafia górnego syluru z otworów Chojnice 3 i Stobno 1 (NW Polska). *Acta geol. pol.*, **18**, p. 751—763, nr 4. Warszawa.
- TEOFILAK-MALISZEWSKA A. (1968) — Mineralizacja osadów doggeru na przykładzie otworu Głogowiec. *Kwart. geol.*, **12**, p. 105—115, nr 1. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1962) — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, **35**. Warszawa.
- TOMCZYK H. (1963) — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, p. 289—320, nr 3. Kraków.
- TOMCZYK H. (1968) — Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski. *Kwart. geol.*, **12**, p. 15—36, nr 1. Warszawa.
- WERNER Z., POBORSKI J., ORSKA J., BĄKOWSKI J. (1960) — Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górnicznym. *Pr. Inst. Geol.* **30**, cz. II, p. 467—512. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKI J., ZIOMEK J. (1968) — Sfaleryt z Łęczycy. *Studia Soc. Sc. Torunensis*, [C], **6**, p. 1—26, nr 4. Toruń.
- ZNOSKO J. (1957a) — Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru. *Biul. Inst. Geol.*, **125**. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1957b) — Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców syderetowych. *Kwart. geol.*, **1**, p. 90—105, nr 1. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski. *Kwart. geol.*, **6**, p. 485—519, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965a) — Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, **9**, p. 465—488, nr 3. Warszawa.

- ZNOSKO J. (1965b) — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **188**, p. 5—40. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1969) — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przewodnik XLI Zjazdu PTG, Konin 1969*, p. 5—48. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. *Biul. Inst. Geol.*, **251**, p. 45—70. Warszawa.
- ДОЛЕНКО Г. Н. (1962) — Геология нефти и газа Карпат. Киев.
- ДОЛЕНКО Г. Н. (1964) — Проблемы нефтегазозности Предкарпатского прогиба в связи с историей его геологического развития. *Геол. Журнал АН УССР*, **24** вып. 5, стр. 3—15. Киев.
- ГЛУШКО В. В. (1958) — Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы. *Геол. Сборн. № 5—6*. Львов.
- ХИЖНЯКОВ А. В. (1963) — Геологическое строение и перспективы нефтегазозности Львовского палеозойского прогиба. *Тр. Укр. НИГРИ*. Киев.
- ХИЖНЯКОВ А. В. (1964) — О погребённом рельефе фундамента Вольны Подольской окраины Русской платформы в связи с перспективами нефтегазозности палеозоя. *Тр. Укр. НИГРИ*. Киев.

Сильвестер МАРЕК, Ежи ЗНОСКО

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КУЯВ

Резюме

Куювы расположены около западного края докембрийской платформы, от которой их отделяет линия Тейссера, представляющая собой борт каледонской геосинклинали. К востоку от зоны линии Тейссера породы самого верхнего докембрия (венда) и кембрий-силура развивались в эпиконтинентальных условиях, а к западу от неё в геосинклинальных условиях.

Каледонская горная цепь поднялась и подверглась окончательной складчатости после жедина. На склонах и на опущенных территориях нагромождались молассы *old red*.

На переломе зигена и эмса залив не застал спенеппенизированной территории. Из среднедевонского моря выступали остатки каледонского горообразования. Унификация седиментационного режима произошла во фране, когда установилась преобладающая карбонатная фация.

В турнее, а главным образом в нижнем визее, блоковые движения бретонской фазы, сопровождавшиеся вулканической деятельностью, привели к отступлению моря.

Трансгрессия началась в среднем визее, а повсеместное заливание относится к верхнему визею. Образовавшиеся отложения представлены фацией углестого известняка или паралической фацией, которая безраздельно господствовала в намуре и сохранилась в вестфале А.

Вестфаль В, С и D представлен лимнической фацией, местами продуктивной.

Поднятие судетских варисцидов и Мораво-Силезидов в астурийской и саальской фазах, привело к образованию предгорного прогиба, который охватил и территорию Куюв. Этот прогиб был заспан грубыми сериями верхнего карбона и нижней перми. Этот процесс сопровождался вулканической деятельностью.

Пенеппенизация варисцидов и засыпание предгорного прогиба подготовила территорию низменности под цехштейновый залив. На территории Куюв и в прилегающих районах субиденция дна бассейна была самой большой в цехштейне, а затем постумно в мезозое. Ген-

денции самой большой субсиденции обуславливали наличие в фундаменте глубоко укоренившихся зон нарушений.

Повсеместно вертикальные блоковые движения зазначились на преломе среднего и верхнего раковинного известняка, а в конце его явились причиной морской регрессии.

В кейпере куявский бассейн был преобразован в изолированный, в котором преобладала бракичская, а затем лимническая седиментация. Усиление подвижности отдельных блоков фундамента привело к перемещению и первому пробиванию соляных масс, особенно на переломе кейпера и рэтика.

В нижней юре лимническая седиментация прерывалась периодами слабых морских ингрессий в нижнем геттавже, нижнем синемюре, плинсбах и в нижнем тоарсе.

В аалене дошло до ингрессии моря, которая в средней и верхней юре целиком охватила весь низменный бассейн. В среднеюрском бассейне зазначились кратковременные транс и регрессивные колебания, выраженные изменением литофации, а локально и седиментационным размывом отложений.

В верхнем келове и в самом нижнем оксфорде дошло до генерального обмеления бассейна. В среднем и верхнем оксфорде унифицировались седиментационные условия, выраженные карбонатной литофацией, которая в кимеридже и портланде уступает место известково-мергелистой фации. В верхнем портланде эпэрогенические движения привели к отступлению юрского моря.

Возобновление морской трансгрессии произошло в берриасе.

В нижнем мелу обмеление бассейна, выраженное песчанистыми отложениями, зазначилось в среднем валаанжине, частично в верхнем готериве и в барреме — среднем альбе. Повсеместная трансгрессия наступила в конце среднего альба. Получила общее развитие песчанисто-глауконитово-карбонатная, а затем мергелисто-карбонатская литофация.

После нижнего маастрихта поднялся Средне-Польский вал и прилегающие к нему Щецинская, Могильненско-Лодзинская и Меховская мульды. Соляные купола пробились на поверхность и произошла принципиальная структурная перестройка цехштейново-мезозойского комплекса.

Sylwester MAREK, Jerzy ZNOSKO

HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE KUJAWY REGION

Summary

The Kujawy region is situated within the western marginal area of the Precambrian platform, and is separated from this latter by the zone of Teisseyre's line that makes a framework of the Caledonian geosyncline. East of the zone of Teisseyre's line the rocks of the youngest Precambrian (Wendian) and of the Cambro-Silurian developed under epicontinental conditions, whereas west of this zone — under geosynclinal ones.

Both uplifting and additional folding of the Caledonian chain took place after the Gedinnian time. On the slopes and in the lowered areas Old Red molasse accumulated. At the Siegenian-Emsian boundary, the marine invasion entered the still not base-levelled area. From the Middle Devonian sea some fragments of the Caledonian rock massif emerged. The sedimentary equalization took place only at the Frasnian time, when the carbonate facies, dominating in this area, stabilized.

At the Tournaisian mainly, however, at the Lower Visean time, the block movements of the Bretonian phase, accompanied by volcanic activity, led to a withdrawal of the sea.

Transgression began at the Middle Visean time, and the total sea invasion started in the Upper Visean. Deposits of that time are developed in Culm facies, or in paralic facies that generally dominated at the Namurian time, and proceeded still during the Westphalian A.

The deposits of Westphalian B, C, and D are developed in limnic, at places also in productive facies.

The uplifting of the Sudetic Variscides and of the Moravo-Silesides during the Asturian and Saalian phases was responsible for the formation of a foredeep that comprised also the Kujawy Region. The foredeep was then filled in with the thick Upper Carboniferous and Lower Permian deposits. These processes were accompanied by volcanic activity.

The peneplanation of the Variscides and the infilling of the foredeep prepared the lowland area for the Zechstein sea transgression. Both the Kujawy Region and the adjacent zones were an area of the strongest subsidence at the Zechstein time and then, posthumously, in the Mesozoic. The greatest subsidence tendencies were conditioned by some deep-seated discontinuity zones in the basement.

Some common vertical movements of the basement blocks developed at the boundary of the Middle and Upper Muschelkalk; at its close they were responsible for a marine regression.

At the Keuper time, the Kujawy basin changed into an isolated one, where brackish and, later on, limnic sedimentation prevailed. The increased mobility of the individual blocks of the basement caused the displacement and the first piercements of salt masses, particularly at the Keuper — Rhaetic boundary.

At the Lower Jurassic time, the limnic sedimentation was being frequently broken by several slight sea ingressions that took place in the Lower Hettangian, Lower Sinemurian, Pliensbachian and Lower Toarcian.

At the Aalenian time, a sea ingression took place, and in the Middle and Upper Jurassic it ruled over the entire lowland basin. At that time, the Middle Jurassic basin was characterized by some short-lived transgressive and regressive oscillations that resulted in the changes of both lithofacies and local synsedimentary washout of the deposits.

At the Upper Callovian and the lowermost Oxfordian times, the basin became shallow. During the Middle and Upper Oxfordian times, the sedimentary conditions (i.e. carbonate lithofacies) were already uniform. In the Kimmeridgian and Portlandian, the carbonate lithofacies gave way to the calcareous-marly one, whereas in the Upper Portlandian, the epeirogenic movements led to the regression of the Jurassic sea.

The recurrence of the marine transgression was at the Berriasian time. In the Lower Cretaceous, a shallowing of the basin, resulting in the formation of arenaceous deposits, found their full development at the Middle Valanginian time, partly also at the Upper Hauterivian and the Berriasian — Middle Albian times. At first, an arenaceous — glauconite — carbonate lithofacies developed, changing then into a marly — carbonate one.

After the Lower Maastrichtian time, the Middle Polish swell and the adjacent Szczecin trough, Mogilno-Lódź trough, and Miechów trough were uplifted. Salt plugs broke through the overlying strata to the surface, and so a general structural reconstruction of the Zechstein — Mesozoic rock complex terminated.