

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OKOLIC CHMIELNIKA-TARNOBRZĘGA

UKD 551.24:551.7:551.14(438.13:438.35)

Materiały zebrane przez Instytut Geologiczny w czasie badań geologiczno-poszukiwawczych, przeprowadzonych w latach 1955—1965 w okolicy Chmielnika, Staszowa, Tarnobrzęga i Grębowa stanowią nowy zespół informacji źródłowej, wymagający szczegółowej analizy. Jakkolwiek dane uzyskane tą drogą nie odnoszą się do całego obszaru w sposób równomierny, to jednak traktowane łącznie z materiałami geofizycznymi (pozwalającymi na ostrożną ekstrapolację niektórych wniosków geologicznych) wskazują na określone zarysy budowy geologicznej miocenu i jego podłoża. Obraz budowy geologicznej tego obszaru oparty na nowych faktach przedstawia się dość przekonująco, choć często odmiennie w stosunku do zarejestrowanych w literaturze naukowej poglądów.

Szkic tektoniczny okolic Chmielnika, Staszowa, Osieka, Tarnobrzęga, Grębowa i Sandomierza przedstawiony został w wersji mapy odkrytej, bez osadów miocenu (ryc. 1) i w drugiej wersji z ich uwzględnieniem (ryc. 2). W budowie geologicznej podłoża miocenu stwierdzony został udział skał eokambru oraz wszystkich jednostek stratygraficznych paleozoiku i mezozoiku, choć lokalnie stwierdzono duże luki. W odniesieniu do dużego obszaru od okolic Buska, przez okolice Staszowa, Sandomierza do okolic Zawichosta ujawnione zostały obecnie po raz pierwszy zarysy nieznanymi dotychczas struktur. Wobec jeszcze niedostatecznej liczby faktów wyciąganie zbyt daleko idących wniosków byłoby dla nich samych nieprawidłowe. Ważna jest jednak zarysowująca się złożona problematyka budowy geologicznej, jej charakterystyczny styl, którego rozpoznanie stanowi może o pogłębieniu koncepcji geologiczno-poszukiwawczych zarówno w tym, jak i w sąsiednich regionach.

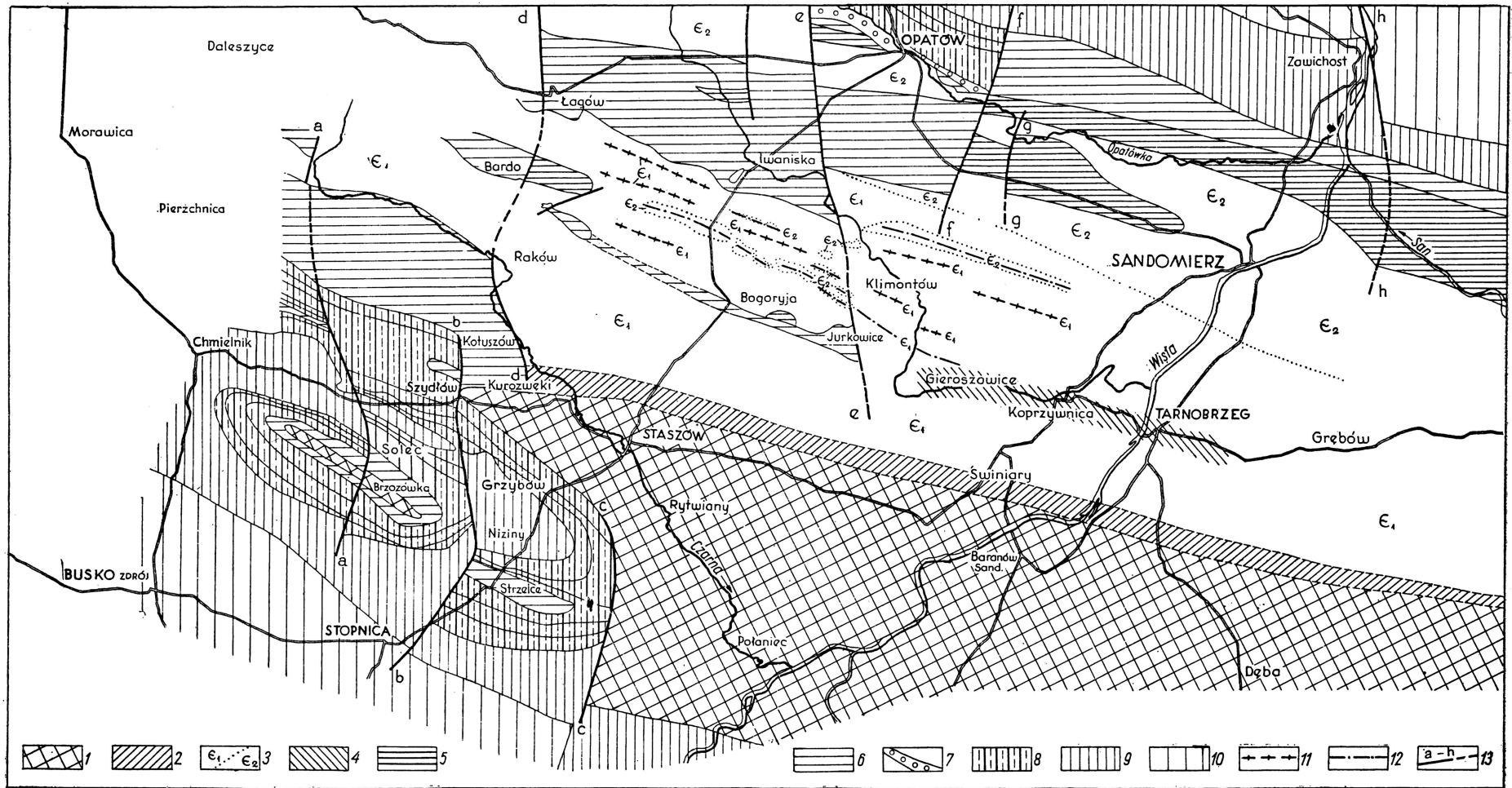
Osady eokambru z odsłonięć nie są znane. Występują one bezpośrednio pod utworami kenozoiku, głównie miocenu, na dużym terenie położonym na S i E od linii: Stany — Baranów — Osiek — Staszów — Orzelec koło Pacanowa. Dalej na W i N dodatkowo ukryte są one pod osłoną osadów mezo- i paleozoicznych. Do wyjątkowych stanowisk należy pod tym

względem struktura Brzozówki, gdzie eokambr leży bezpośrednio pod mioceniem.

W omawianym obszarze (na N od linii Staszów — Baranów) przebiega południowa granica zasięgu osadów kambryjskich i strefa kontaktu utworów kambru i eokambru. Kambr holmiowy udokumentowany faunistycznie w Gieraszwicach przez J. Samszonowicza i w Tarnobrzęgu (otwór N-3) przez K. Pawłowską zajmuje przestrzeń od północy aż co najmniej po zgeneralizowaną linię Jasień — Gieraszwice — Beszyce — Koprzywnica — Tarnobrzeg.

W Korytnicy, Kotuszowie, Bazowie stwierdzone zostały osady zapewne starsze od kambru holmiowego. Natomiast w Poniku, Sielcu, Trzypcu, Suchowoli rozpoznano w otworach osady zaliczane obecnie do górnego eokambru. Są to skały podobne do znanych z otworów położonych dalej na S i E, z Gwoźdźca, Komorowa, Leżajska, Gorliczyny, okolic Jarosławia i Kańczugi, z którymi łącznie reprezentują określoną prowincję w podłożu miocenu. W budowie tego obszaru przyjmują wyłączny udział mułowce, niekiedy z cienkimi przerostami piaszczowców, rzadziej z wkładkami skał węglanowych i węglanowo-klastycznych oraz ilowców. Zabarwienie tych osadów niezwiędzłych jest szare. Charakterystyczny (o znaczeniu korelacyjnym) jest kompleks wstęgowo zabarwiony. W strefie wietrzeniowej dominują barwy psste, często jaskrawe: trawiaszzielone, wiśniowe, ochrowe, oliwkowe i in. Osady eokambru wykazują niewielki stopień metamorfizmu i silne zaangażowanie tektoniczne, są bardzo sfaldowane, stromo ustawione pod kątem 45—90°, spękane w kilku różnie zorientowanych płaszczyznach. Szczegółowa analiza tych interesujących osadów jest opracowywana. Ich zaliczenie do górnego eokambru jest na razie warunkowe. Dotychczas w Polsce nie zostały opisane ślady organizmów ze skał tego rodzaju. Są one jednak znane.

W osadach eokambru okolic Leżajska znalazł autor ślady makroorganizmów, prawdopodobnie głowonogów (*Salterella* sp. ?) oraz bliżej nierozpoznane organizmy o zarysie promienisto-gwiazdzistym (archeocjaty?),

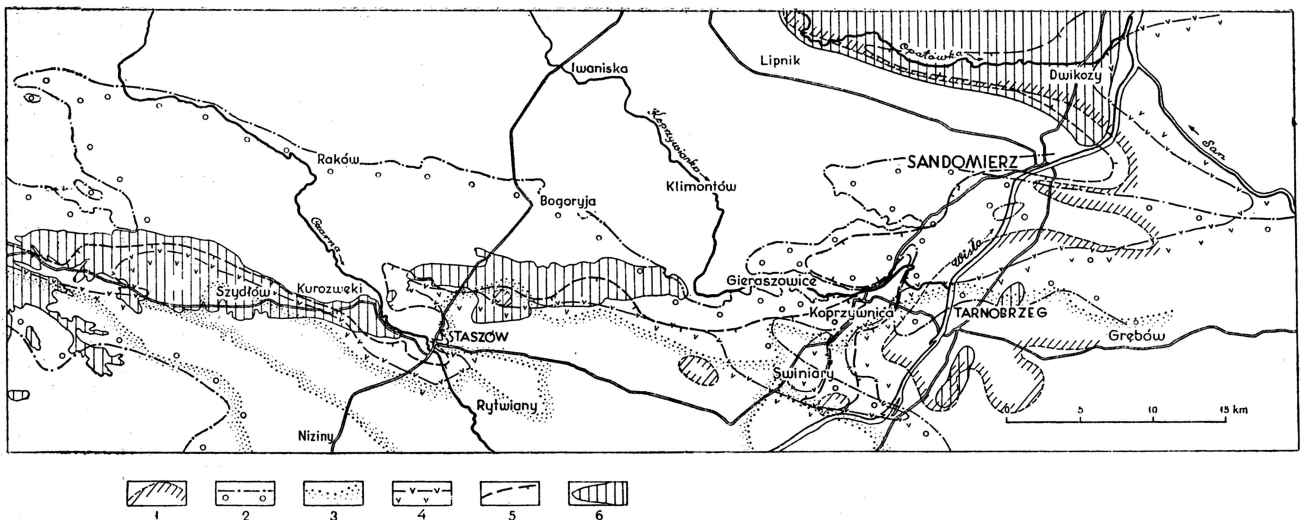


Ryc. 1. Szkic geologiczny okolic Chmielnika-Staszowa-Baranowa i Sandomierza.

1 — eokambry, 2 — strefa prawdopodobnego kontaktu osadów kambry i prekambry, 3 — kambry, 4 — strefa występowania kambry holmiowego: Gieraszowice-Tarnobrzeg, 5 — ordowik i sylur, 6 — dewon, 7 — cechsztyn, 8 — trias, 9 — jura, 10 — kreda, 11 — osie antyklinalne, 12 — osie synklinalne, 13 — uskoki i dyslokacje: a — Płońń, b — Szydłów, c — Sichów, d — Łysogóra i Czarna, e — Oziębłowska i Samotnia, f — Opatowska, g — Gołębiowska, h — Rachowska.

Fig. 1. Geological sketch of the area in the vicinities of Chmielnik-Staszów-Baranów and Sandomierz.

1 — Eocambrian, 2 — zone of probable contact of the Cambrian and Precambrian, 3 — Cambrian, 4 — zone of the Holmia — Cambrian: Gieraszowice — Tarnobrzeg, 5 — Ordovician and Silurian, 6 — Devonian, 7 — Zechstein, 8 — Triassic, 9 — Jurassic, 10 — Cretaceous, 11 — axes of anticlines, 12 — axes of synclines, 13 — faults and dislocations: a — Płońń, b — Szydłów, c — Sichów, d — Łysogóra and Czarna, e — Oziębłowska and Samotnia, f — Opatów, g — Gołębiów, h — Rachów



Ryc. 2. Szkic geologiczny zasięgu osadów miocenu w okolicy Chmielnika — Staszowa — Sandomierza.

1 — osady helwetu, 2 — wapień litotamniowe, 3 — warstwy baranowskie, 4 — osady chemiczne, 5 — sarmat ilasty. 6 — sarmat detrytyczny.

Fig. 2. Geological sketch of the Miocene deposits in the vicinities of Chmielnik—Staszów—Sandomierz.

1 — Helvetian deposits, 2 — Lithothamnium limestones, 3 — Baranów beds, 4 — chemical sediments, 5 — clayey Sarmatian deposits, 6 — detrital Sarmatian deposits

świadczące o istnieniu życia organicznego w owym czasie. Podobne ślady organizmów (*Salterella* sp.) są opisywane z osadów dolnego kambru w Meksyku (Ch. Lochman 1956).

Duży płat osadów eokambru przykryty osadami miocenu od okolic Szudłowa przez Sielec, Staszów, Szczekę w kierunku Połańca, Baranowa Sandomierskiego wykazuje powierzchnię stropową nierówną i nachyloną ku SE. W otworze Pipała obserwowano strop eokambru na wysokości +123,6 m, w Pocięzce na +110,5 m, w Trzypcu na +87,9 m, w Szczecze na -177,4 m. Oczekiwać należy stropu eokambru w okolicy wsi Padew na wysokości -300 m. Nigdzie dotychczas w otworze wiertniczym ani na powierzchni nie obserwowano kontaktu skał kambru i eokambru. Jedyne więc drogą eliminacji można ustalić stosunkowo wąski pas pomiędzy Kotuszowem i Kurozwękami, Staszowem i wsią Józefowo, Suchowolą i Bukową (Bazowem), Świniarami i Baranowem, gdzie istnieje duże prawdopodobieństwo przebiegu granicy kambru subholmiowego i eokambru. Rozstrzygnięcie tej kwestii zależy od wyników dalszych badań geologicznych skoncentrowanych w tym kilkukilometrowym pasie. Wydaje się, iż problem mogą wyjaśnić otwory kartujące do głębokości około 300 m.

Analiza map strukturalnych miocenu ujawnia również na S od linii Józefowo — Bukowa — Chmielów silne zmiany w podłożu miocenu, wytworzenie się wzdłuż tej strefy w tortonie znacznej grubości raf litotamniowych, co łącznie biorąc podkreśla szczególny charakter obszaru w historii kształtowania się struktur trzeciorzędowych.

Prawdopodobny przebieg strefy granicznej kambru i eokambru pomiędzy Kurozwękami — Chmielowem — Przyszowem ilustruje schematyczna mapa strukturalna. W kierunku na W oczekiwać należy przedłużania się strefy granicznej przez okolice Szudłowa — Gnojna — Chmielnika już pod osadami mezo- i paleozoiku (osadów młodszych od kambru).

Najdalej na SW od Staszowa nawiercono otwory eokambru w otworach Brzozówka 2, na głębokości 327 m, bezpośrednio pod osadami miocenu, oraz Borzymów 1, na głębokości 630 m, pod osadami triasu.

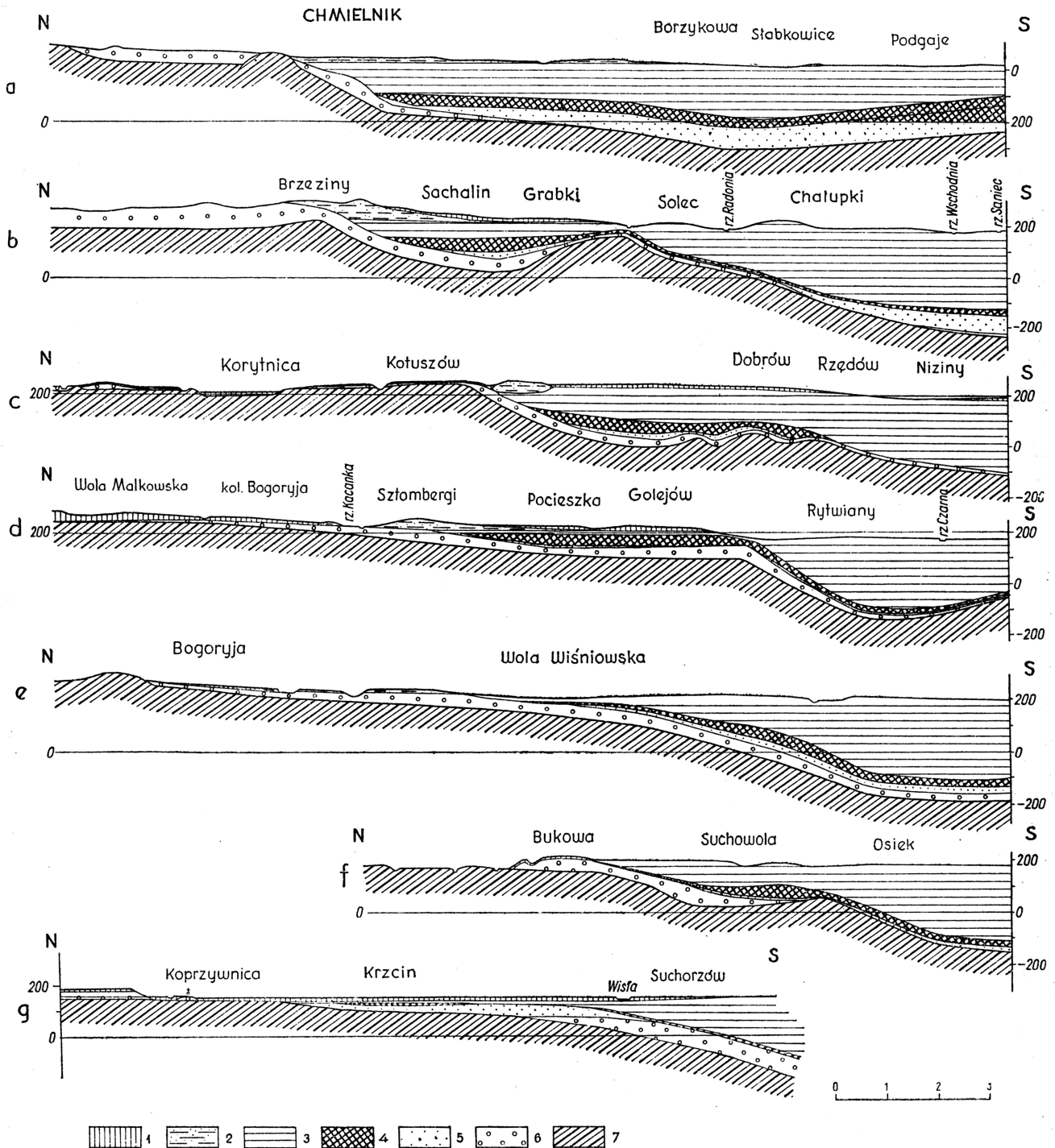
Z analizy całości materiałów wynika, że otwory te określają wyniesiony grzbiet eokambryjski w podłożu miocenu, pozbawiony w stropie osadów paleozoicznych, chociaż znane są one w jego skrzydłach oraz w otoczeniu. Pod pokrywą miocenu w skrzydle południowym, w odległości około 700 m od Brzozówki 2, stwierdzono osady dewonu, zaś w skrzydle północnym w Solcu Nowym nawiercono płat triasu o zredukowanej miąższości, a dopiero pod nim osady dewonu.

Antyklina Brzozówki o osi biegnącej od wsi Antoniów przez Brzozówkę, Grzymałę jest tektonicznie zaburzona w okolicy Tuczęp — Jarosławia. Dalszy jej ciąg na E poza uskokiem szudłowskim daje się śledzić przez Strzelce — Sufczyce do wsi Podlesie. Traktując generalnie strukturę Brzozówki i strzelecko-borzymowską jako jedną całość pociętą następnie uskokiemi znajdujemy jej duże podobieństwo strukturalne do antykliny zbrzańskiej, położonej około 30 km na NW.

Antyklina zbrzańską rozpoznano przy udziale kartografii powierzchniowej. Podobne antykliny Brzozówki i strzelecko-borzymowskie są ukryte pod kilkusetmetrowymi osadami miocenu. Kierunki osi tych struktur są zbliżone do NW — SE. Wszystkie wymienione struktury reprezentują wąskie, a stosunkowo długie elementy. Są to charakterystyczne rysy strukturalne na przedpolu masywu eokambryjskiego nie przykrytego osadami mezozoiku.

Duży obszar na N od linii Jasień — Gieraszowice — Tarnobrzeg zajmują osady kambru. Odsłonięte otwory kambru były przedmiotem opracowań J. Czarnockiego, J. Samsonowicza, ostatnio S. Orłowskiego i in. Wyróżnić się dają osady kambru dolnego z przewodnią fauną holmiową i protolenusową oraz kambru środkowego z przewodnią fauną paradoxidesową.

Problematyka utworów kambryjskich była rozpatrywana w czasie XXXV Zjazdu PTG w 1962 r. Do nowych osiągnięć geologii na tym obszarze zaliczyć należy poznane fakty dotyczące kambru przykrytego osadami miocenu. Kambur zanurza się pod pokrywą osadów trzeciorzędowych na E od linii Gieraszowice — Sandomierz — Pieprzówki. Osady kambru zo-



Ryc. 3. Przekroje geologiczne przez osady miocenu w pobliżu północnej granicy jego zasięgu.

Fig. 3. Geological cross sections through the Miocene deposits at the northern boundary of their extent.

a — Cmielnik, Podgaje, b — Brzeziny, Grabki, Chałupki, c — Korytnicy, Niziny, d — Wólka Małkowska, Rytwiiany, e — Bogoryja, Wola Wiśniowska, f — Bukowa, Osiek, g — Koprzywnica, Suchorzów. 1 — osady holocenu i plejstocenu, 2 — osady sarmatu detrytycznego, 3 — osady sarmatu ilastego, 4 — tortońskie osady chemiczne, 5 — klastyczno-margliste osady poziomu baranowskiego, 6 — osady litotamniowe, 7 — utwory paleozoiczne i mezozoiczne.

a — Chmielnik, Podgaje, b — Brzeziny, Grabki, Chałupki, c — Korytnica, Niziny, d — Wólka Małkowska, Rytwiiany, e — Bogoryja, Wola Wiśniowska, f — Bukowa, Osiek, g — Koprzywnica, Suchorzów

1 — Holocene and Pleistocene deposits, 2 — deposits of detrital Sarmatian, 3 — deposits of clayey Sarmatian, 4 — Tortonian chemical sediments, 5 — clastic-marly deposits of Baranów horizon, 6 — Lithothamnium deposits, 7 — Palaeozoic and Mesozoic deposits

stały tu nawiercone w licznych otworach, dzięki czemu było możliwe skartowanie ich powierzchni stropowej oraz ustalenie charakterystyki litologicznej.

Powierzchnia stropowa kambru w okolicy Koprzywnicy — Tarnobrzega — Sandomierza jest nierówna, na ogół systematycznie się obniża ku SE, wykazując podrzędne nierówności. O ile w zachodniej części osa-

dy kambru w odsłonięciach znane są na wysokości ponad +150 do 180 m, to w okolicy Świniar, Piaseczna, Wielowśi i Nadbrzezia spotyka się je na wysokości +100 m, a w okolicy Nagnajowa, Stali, Kotowej Woli — na poziomie morza, w Grzybowie około 100 m ppm.

We wszystkich otworach osady kambru składają się przede wszystkim z mułowców i iłowców słabo zdia-
genizowanych, szarych i ciemnoszarych, z cienkimi
podrzednie występującymi wkładkami piaskowców
oraz piaskowców kwarcytowych. Po wyjęciu z otworu
mułowce i iłowce są plastyczne. W kilkunastu otwo-
rach, w których nawiercono kambr, nigdzie nie
stwierdzono grubszych pakietów piaskowców kwar-
cytowych czy kwarcytów. Utwory kambryjskie wyka-
zują zmienne nachylenia w granicach od 20 do 90°.
W kambrze środkowym przeważają nachylenia 45—
70°. W kambrze dolnym okolic Tarnobrzega obser-
wowane były nachylenia od 15 do 60°.

Do ważnych osiągnięć należy znalezienie przez
K. Pawłowską fauny holmiovej w otworze N-3 koło
Tarnobrzega, co w połączeniu z danymi z Gieraszo-
wic pozwala przedłużyć strefę kambru holmiovej
wzdłuż kierunku WNW — ESE, od Gieraszo-
wic po południowe okolice Tarnobrzega. Należy przy tym
podkreślić, iż osady kambru są sfałdowane, co stwier-
dzają badania kartograficzne. W obręb niektórych
synklin, zwłaszcza od W i N, wkraczały osady ordo-
wiku, syluru oraz dewonu.

Antyklinorium opatowskie J. Samsonowicza (fałd
Iysogórski z jądrem kambryjskim J. Czarnockiego),
obcięte uskokiem opatowskim w pobliżu Dzierżni
koło Nikisiałki, faktycznie przedłuża się wąskim pas-
mem dalej, już pod osłoną miocenu, w okolice Rado-
szek — Kamienia Łukawskiego. Ostatnie widoczne
odsłonięcie tej jednostki strukturalnej obserwuje się
w Pieprzówkach nad Wisłą i w Pączku koło Gorzyc.
W skrzydle południowym antykliny znany jest ordo-
wik w Międzygórzu, a w północnym stwierdzono ordo-
wik i sylur otworami Daromin i Kichary oraz old
red w otworze Łopata i Łukawa. Old red w synklinie
północnej obok syluru i ordowiku stanowi nowy
ważny element stratygraficzno-strukturalny o szerokim
rozprzestrzenieniu i dużej miąższości. Godne uwagi
jest, że od Daromina, Łopaty aż po Wisłę w okolicy
Dwikoz — Słupczy brak osadów mezozoiku. Osady
jurajskie znane są dopiero od linii Stodoły — Sobótka
Szlachecka — Słupca i transgredują bezpośrednio na
utworach paleozoiku. Jak wiadomo, między dyslo-
kacjami: oziebłowską a opatowską (Nikisiałki) osady
triasu zajmują duży obszar i są przesunięte daleko
na S w pobliże osi antykliny, po linię Zochcin —
Opatów — Mała Nikisiałka.

Od S fałdowi Iysogórskiemu towarzyszy synklino-
rium kielecko-łagowskie z jego przedłużeniem w kie-
runku Włostowa, Kleczanowa, Lenarczyc. Uskoki po-
przezne o kierunku zbliżonym do południka tną je
na części i powodują, że ku E pojawiają się w osi tej
jednostki coraz to starsze osady (sylur w Lenarczy-
cach).

Omówione elementy uzupełniają schemat struktu-
ralny zarysowany przez J. Samsonowicza (5) w obrę-
bie północnej części występowania kambru środkowe-
go w okolicy Lipnika — Sandomierza.

Strefy dyslokacyjne: Iysogórska, mnichowska, ozie-
błowska, opatowska, gołębiowska i rachowska kształ-
tują w charakterystyczny sposób obraz strukturalny i
są ważnym elementem tektoniki rozpatrywanego obs-
zaru. Niewątpliwie wymieniony zespół dyslokacji
nie wyczerpuje zagadnienia. Strefy te należą jedynie
do ważniejszych i typowych. W skład ich wchodzi
zapewne prawie równoległe wiązki dyslokacji, w róż-
ny sposób kształtujące miejscową tektonikę. Obok
dyslokacji poprzecznych w budowie geologicznej
uczestniczą dyslokacje podłużne. Ich obecności dowo-
dzą komplikacje i zaburzenia tektoniczne, nasunięcia
obserwowane w północnej części na obszarze odsło-
nionego paleozoiku.

Jeżeli zagadnienie stref dyslokacyjnych potraktować
schematycznie i w małej skali, to staje się widoczne
ich powiązanie genetyczne w jeden charakterystyczny
system, typowy dla dużych obszarów.

Strefa dyslokacji oziebłowskiej przedłuża się naj-
wyraźniej w kierunku na S, obcinając od E osady

dewonu środkowego i dolnego w Jurkowicach — Sa-
motni (dyslokacja Samotni), co rejestruje również
zmiany układu w kambrze. Strefa dyslokacji Iysogór-
skiej (zwłaszcza skomplikowany odcinek pomiędzy
Chybicami, Bostowem, Nową Słupią i Łagowem) wy-
daje się mieć powiązanie z dyslokacją Woli Łagow-
skiej — Stawów, dzielącą między innymi synklinę
bardziańską na dwa bloki, z obniżonym blokiem za-
chodnim. W jej dalszym południowym przedłużeniu
leży dyslokacja rzeki Czarnej, od okolic Rakowa przez
Kasztelankę do Kotuszowa i Jabłonicy koło Kuro-
zwęk. Dyslokacja Czarnej powoduje kontakt osadów
dewonu dolnego od W i kambru dolnego (holmiovej
i subholmiovej) od E. W jej obrębie rozpoznano
drugorzędne niewielkie dyslokacje o zmiennych kie-
runkach w pobliżu wsi Korytnica.

Do szczególnie ważnych w obrazie tektoniki obszaru
należą strefy dyslokacyjne, obcinające osady mezo-
zoiku lub powodujące komplikacje strukturalne w
obrębie jego zwartego płatu, zajmującego SW część
omawianego obszaru od Pierzchnicy, Szydłowa, Si-
chowa, Orzelca.

Jak wiadomo z opracowań J. Czarnockiego ostat-
nie południowo-wschodnie odsłonięcia jury znikają
pod płaszczem osadów miocenu w okolicach Łagiew-
nik koło Chmielnika, osady kajpru i wapienia mu-
szlowego koło Drugni i Osówki koło Szydłowa. Spo-
śród nich występują w postaci grzęd i pojedynczych
odsłoneń wapienie środkowodewońskie w okolicy
Wygody i w Osówce.

Osady kredy, a miejscami również jury, spod
krywy trzeciorzędowej odsłaniają się dopiero w po-
łudniowej części rozpatrywanego terenu w okolicach
Buska i Stopnicy w północnym skrzydle niecki mie-
chowskiej.

Na podstawie ostatnio przeprowadzonych badań
w okolicy Chmielnika — Szydłowa — Strzelc przesu-
nięto daleko na E i S granice występowania osadów
mezozoicznych: triasu i jury. Okazało się, iż osady
pstręgo piaskowca, wapienia muszlowego, kajpru, re-
tyku, liasu i malmu odgrywają poważną rolę w
ukształtowaniu struktur mezozoicznych południowego
obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, tak ze względu na
zasięg ich występowania, jak i miąższość osadów.

Od Morawicy i Pierzchnicy północna granica za-
sięgu osadów triasu biegnie w kierunku Drugni, Po-
toku, Osówki, skąd wzdłuż dyslokacji szydłowskiej
przesuwa się na S w kierunku Szydłowa. Od Szydłowa
przez Kuców, Grzybów granica ta przedłuża się
w kierunku na Sichów i wzdłuż prawdopodobnej dys-
lokacji sichowskiej w kierunku na Wilkową i Orze-
lec koło Pacanowa. Wynika stąd, że określonymi stop-
niami granica zasięgu mezozoiku opada ku S zwiężając
obszar jego występowania.

Według opracowania K. Pawłowskiej trias jest re-
prezentowany pełnym klasycznym profilem osadów
podobnie wykształconych, jak to jest znane z zachod-
niego i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Święto-
krzyskich. Miąższość sumaryczną utworów kajpru,
wapienia muszlowego i pstręgo piaskowca oceniać na-
leży na 850 — 900 m. Miąższość pstręgo piaskowca
jest zmienna w szerokich granicach, od 8 m w obrę-
bie wydzwigniętych struktur do ponad 350 m w obsza-
rach synkinalnych. Wapień muszlowy łącznie z mar-
glisto-wapiennym retem osiąga grubość rzędu 300 m.
Kajper dolny jest dobrze udokumentowany paleonto-
logicznie. Miąższość tych osadów na pewno przekra-
cza 100 m. Problem występowania kajpru górnego nie
został ostatecznie rozstrzygnięty wobec braku facji
gipsowej, która ułatwiłaby odróżnienie go od podob-
nych litologicznie osadów retyku. Retyk jest prawdo-
podobnie dwudzielny. Jego mułowcowo-piaskowcowo-
żwirowa część ma około 60 m grubości, natomiast
osady pstrę, ilasto-mułowcowe z licznymi wkładkami
brekcyj liasowskiej charakteryzują się znaczną grubo-
ścią przekraczającą 100 m.

W licznych otworach nawiercono osady liasu. Udo-
kumentowany paleontologicznie jest lias dolny, któ-

rego miąższość sięga około 125 m. W osi obniżeń synklinalnych liczyć się należy z miąższością tych osadów od 300 do 400 m. Osadów doggeru nigdzie w otworach nie stwierdzono. Udział ich w budowie geologicznej jest możliwy, ale zapewne nie odgrywają one większej roli. Wapienie skaliste dolnego malmu zostały rozpoznane lokalnie w osi maksymalnego obniżenia synkliny Grabek. Ich miąższość szacować należy na kilkaset metrów.

Osady triasu łącznie z osadami jury (o miąższości około 1500 m) uległy skomplikowanym zaburzeniom tektonicznym, w wyniku czego powstały struktury typu blokowego. W schematycznym ujęciu, na jakie zezwala materiał źródłowy, wyróżnić można kilka jednostek ograniczonych strefami dyslokacji, głównie poprzecznych. Do ważniejszych, dających się wyróżnić dyslokacji należą: dyslokacja Płośni, dyslokacja szydłowska oraz dyslokacja sichowska. Z nimi w związku pozostaje zapewne wiele pomniejszych uskoków, o których istnieniu pamiętać trzeba przy szczegółowym rozpatrywaniu problemu budowy tego obszaru. Fragmenty dyslokacji Płośni i szydłowskiej można było dość ściśle określić przy kartowaniu podłoża miocenu w skali 1 : 20 000. Dyslokacja szydłowska ogranicza m.in. wschodni zasięg mezozoiku. W otworze Szydłów 2 po stronie wschodniej uskoku stwierdzono pod mioceniem wapienie środkowodeńskie.

Pomiędzy dyslokacjami sichowską i szydłowską zarysowuje się wyniesienie typu antyklinalnego: strzelecko-borzymowskie, w którego jądrze pod osadami triasu w Borzymowie stwierdzono utwory eokambru, a osady młodszego paleozoiku w Strzelcach. W skrzydle południowym wyniesienia rozwinięte są osady triasu, jury i kredy. Te ostatnie, ogólnie biorąc, w okolicy Stopnicy, Pacanowa są fragmentem skrzydła niecki miechowskiej. Na N od osi wyniesienia strzelecko-borzymowskiego przez Niziny aż po Grzybów znajduje się synklina mezozoiczna Nizin, z osadami jury w osi. Północne skrzydło tej synkliny rozpoznane zostało w czasie prac geologiczno-poszukiwawczych w okolicy Rzędowa, Dobrowa, Grzybowa i Sichowa. Stwierdzone tu osady pstręgo piaskowca leżą bezpośrednio na podłożu eokambryjskim (otwór Koniełoty).

Na W od dyslokacji szydłowskiej stwierdzamy przedłużanie się omówionych jednostek, z komplikacjami, jakie wprowadza dyslokacja szydłowska i dyslokacja Płośni. W obrębie osadów mezozoicznych głównym akcentem jest wyniesienie Brzozówki z osadami eokambru w jądrze i osłaniającego go paleozoiku w skrzydłach, pozostające w związku z poprzednio wymienionym wyniesieniem strzelecko-borzymowskim. Na S od niego dalsze przedłużenie osłony mezozoicznej wchodzi w skład północnego skrzydła niecki miechowskiej. Odpowiednikiem synkliny Nizin jest (między dyslokacjami szydłowską i Płośni) wąska synklina Grabek, w której maksymalnym obniżeniu stwierdzono nie przebite wapienie skaliste dolnego malmu. Zajmują one tu bardzo małą przestrzeń, o szerokości około 300 m i długości 1700 m. Po zachodniej stronie dyslokacji Płośni synklina chmielnicka znacznie się rozszerza. Znane są wychodnie wapieni malmu w osi tej synkliny, okolicach Łagiewnik i Chmielnika.

Na N od synkliny Grabek i Chmielnika, w pobliżu północnej granicy zasięgu mezozoiku, został wstępnie rozpoznany skomplikowany układ strukturalny w obrębie kajpru, wapienia muszlowego i pstręgo piaskowca. Do szczególnych zjawisk należy tu występowanie wąskiej grzędy wapieni dewońskich w otoczeniu osadów triasu. Pojedyncze odsłonięcia wapieni dewońskich w ich najdalszym zasięgu na E znane są z doliny Osówki koło Szydłowa. Bardzo skąpy materiał źródłowy nie pozwala bliżej scharakteryzować tego układu. Zasięg północny mezozoiku wyznaczają wyniki wiercenia Potok, gdzie ret i pstry piaskowiec, o łącznej grubości 45 m, leżą bezpośrednio na wapieniach środkowodeńskich (K. Pawłowska).

Morfologia stropowej powierzchni podłoża miocenu jest zróżnicowana w dość dużym zakresie, od + 300 do - 200 m. Zaznacza się przy tym wpływ odporności różnych rodzajów skał na działanie erozji (o ile charakteryzować rzeźbę dostateczną liczbą poziomici) oraz niezależny od tego przeważający wpływ ruchów mioceńskich, który doprowadził do powstania określonych stref i swoistego ukształtowania osadów mioceńskich.

Osady miocenu wykazują całkowicie odrębny plan budowy w stosunku do struktur swego starszego podłoża. Odnosi się to do generalnych rysów tektoniki miocenu. Utwory miocenu pomiędzy Chmielnikiem, Pierzchnicą, Rakowem i Sandomierzem zajmują szczególną pozycję w odniesieniu do reszty zapadliśka przedkarpackiego. Jak wiadomo, ós basenu przesunięta jest daleko na S. Na omawianym obszarze obserwujemy natomiast północne transgresyjne zasięgi morza mioceńskiego na mezo- i paleozoiczny fundament.

Najstarsze brakiczne osady miocenu tzw. helwetu zachowały się w odosobnionych niewielkich płatach w części środkowej i południowej, koło wsi Józefowo, na NE od Staszowa, na N od Suchowoli, koło Świniar. Znacznie większy zwarty obszar występowania helwetu o postrzępionej granicy zasięgu zarysowuje się od okolic Tarnobrzega, Nadbrzezia do doliny Opatówki i dalej na E. Osady helwetu zachowały się w obniżeniach podłoża miocenu. Większość nowych danych dotyczących helwetu pochodzi z analizy wyników wierceń. Osady helwetu nawiercono w licznych otworach w okolicy Tarnobrzega, Słupczy, Zalesia Antoniewskiego, a ostatnio w Kicharach i w Darominie. Jedynie niewielkie odsłonięcia helwetu znane już były B. Puschowi i J. Siemiradzkiemu ze wsi Męczennice, Malice, Międzygórz, Pęczyny, Zagrody z zachodniej części doliny Opatówki, co podaje K. Kowalewski i J. Samsonowicz.

Na podstawie analizy nowych materiałów kartograficznych wynika, że osady tzw. helwetu, tortońskich osadów litotamniowych i warstw baranowskich mogą stanowić odmiany facjalne. W strefie brzeżnej transgresywne osady tortonu różnicowały się zapewniając lokalne deniwelacje w podłożu miocenu. Te małe zbiorniki czasowo odcięte od głównego wysładzały się i zarastały roślinnością, która dała początek soczewkowatym pokładom węgla brunatnego. Zależnie od wytworzonych specyficznych warunków ekologicznych zasiedla je zespół fauny cechujący środowisko wód wysłodzonych brakicznych, różniący się od zespołów fauny i mikrofauny warstw baranowskich, związanych ze środowiskiem morskim. Stąd nie określony na drodze paleontologicznej stratygraficzny charakter warstw brunatno-węglowych, pomimo dość licznego występowania w nich fauny i mikrofauny. Utwory litotamniowe też są trudne do dokładnego stratygraficznego zaklasyfikowania, jest to niewątpliwie facja rafowa, związana przede wszystkim ze strefą brzegową, gdzie ma cechy poziomu stałego, lecz litotamnie mogły również obrastać lokalne płycizny i garby, wówczas poza pasem brzeżnym nie stanowią stałego korelacyjnego poziomu.

Odsłonięcia wapieni litotamniowych są znane na dużej przestrzeni północnego zasięgu osadów miocenu: od Chmielnika — Szczecna do Rakowa — Jabłownicy, Jurkowic, Wiązownicy, Gorzyczan, Koprzywnicy, Zawidzy, Nadbrzezia i wsi Furmany. Ich obecność w strefie brzeżnej pod osadami młodszego tortonu ustalono na podstawie licznych wierceń.

Dzięki dość bogatym materiałom źródłowym można było opracować szczegółową mapę strukturalną występowania wapieni litotamniowych, ich zasięgu, miąższości oraz morfologii powierzchni stropowej. Uzupełniają mapę liczne przekroje geologiczne. Wyniki tych prac mają znaczenie dla charakterystyki podstawowej części kompleksu osadów, tortońskich, a także dla rozwiązania problemów hydrogeologicznych, związanych z tym wodonoścem.

Od SW zasięg wapieni litotamniowych jest ograniczony do linii Ślადków, Kostera, Wólka Bosowska, Grzymała, Zerniki. W dolinie Czarnej od okolic Rakowa do Kurozwek wapienie litotamniowe zostały usunięte przez erozję, bądź też nie pokrywały wyniesionych cokołów paleozoicznych. W rejonie Koprzywnicy, Sandomierza (Nadbrzezia) obszar występowania wapieni litotamniowych został rozcięty działalnością erozyjną Koprzywnicką i częściowo Prawisłą. W części północnego płata wapienie litotamniowe leżą dość płasko, ich powierzchnia stropowa ma tendencję do obniżania się ku SE, miąższość wapieni rzadko osiąga 10 m. W okolicy Zawidzy, Nagnajowa, Baranowa ich powierzchnia stropowa dość szybko się obniża ku S i SE, a miąższości szacować należy na około 70 m. Zupełny brak wapieni litotamniowych obserwuje się na dużym obszarze od Trzebiesławic przez Piaseczno, Machów, Mokrzyzów, Stale. Dowodzi to, że zasięg wapieni litotamniowych ogranicza się do stref przybrzeżnych, do których nie należał obszar pozbawiony obecnie tych osadów. Jednocześnie fakt ten wskazuje na ograniczone, lokalne znaczenie stratygraficzne wapieni litotamniowych, nie stanowiących stałego poziomu przydatnego dla określenia położenia stratygraficznego warstw starszych (podlitotamniowych) i młodszych (nadlitotamniowych).

Już wstępna analiza morfologii powierzchni stropowej wapieni litotamniowych wykazuje pewne charakterystyczne cechy i regularności układu, które podkreśla również budowa młodszych od nich osadów.

Na N od schematycznej linii: Drugnia, Brzeziny (Osówka), Jabłonica, Staszów, Trzypiec, w niecce rakowskiej według nomenklatury J. Czarnockiego, rozciąga się szeroki płat wychodni wapieni litotamniowych.

Od okolic Czernicy, Wólki Żabnej, na północ od Staszowa zmienia się obraz powierzchni stropowej wapieni. Zarysowuje się wyraźna os obniżenia w kierunku lasów golejowskich (ku SE). Tę część niecki, z kompletnym profilem osadów tortonu, proponuję nazwać niecką golejowską. Nieckę rakowsko-golejowską oddziela wąska charakterystyczna strefa krawędziowa — na linii Gorzakiew, Osówka, Jabłonica, Oględów — od następnej wyraźnej niecki, nazwanej obecnie niecką Rytwian. Os niecki Rytwian daje się śledzić od okolic Lubani, przez Grabki, Sielec, w kierunku na Rytwiany i wieś Strzegom (ku S). Pomiędzy Chmielnikiem, Zreczem, Raczycami, Solcem, Tuczępami, Grzybowem, Tuklęczą zaznacza się następne względne wyniesienie powierzchni wapieni, ograniczające nieckę Rytwian od S. Na S od tego wyniesienia powierzchnia wapieni litotamniowych systematycznie obniża się ku SSW. W strefie wyniesienia w okolicach Dobrowa, Grzybowa, Koniemłot i Sichowa spod cienkich wapieni litotamniowych ukazują się płyty starszego podłoża mezozoicznego. Podobne, lecz mniejsze okna z widocznym starszym podłożem (osadów triasu lub dewonu) znane są koło Osówki i koło Gorzakwi (Wygody).

Nieckę Rytwian i analogiczną nieckę golejowską charakteryzuje pełny profil osadów tortonu, tj. wapienie litotamniowe, mułowce baranowskie, gipsy i margle pektenowe. W strefie północnej krawędzi ograniczającej te niecki znajdują się północne zasięgi młodszych osadów tortonu. Pomiędzy dyslokację rzeki Czarnej oraz Czernicą i Staszowem zachodzą zaburzenia w przebiegu tej krawędzi. Część wschodnia ulega znacznemu przesunięciu ku N i przebiega od wsi Józefowo na Bukową, Świniary i Chmielów. W obrębie niecki golejowskiej (między Maziarką a Suchowolą) zarysowuje się dodatkowo wyniesienie dzielące tę jednostkę na dwie części.

Zarysowany charakterystyczny układ strukturalny miocenu, rozpoznany w jego północnym zasięgu, szczególnie dobrze widoczny jest na przekrojach geologicznych; ma on duże znaczenie ze względu na prognozy poszukiwawcze złóż surowców chemicz-

nych, których powstanie jest warunkowane obecnością elewacji w podłożu.

Ponad wapieniami litotamniowymi osadziły się warstwy baranowskie. Zajmują one centralną część niecki Rytwian po okolicie Skadli — Sachalina, niecki golejowskiej po Maleniec — Kopaninę, oraz duży obszar między Łoniowem, Piasecznem, Machowem, Siedliskiem.

W stosunku do warstw baranowskich nieco tylko większy zasięg wykazują osady chemiczne: gipsy i lokalnie wapienie pogipsowe. Szczegóły ich budowy poznano dzięki licznym otworom dokumentacyjnym. Odsłonięcia gipsów są na tym terenie nieliczne i fragmentaryczne (okolice Staszowa i Żurawicy).

Maksymalna miąższość gipsów, do 55 m, odnosi się do centralnych części nieckowatych obniżen. Natomiast strefy pogipsowych wapieni, o maksymalnej miąższości do 30 m, są związane z wyniesieniami podłoża, np. wzdłuż osi Skadla — Solec — Gacki — Grzybów — Luszyca. Podobny w gruncie rzeczy charakter względnego płaskiego wyniesienia w stosunku do strefy szybko obniżającej się powierzchni gipsów na S od Świniar i Nagnajowa wykazuje obszar wybitnych zmian metasomatycznych gipsów między Wygnanowem — Piasecznem — Machowem — Mokrzyzowem. W ten sposób zarysowuje się jedna z ważnych przesłanek prognozy występowania złóż, co się sprowadza do poszukiwania obszarów, na których aktywnie przebiegały procesy metasomatozy gipsów, a w ich wyniku powstały złoża siarki rodzimej.

W szczegółach budowy tortonu orientują szczegółowe mapy strukturalne oraz przekroje geologiczne. Niektóre generalne rysy podaje schematyczna mapa (ryc. 2).

Sarmat ilasty charakteryzuje się nieco większym zasięgiem niż gipsy (patrz ryc. 2). W czasie sarmatu dały się odczuć wyraźne ruchy podstawy sedymentacji, co rejestrują systematycznie rosące miąższości osadów, szczególnie sarmatu ilastego, w kierunku na S i SE. Natężenie ruchów było zmienne. Miarą amplitudy ruchów mogą być dane z obserwacji głębokości określonego poziomu tortonu o znaczeniu stratygraficznym.

Do wyjątkowych zjawisk należy fakt stwierdzenia uskoku w obrębie osadów tortonu w okolicy wsi Stale, o amplitudzie około 20 m. Tym samym potwierdza się opinia o udziale dyslokacji nieciągłych w formowaniu się struktur przedarmackich.

Osady sarmatu ilastego znane są z licznych odsłonieć naturalnych i sztucznych lub z występowania blisko powierzchni pod cienkim nakładem. Sarmat ilasty na ogół wykazuje poziome uławicenie. W obszarze szeroko rozwiniętego krasu gipsowego w niecce Rytwian w okolicy Zofiówki, Jarzabek i Pieczonogów, Mokrego i Krzywołoczy oraz w niecce golejowskiej od Wólki Żabnej po Osiek Sandomierski obserwuje się lokalne wtórne zaburzenia układu.

Cykl sedymentacyjny osadów miocenijskich zamkniętą utwory sarmatu detrytycznego, znane z licznych odsłonieć. O zasięgu tych osadów informuje ryc. 2. Sarmat detrytyczny przykrywał pierwotnie znacznie większy obszar, niż to wynika z obserwacji dzisiejszego rozmieszczenia tych osadów. Można szacować, że do wysokości około 220 do 225 m npm wszędzie w NW części badanego obszaru (okolice Chmielnika) występowały detrytyczne masy piaskowców wapienistych, przekątnie warstwowanych, leżących niezgodnie na różnych poziomach sarmatu ilastego. Na kontaktach w spągu sarmatu detrytycznego znane są zwirowiska odsłaniające się na powierzchni w Jabłonicy, Osówce. Działanie erozyjne wód Prawisły oraz jej dopływów — Czarnej i Koprzywnicki doprowadziło do usunięcia znacznej części osadów sarmatu detrytycznego, a miejscami i niżej leżących części sarmatu ilastego, z obszaru na E od linii Chmielnik — Busko Zdrój i na S od zgeneralizowanej linii Chmielnik — Staszów — Łoniów.

W obszarach przykrawędziowych pradoliny zachowały się utwory sarmatu w postaci pojedynczych płatów dobrze widocznych na terenie Chmielnika —

Śyszczyc — Balic — Śladkowa i Bórzkowej oraz w postaci morfologicznej krawędzi o rozczłonkowanej linii pomiędzy Chmielnikiem, Gnojnem, Jarząbkami, Szydłowem, Niemścicami i Kurozwałkami.

W dolinie Czarnej nastąpiło całkowite zniszczenie pokrywy sarmatu detrytycznego (a i starszych poziomów sarmatu i tortonu. Dalszy ciąg sarmatu detrytycznego obserwuje się dopiero od wsi Czernica w kierunku wsi Sztombergi, Wiśniowa, Smerdynia, Rybnica, gdzie nastąpiło dalsze rozcięcie sarmatu w wyniku erozyjnej działalności Koprzywianki. Sarmat detrytyczny w postaci ograniczonych płatów pojawia się dalej w okolicy Gieraszowic, Gorzyczan, Samborca, a następnie na N od Sandomierza w dolinie Opatówki (Dwikozy — Góry Wyokie — Kichary).

Na wyniesieniu tarnobrzekim zachowały się niewielkie powierzchniowo ślady osadów sarmatu detrytycznego, widoczne w odsłonięciach koło Ocic i Sobowa, znanych dzięki opisom wykonanym przy okazji eksploatacji bogatej fauny (W. Friedberg, J. Czarnocki, K. Kowalewski). W stosunku do okolic Chmielnika, gdzie spąg sarmatu detrytycznego występuje na wysokości około 220 do 225 m npm w okolicy Tarnobrzega (Ocic — Sobowa) i Dwikoz (dolina Opatówki) spąg sarmatu znajdują się znacznie niżej, około 170 do 175 m w okolicy Tarnobrzega, 135 do 145 m w dolinie Opatówki. Obniżenie podstawy sarmatu detrytycznego postępuje systematycznie w kierunku z W na E.

Pogląd o zniszczeniu znacznej części osadów sarmatu detrytycznego tłumaczy nagłe ginięcie tego typu osadów na pewnej równoleżnikowej linii, nazywanej nawet dawniej fleksurą staszowską (chmielnicko-staszowską), co wynikało z obserwacji dość licznych odsłonień (w rejonie Staszowa, Skadli, Jarząbek, Szydłowa). W rzeczywistości taka strefa dyslokacyjna tu nie występuje, a budowę geologiczną jednoznacznie obja-

niają szczegółowe przekroje. Upady 20—30° podawane w literaturze dla sarmatu detrytycznego, mające świadczyć o niezgodności kątowej osadów detrytycznych w stosunku do płasko leżących osadów ilastych, nie określają w istocie rzeczy upadów, lecz są zjawiskami natury sedymentacyjnej i wynikają z przekątnego i krzyżowego warstwowania. Ogólnie sądząc, sarmat detrytyczny leży płasko i prawie poziomo.

LITERATURA

1. Czarnocki J., Kowalewski K. — Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą i Sanem, oraz uwagi ogólne o stosunkach facyjnych tortonu górnego w Polsce. Pos. Nauk. PIG 1931, 29.
2. Czarnocki J. — Geologia Regionu Łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. PIG 1950, t. 1.
3. Kowalewski K. — Trzeciorząd w dolinie Opatówki i Koprzywianki. Spr. z pos. Tow. Nauk. Warsz. 1918, z. 6, wyd. III.
4. Kowalewski K. — Trzeciorząd Polski południowej. Biul. IG 1957, 119.
5. Samsonowicz J. — Objaśnienie arkusza Opatów. PIG. Ogólna mapa geol. Polski w skali 1:100 000. Warszawa 1964.
6. Samsonowicz J. — Lower Cambrian fossils from the Klimontów anticlinorium of the Holy Cross Mts. (Poland). Ks. pam. J. Sams. Kom. Geol. PAN 1962.

SUMMARY

The paper embraces a preliminary synthesis of the results of geological research works made during 1955—1964. The tectonical sketch of the Mesozoic and Palaeozoic deposits is shown on Fig. 1, the geological structure of the Miocene formations is illustrated on Fig. 2 and 3. The Miocene substratum consists of the Cambrian deposits and of remaining Palaeozoic and Mesozoic formations, however, considerable stratigraphical breaks may also be observed, at places. In the vicinities of Busko-Staszów-Sandomierz-Zawichost outlines of new, hitherto unknown geological structures have been observed. The further reconnaissance of these structures may help in deepening of geological-prospecting conceptions within the area considered. An exception makes here the structure of Brzozówka, where the Eocambrian directly rests under the Miocene. The zone of the southern extent of the Lower (Holmia) Cambrian was determined, as well (Fig. 1).

Precisely determined Palaeozoic structural elements of the northern side of the Opatów anticlinorium represent new interesting facts there. Here was determined the presence of Ordovician and Silurian deposits, as well as a large slice of Old Red formations. The structural scheme of the area is here complicated by the transversal dislocation zones (Fig. 1). The dislocations restricting the eastern extent of the Mesozoic belong here to the considerably important ones. The boundaries of Triassic and Jurassic and their several structural elements have also been discussed in the paper.

The presence of the Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper and Rhaetian (Triassic amounts together to 850—900 m in thickness), as well as of the Liassic (up to 400 m) and Malm deposits has been ascertained. Dogger deposits have not been encountered. The Miocene deposits show a different structural plan in relation to the older substratum structures.

РЕЗЮМЕ

В статье содержится вступительное обобщение результатов геолого-поисковых работ за годы 1955—64. Тектоническая схема мезозойских и палеозойских пород представлена на рис. 1, а геологическое строение миоцена на рис. 2 и 3.

Под миоценовыми отложениями кроме эокембрия был вскрыт кембрий и остальные палеозойские и мезозойские формации, хотя местами наблюдаются значительные стратиграфические перерывы. В окрестностях Буско — Сташув — Сандомеж — Завихост были выявлены очертания неизвестных до сих пор структур. Дальнейшее их исследование может уточнить геолого-поисковые концепции. К исключительным относится структура местности Бжозувка, где эокембрий залегает непосредственно под миоценом. В итоге исследований была определена граница южного распространения нижнего (хольмиевого) кембрия (рис. 1).

К новым интересным фактам относится уточнение палеозойских элементов в строении северного крыла Опатовского антиклинория. Определено наличие ордовика, силура и крупного элемента отложений олдреда. Структурная схема района усложняется поперечными дислокационными зонами (рис. 1). К особенно важным относятся дислокации, ограничивающие с востока распространение мезозоя. В статье рассматриваются границы распространения и некоторые черты строения триаса и юры. Выявлено наличие отложений пестрого песчаника, раковинного известняка, кейпера и рета (общая мощность триаса 850—900 м), лейаса (до 400 м) и мальма. Доггер не был вскрыт буровыми скважинами. Миоценовые отложения характеризуются отличным планом строения по сравнению со строением более древнего основания.